



LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS CARSIFICADAS DE CUBA OCCIDENTAL

M. Roberto Gutiérrez Domech y Arsenio Barrientos Duarte

Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca s/n y Línea del Ferrocarril, San Miguel del Padrón, Ciudad de la Habana. E mail igpcnig@ceniai.inf.cu

RESUMEN

A pesar de constituir un territorio eminentemente cársico, en Cuba, el estudio de las características geológicas de las rocas que están afectadas por el carso y la investigación de las relaciones existentes entre éstas, las propiedades físico-mecánicas y la carsificación, es todavía insuficiente para evaluar la velocidad de los procesos, los probables riesgos geológicos y afectaciones a construcciones hidráulicas, civiles, viales, etc.

Dentro del contexto de las unidades litoestratigráficas carsificadas de Cuba occidental, se destacan, las formaciones Guasasa y Jagua, donde se han desarrollado los mayores sistemas de cavernas del país; Artemisa, Francisco, Cacarájicara y en menor grado Polier, Sierra Azul (Pinalilla) así como Ancón, entre otras, en la cordillera de Guaniguanico.

Hacia el extremo más occidental de la isla de Cuba las formaciones Jaimanitas y Vedado constituyen la base de la carsificación en la península de Guanahacabibes.

Las formaciones Güines, Jaruco, Vedado y Jaimanitas y en menor medida Cojimar, las cuales albergan numerosas formas cársicas superficiales y subterráneas e importantes acuíferos cársicos, afloran principalmente en las provincias de La Habana y Ciudad de la Habana

En la provincia de Matanzas las unidades más características son Güines, Canimar, Vedado y Bellamar, con una región de gran desarrollo cársico en la península de Zapata.

En la Isla de la Juventud, también son numerosas las formas cársicas en los mármoles calcáreos de las formaciones Colombo, Playa Bibijagua, Sierra de Caballos y Sierra Chiquita, del norte y en las calizas de las formaciones Jaimanitas y Vedado, en el Sur.

Palabras claves. Formaciones geológicas, propiedades físico mecánicas, carsificación.

ABSTRACT

Even when the territory of Cuba is mainly karstic, the geological characteristics of the rocks affected by karstification, and the research about the relationship between them, the physics-mechanic properties and karstification is not enough, in order to evaluate the speed of the processes, the geological risks and affectations to hydraulic, civil, roads, highways, airplane track and other types of constructions.

About the litostratigraphics karstified units of western Cuba, formations Guasasa and Jagua, where the biggest cave systems had been excavated are relevant; as well as formations Artemisa, Francisco, Cacarájicara, and in a less degree formation Polier, Sierra Azul (Pinalilla), as well as Ancon among others in the Guaniguanico mountain range.

By the western edge of the isle of Cuba, Jamaica and Vedado formations constitute the karstification rock base at the Guanahacabibes peninsula.



The geological formations Güines, Jaruco, Vedado and Jaimanitas and in a less way Cojimar outcrops mainly at the Havana and City of Havana provinces. These units house many surface and underground karstic forms and large karstic acuífers.

Güines, Canimar, Vedado and Bellamar are the more characteristics geological formations at Matanzas province, which has a great karstic development region at Zapata peninsula.

On the Isle of Youth there are also many karstic forms among the calcareous marbles formations of Colombo, Playa Bibijagua, Sierra de Caballos and Sierra Chiquita ranges at north and among the Jaimanitas and Vedado limestone formations of the south.

Key words: Geological formation, physics-mechanical properties, karstification

INTRODUCCION

Dos tercios de las rocas que constituyen el Archipiélago Cubano son carbonatadas y están afectadas en mayor o menor grado por la corrosión cársica, por lo cual no es festinado considerar el territorio cubano como eminentemente cársico.

Todo tipo de construcciones está expuestas a los procesos que afectan o aceleran la carsificación de las rocas que constituyen su base, ya sea por el riesgo que puede implicar el asentamiento de su cimentación, el colapso de salas de máquinas, hundimiento de equipos de gran peso, en construcciones civiles e industriales o la pérdida del agua a través de cavernas en las obras hidráulicas. El estudio de las características estructurales y texturales de las rocas y las relaciones existentes entre éstas y las propiedades químicas, físico-mecánicas y la carsificación, es todavía insuficiente para evaluar la mayor o menor velocidad y aceleración de los procesos de desagregación, lavado y arrastre de las rocas.

La parte occidental de Cuba, que comprende las provincias de Pinar del Río, La Habana, Ciudad de la Habana, Matanzas y la Isla de la Juventud, presenta un número importante de unidades litoestratigráficas afectadas por el carso, constituyendo el área más carsificada del país.

Estas formaciones son descritas tomando como base los trabajos geológicos, geotécnicos, geoquímicos y geofísicos, realizados en diferentes centros para la búsqueda de minerales sólidos y aguas minero medicinales, el estudio ingeniero geológico de obras de diverso tipo y la prospección de aguas subterráneas.

Dentro del contexto de las unidades litoestratigráficas carsificadas, de Cuba occidental, en la cordillera de Guaniguanico, provincia de Pinar del Río se destacan, por la riqueza y/o magnitud de sus formas, en la Sierra de los Organos, las formaciones Guasasa y Jagua, en cuyo contacto se han desarrollado algunos de los mayores sistemas de galerías subterráneas del país, como son el Sistema Palmarito, en la Sierra de Viñales; Gran Caverna de Santo Tomás, en la Sierra de Quemados; Sistema Majaguas- Cantera, en la Sierra de San Carlos; Sistema de Cueva Fuentes, en la Sierra de Mesa, entre otros.

Las formaciones Artemisa, Francisco, Cacarajícara y en menor grado Polier, Sierra Azul (Pinalilla) así como Ancón, constituyen las principales formaciones carsificadas de la Sierra del Rosario.

Todas estas unidades, en su mayor parte mesozoicas, afloran y conforman un paisaje peculiar, el cual ha motivado que la región se catalogue como “capital del carso tropical”. Estas unidades albergan mas de 4000 cavernas.

Hacia el extremo más occidental de la isla de Cuba las formaciones Jaimanitas y Vedado constituyen la base de la carsificación en la llanura de la península de Guanahacabibes, donde los espesores son menores y las formas de proporciones mas reducidas.

Las formaciones Güines, Jaruco, Vedado y Jaimanitas y en menor medida Cojimar y otras de la cobertura Neógeno-Cuaternaria, las cuales albergan numerosas formas cársicas superficiales y subterráneas e importantes acuíferos cársicos, afloran principalmente en las provincias de La Habana y Ciudad de la Habana, al extremo que en este pequeño territorio han sido reportadas mas de 1300 cavernas.

En la provincia de Matanzas las unidades más características son Güines, Canimar, Vedado y Bellamar, aunque otras también presentan un importante nivel de carsificación. La cueva de Bellamar (en realidad un sistema de mas de 15 km de galerías con diferentes entradas, separadas por una dolina colapsada) y cientos de cuevas hasta un número cercano a 2000, perforan estas rocas, que están presentes también en una región de gran desarrollo cársico como es la península de Zapata el mayor humedal de Cuba

En la Isla de la Juventud, también son numerosas las formas cársicas en los mármoles calcáreos del norte, pertenecientes a las formaciones Colombo, Playa Bibijagua, Sierra de Caballos y Sierra Chiquita, donde abundan cuevas verticales o simas y en las calizas de las formaciones Jaimanitas y Vedado, en la llanura del Sur, con un drenaje superficial casi inexistente y un carso epígeo de intenso desarrollo.

MATERIALES Y METODOS

Utilizando como base las unidades litoestratigráficas aprobadas en el Léxico Estratigráfico de Cuba y atendiendo a la experiencia personal de los autores se seleccionaron las formaciones que presentan mayor grado de carsificación. De cada una se definieron algunos parámetros físico-mecánicos como la resistencia a la compresión (R_c), en realidad límite de resistencia a la compresión axial, que valora la solidez y fortaleza de las rocas en un ensayo de laboratorio donde resultan determinantes la estructura del material, la anisotropía, la humedad, etc. También se valoró la porosidad, que permite conocer la totalidad de poros y grietas, rellenas o no y permite establecer el coeficiente de porosidad, que se determina por el valor de la relación de volumen de poros con el volumen absoluto de las rocas. Para estos parámetros se han utilizado datos de organismos como la ENIA y el INRH donde realizan estudios ingeniero-geológicos sobre diversas obras.

Se ha tenido en consideración la presencia de los acuíferos más importantes en cada una de las unidades y las características de los referidos.

Donde ha sido posible se indica la resistividad de las rocas que componen una formación.

Utilizando la información carsológica disponible se han señalado los principales sistemas de cavernas y formas cársticas más importantes relacionados con las formaciones geológicas a las cuales se hace referencia.

RESULTADOS

Formación Jagua:

Distribución geográfica: Se desarrolla en la Sierra de los Organos, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica : Calizas micríticas intercaladas con capas de esquistos arcilloso-margosos y lutitas, bien estratificadas. Colores: calizas negras, esquistos y lutitas gris-pardo oscuro.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Fm. San Cayetano. Está cubierta concordantemente por Gr. Viñales (Fm. Guasasa). En algunas regiones contacta tectónicamente con la Fm. Arroyo Cangre.

Edad: Jurásico Superior (Oxfordiano Medio-Superior)

R_c entre 420 y 815 kg/cm², debido al alto grado de fisuración, agrietamiento y estratificación fina a media (2 a 10 cm). R_c disminuye en capas saturadas.

La porosidad es reducida, pero el agrietamiento es alto. Los acuíferos que se han estudiado en la misma son cársico fisurales, con una capacidad de almacenamiento muy variable, limitada o dependiente de las oquedades o conductos cársicos y de los planos de estratificación, pues la roca se presenta casi impermeable.

El carso más común que presenta es superficial, aunque puede contener pequeñas cavidades, lo cual se debe a la estratificación e intercalamiento de materiales no solubles

Formación Guasasa.

Distribución geográfica: Se desarrolla en la Sierra de los Organos, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica: Calizas micríticas, calcarenitas, lentes de pedernales. Las calizas a veces son granulares y frecuentemente laminares, en algunos de sus miembros, pero en el Miembro San Vicente (Kimmeridgiano), el más extendido y de mayor espesor, son masivas. Sus colores son: negros, gris y pardo oscuros.

La R_c está entre 815 y 1000 kg/cm² en las calizas masivas y es menor en las estratificadas, sobre todo las que pueden ser laminares.

La transmisibilidad de estas rocas depende del grado de agrietamiento y de los conductos cársicos, pues la porosidad es casi nula, presentándose manantiales de gran caudal, como el de Mal Paso, al pie de la Sierra de Mesa y el de Los Portales, con aguas minerales de mesa bicarbonatadas-cálcicas o el de San Vicente con aguas minero-medicinales sulfatadas, cálcicas-sulfurosas.

El desarrollo del carso es intenso tanto superficial como subterráneo y en el contacto con la Formación Jagua se han excavado algunas de las mayores cavernas de Cuba, como el Sistema Palmarito (mas de 50 km), la Gran Caverna de Santo Tomás, Sistema Majaguas Cantera; Cueva Fuentes y otras, formadas por ríos que nacen en las alturas pizarrosas circundantes, los cuales



atraviesan, siguiendo conductos cársicos las elevaciones cársicas (mogotes), a la vez que reciben el aporte de las precipitaciones que caen sobre los macizos y percolan hasta las galerías inferiores.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre el Mbro. Pimienta (Fm. Jagua). Está cubierta discordantemente por las formaciones Ancón, Guane, Manacas y Pons. En algunas regiones contacta tectónicamente con la Fm. Arroyo Cangre.

Edad: Jurásico Superior (Oxfordiano Superior)-Cretácico Inferior (Valanginiano)

Formación Artemisa:

Distribución geográfica: Sierra del Rosario y NE de las alturas de Pizarras del Norte, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica: Calizas micríticas bien estratificadas en capas finas a medianas, calcilutitas, calcarenitas e intercalaciones de silicitas con radiolarios. En la base aparecen esporádicamente limolitas y areniscas de grano fino. Colores gris oscuro, pardo oscuro y negro.

La resistencia a la compresión está alrededor de los 815 kg/cm² debido al alto grado de fisuración y estratificación. Este parámetro puede disminuir hasta 600 kg/cm² en condiciones de saturación.

Los manantiales y acuíferos de diferentes caudales son numerosos, pero el carácter de confinamiento que produce la intercalación común de capas impermeables con las de caliza, provoca un movimiento acelerado de las aguas subterráneas y rápidas descargas.

Presenta también manantiales como los de San Diego de los Baños con aguas sulfatado-cálcico-sulfurosas o el de Soroa: bicarbonatada-cálcica-magnesiánica-sulfurosas.

Muchos de los ríos que atraviesan la Sierra del Rosario, donde predomina esta formación, presentan cursos parcialmente subterráneos, producto de la carsificación.

Las formas superficiales son abundantes y variadas y las mayores cavernas son Los Perdidos, del Altar y el Sistema del Río Santa Cruz.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre las formaciones El Sábalo, Francisco y San Cayetano. Está cubierta concordantemente por la Fm. Polier y el Gr. Buenavista (Fm. Santa Teresa) y discordantemente por las formaciones Cacarajicara, Guanajay y Paso Real.

Edad: Jurásico Superior (Oxfordiano Medio parte media)-Cretácico Inferior (Valanginiano)

Formación Francisco:

Distribución geográfica: Se desarrolla en la parte SW de la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica: Arcillas, limolitas, calizas micríticas, esquistos e intercalaciones de areniscas. En ocasiones se observan concreciones calcáreas dentro de los esquistos y las calizas, estas últimas están frecuentemente laminadas. Predominan los colores negro, gris oscuro y pardo oscuro.

Rc está en el entorno de los 815 kg/cm², disminuyendo con la saturación y la estratificación. Presenta formas superficiales del carso, de poco desarrollo por las características estructurales de



los paquetes, frecuentemente fragmentadas. Los acuíferos son intersticiales. Aunque pueden resultar de elevado gasto por la transmisividad de las rocas.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Formación San Cayetano. Está cubierta concordantemente por el miembro La Zarza, Formación Artemisa (grupo Viñales9

Edad: Jurásico Superior (Oxfordiano Medio parte alta-Oxfordiano Superior parte baja)

Formación Cacarajícara:

Distribución geográfica :Se desarrolla en la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica Calcarenitas, brechas, gravelitas, calizas micriticas y arcillosas.

Relaciones estratigráficas: Yace discordantemente sobre la Fm. Artemisa y el Gr. Buenavista (formaciones Carmita y Santa Teresa). Esta cubierta discordantemente por las formaciones Ancón y Manacas.

Las calizas micríticas en su contacto con la formación Artemisa pueden presentar cavidades de regular tamaño, en superficie presenta lapies de escasas dimensiones y aristas poco significativas. La resistencia a la compresión de las calizas está entre 700 y 850 kg/cm² . La porosidad está generalmente en el orden del 0.2 %.

Edad: Cretácico Superior (Maastrichtiano Superior)

Formacion Polier:

Distribución geográfica: Se desarrolla en las lomas de Polier, Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica : Calizas micríticas, calizas margosas, areniscas cuarcíferas, esquistos calcáreos y argilitas calcáreas.

Su resistencia a la compresión es similar a la de la formación Cacarajícara.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre el Mbro. Sumidero (Fm. Artemisa). Esta cubierta concordantemente por la Fm. Santa Teresa.

Edad: Cretácico Inferior (Valanginiano-Albiano?)

Formación Pinalilla (Pan de Azúcar):

Distribución geográfica: Se desarrolla en el macizo de Pan de Azúcar, en la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica: Calizas masivas o en gruesos estratos, de color gris a gris verdosos. Localmente pueden aparecer finas intercalaciones de limolitas y argilitas entre las calizas de esta unidad (cantera de Quiñones).

Presenta una R_c entre 1000 y 1300 kg/cm² , poca porosidad, aunque el fuerte agrietamiento favorece el paso de ríos subterráneos y la acumulación de cantidades apreciables de agua en las depresiones del terreno. En esas capas se desarrollan numerosas cavernas, como la Cueva de Canillas y otras muchas, de variados tamaños y forma.

Presenta un carso superficial muy desarrollado con formas como el lapies de grieta (*kluftkarren*) y de pared (*wandkarren*).

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Fm. Santa Teresa. Está cubierta discordantemente por la Fm. Moreno.

Edad: Cretácico Inferior (Albiano)-Cretácico Superior (Turoniano)

Formación Ancón:

Distribución geográfica: Se desarrolla limitadamente en forma de faja estrecha y discontinua en la cordillera de Guaniguanico, provincia de Pinar del Río.

Litología diagnóstica: Calizas, calizas esquistosas arcillosas, margas, brechas calcáreas con fragmentos de calizas y de pedernales.

Aunque no presenta propiamente formas cársicas en su contacto con las formaciones que la suprayacen son frecuentes las formas cársicas de conducción.

Tiene R_c entre 203 y 420 kg/cm^2 , baja porosidad en las calizas

Relaciones estratigráficas: Yace discordantemente sobre la Fm. Cacarajícara y el Gr. Viñales (formaciones Guasasa y Pons. Está cubierta concordantemente por el Mbro. Pica Pica (Fm. Manacas) y discordantemente por la unidad informal olistostroma Vieja (Fm. Manacas).

Edad: Paleoceno Superior-Eoceno Inferior basal

Formación Jaimanitas:

Distribución geográfica: Faja discontinua que ciñe la costa cubana y gran parte de las islas adyacentes.

Litología diagnóstica: Calizas biotétricas masivas generalmente carsificadas, muy fosilíferas conteniendo, principalmente, conchas bien preservadas, corales de especies actuales y ocasionalmente biohermos. Las bolsas cársicas se encuentran rellenas por una fina mezcla carbonato-arcillosa ferruginosa de color rojo ladrillo. Pasan a calcarenitas masivas o finamente estratificadas y a veces contienen intercalaciones de margas. La cementación es variable. La coloración predominante es blancuzca o amarillenta.

R_c entre 180 y 500 kg/cm^2 , dependiendo de que la porosidad sea menor del 10 %. Muestra gran desarrollo del carso superficial a lo cual contribuye la abrasión marina y numerosas formas hipógeas como las cuevas de los Pájaros,, La Tomasa, Las Cenizas y otras Los acuíferos que contiene son discontinuos y casi en su totalidad están afectados por la intrusión marina.

Relaciones estratigráficas: Yace discordantemente sobre la formaciones Cayo Piedras (Mbros. Cerro Caudal, Cocodrilo, Guanay y Santa Isabel, Grande, Güines, La Cruz, Micara, Río Maya, Vázquez, Vedado, Versalles, los grupos Nipe (formaciones Júcaro y Río Jagüeyes), Remedios y las unidades informales conglomerado Camaroncito (no se conoce el carácter del contacto) y calciruditas Feliz. Está cubierta concordantemente por la unidad informal brecha Salado y discordantemente por la Fm. Playa Santa Fe y los depósitos innominados del Cuaternario.

Edad: Según criterios geomorfológicos y por su posición estratigráfica su edad ha sido considerada como Pleistoceno Superior

Formación Vedado:

Distribución geográfica: Se desarrolla en forma de franja estrecha y discontinua, en la costa N de la provincias de la Habana, ciudad de la Habana y Matanzas y en la costa S de las provincias de Pinar del Río, Matanzas y Cienfuegos.

Litología diagnóstica: Calizas biohémicas coralino-algaceas y biodetríticas, masivas o con estratificación local poco clara, duras, a veces aporcelanadas, en parte porosas y cavernosas, recrystalizadas, que contienen corales en posición de crecimiento o sus fragmentos, con frecuencias dolomitizadas. Su matriz puede ser micrítica o micrito-arenítica. Contienen por lo general, numerosas impresiones tabulares del coral *Acropora prolifera*.

Contiene rellenos de un material rojizo carbonatado arcilloso con Goethita. Puede contener lentes de calcarenitas. Colores blanco, amarillento y a veces rosado.

La resistencia a la compresión ha sido medida con valores entre 77.35 y 550.19 kg/cm² en forma seca y entre 181.47 y 414 en forma saturada. La porosidad está en el orden de 10.8 %. y G_s

En sus rocas se observan numerosas formas cársicas como lapies, dolinas y casimbas, en superficie y cuevas como las de La Santa, la Virgen y otras de la provincias de la Habana y Ciudad de la Habana.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Fm. Canimar (parte no diferenciada y sus miembros El Abra y Maica) y discordantemente sobre las formaciones Bellamar (parte indiferenciada), Cojimar, Güines, Paso Real y el Mbro. El Maíz (Fm.Bellamar).Esta cubierta discordantemente por las formaciones Cayo Piedras, Guanabo, Jaimanitas (parte indiferenciada y su Mbro. Punta Monje probablemente) y Villarroja. Transiciona lateralmente con las formaciones Canimar, Guane y Punta del Este.

Edad: Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior

Formación Güines:

Distribución geográfica: Se desarrolla en las provincias de Pinar del Río, La Habana, Ciudad de la Habana, Matanzas, Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus y Ciego de Avila.

Litología diagnóstica: Calizas biodetríticas de grano fino a medio, fosilíferas, calizas biohermicas, calizas dolomíticas, dolomitas, calizas micriticas sacaroidales y lentes ocasionales de margas calcáreas y calcarenitas. La dolomitización es secundaria. Son por lo general masivas, mas raramente estratificadas. Coloración blanca, amarillenta, crema o gris.

La densidad ha sido medida en el orden de los 2.63 a 2.77 g/cm³. Debido a sus características litológicas presenta porosidades desde 7,0 hasta 38,2 %. La resistencia a la compresión seca se ha mostrado entre 123 y 797 kg/cm² , pero si las rocas se presentan muy recrystalizadas puede llegar a 1500 kg/cm². La resistencia saturada hace descender los valores entre 90 y 548 kg/cm².

Según Rodríguez (1996) la resistividad media de estas rocas es de 139.8 ohms.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre las formaciones Arabos, Caobas, Cojimar, Colón (parte indiferenciada su Mbro. Coliseo), Jaruco, Lagunitas, Loma Triana (localmente



lo puede hacer también con una ligera discordancia) y paso Real y transgresivamente sobre las formaciones Arroyo Blanco, Artemisa, Caibarién, Cantabria, Caobilla, Carmita, Caunao, Guanajay, Margarita, Mataguá, Nazareno, Peñón, Carlota, Presa Jimaguayú, Punta Brava, Saladito, Santa Teresa, Tamarindo, Trocha, Vega, Vertientes, Vía Blanca, los grupos Pico San Juan, Universidad, el complejo Mabujina y cuerpos de granitoides. Está cubierta concordantemente por la Fm. Arabos y discordantemente por las formaciones Bellamar (parte indiferenciada y sus miembros Cárdenas y El Maíz), Camacho, Canimar (miembros el Abra y Maica), Guevara, Jaimanitas, Punta del Este, Vedado, Vega y Villarroja. Transiciona lateralmente con las formaciones Cojimar y Paso Real.

En las rocas de esta formación se encuentran algunos de los acuíferos mas importantes del país, como son la Cuenca Sur, la Cuenca de Vento, así como las cuencas Almendares –San Juan y Jaruco-Aguacate, en parte.

Presenta un desarrollo notable del carso, tanto superficial como subterráneo. Con formas como dolinas, de distintos tipos, lapies de múltiples formas y cavernas como: García Robiú, de Loma de Candela, del Coronel, el Sistema Subterráneo de Boca de Jaruco, en el centro de la provincia La Habana y las cuevas de Torrens, La Torre, Insunsa, El Túnel y otras muchas en el sur de la misma.

Edad: Mioceno Inferior parte alta-Mioceno superior parte basal

Formación Jaruco:

Distribución geográfica: Se desarrolla en forma de parches irregulares en la parte norte y Central de la provincia de La Habana y en la occidental de la provincia de Matanzas.

Litología diagnóstica: Calizas biotriticas arcillosas frecuentemente con grandes *Lepidocyclina*, interestratificadas con margen. Subordinadamente se observan calizas arrecifales. calciruditas y calcarenitas. Los colores predominantes son el blanco, crema y gris.

Rc saturada ha sido medida entre 105 y 584 kg/cm², mientras que seca varía entre 451 y 797 kg/cm², con una G_s entre 260 y 2067. La resistividad está alrededor de 442.59 ohms.

Las cuencas subterráneas de Almendares-San Juan y Jaruco-Aguacate, que ocupan en parte, tienen pozos con gastos de 70-200 m/día.

El carso puede ser intenso superficialmente, pero lo es notablemente en la profundidad, algunos de cuyos ejemplos son las cuevas del General Aguirre, Sitio Perdido y el Mamey, en las Escaleras de Jaruco.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Fm. Tinguaro y discordantemente sobre las formaciones Consuelo, Chirino, Guanajay, Nazareno y el Gr. Universidad (Fm. Príncipe). Está cubierta concordantemente por las formaciones Caobas, Cojimar, Güines y Paso Real y discordantemente sobre la Fm. Villarroja. Transiciona lateralmente a la Fm. Colón.

Edad: Oligoceno superior a Mioceno inferior

Formación Cojimar:

Distribución geográfica: Se desarrolla en las provincias de Ciudad de La Habana, la Habana, Matanzas y Pinar del Río.



Litología diagnóstica: Margas calcáreas, arcillosas, arenáceas y a veces nodulares, cretas, calizas biodetríticas arcillosas, calcarenitas de matriz margosa y arcillas. Colores crema, amarillento, blancuzco y grisáceo.

R_c entre 50 y 173 kg/cm², con una porosidad entre 4 y 18 %.

Presenta una resistividad media de 117.75 ohms

A pesar de carecer casi absolutamente de carso superficial, presenta cuevas en algunas localidades donde predomina una caliza menos arcillosa.

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre las formaciones Colón (parte indiferenciada y su Mbro. Coliseo) y Jaruco y discordantemente sobre las formaciones Consuelo, Encrucijada, Guanajay, Jabaco, Nazareno Punta Brava, Tinguaro, Toledo, Vía Blanca, los grupos Mariel (formaciones Capdevila y Madruga) y Universidad (formaciones Príncipe y Toledo) y las ultramafitas. Está cubierta concordantemente por la Fm. Güines y discordantemente por las formaciones Guevara, Jaimanitas (parte indiferenciada su Mbro. Punta Monje), Vedado Villarroja. Transiciona lateralmente a las formaciones Caobas, y Paso Real.

Edad: Mioceno Inferior parte alta-Mioceno Medio parte baja.

Formación Canimar:

Distribución geográfica: Se desarrolla en forma de faja irregular y estrecha desde la cercanías Bacunayagua al W y la margen oriental del Río Canimar, al E en la provincia de Matanzas.

Litología diagnóstica: Calizas biohermicas y calizas arcillosas con intercalaciones de calcarenitas, margas pseudoconglomeráticas de carácter secundario y lentes de arcillas.

La densidad de estas rocas está entre 2.50 y 2.65 g/cm³, con una porosidad con valores entre 10.8 y 18 %. La resistencia a la compresión está entre 120.19 y 435.35 kg/cm².

Presenta carso superficial, de poco desarrollo y también formas hipógeas, como la Cueva del Indio, del Abra del Yumurí y otras.

Los acuíferos que se conocen en sus capas son confinados, de aguas bicarbonatadas cálcicas.

Relaciones estratigráficas: Yace discordantemente sobre el Mbro. Cárdenas (Fm. Bellamar) y probablemente con igual carácter sobre la Fm. Caobas. Está cubierta concordantemente por la Fm. Vedado con la cual también transiciona lateralmente y discordantemente por la Fm. Versalles.

Edad: Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior

Formación Bellamar:

Distribución geográfica: Se desarrolla en la parte N de la provincia de Matanzas y con carácter subsuperficial en la parte occidental de la Ciénaga de Zapata.

Litología diagnóstica: Margas arenáceas que pasan a calizas arcilloso-arenáceas y a calcarenitas de matriz margosa, conteniendo las margas en ocasiones lentes de arcillas calcáreas.

Resistencia a la compresión entre 154.26 y 414.5 kg/cm². Las formas cársicas superficiales son sumamente agresivas y las subterráneas tienen un magnífico ejemplo en el Sistema Cavernario

Bellamar, que incluye las cuevas de Bellamar, El Jarrito, el Gato Jíbaro, Cueva de Rodríguez de la Fuente, en la propia ciudad de Matanzas y sus alrededores y las de la Ciénaga de Zapata.

Relaciones estratigráficas: Yace discordantemente sobre las formaciones caobas y Güines. Esta cubierta discordantemente por las formaciones Canimar (parte indiferenciada).

Edad: Mioceno Superior parte alta-Plioceno Inferior

Formación Colombo:

Distribución geográfica: aflora en la Punta de Colombo, en el Cerro de Colombo y en una parte de la Loma Bibijagua, Isla de la Juventud

Litología diagnóstica: Mármoles de color gris y grano medio, con intercalaciones de mármoles dolomíticos sacaroidales de color gris oscuro a negro, con cristales de diópsido tremolitizado. A veces contiene capas finas de cuarcitas de metapedernal.

Fuerte carsificación superficial y subterránea a partir de fallas y diaclasas.

La R_c es elevada y está en el orden de 1280 a 1710 kg/cm². La porosidad se encuentra entre 0.13 y 0.36 %

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Fm. Playa Bibijagua. Está cubierta concordantemente por la Fm. Sierra Chiquita.

Edad: Presumiblemente Jurásico Superior en base a su posición estratigráfica.

Formación Playa Bibijagua:

Distribución geográfica: Solo se desarrolla en Loma de Bibijagua, Isla de la Juventud.

Litología diagnóstica: Se compone principalmente de capas de mármoles fosilíferos negros, gráfíticos muy poco fétidos, con intercalaciones finas de dolomitas sacaroidales de color gris oscuro a negro, esquistos cristalinos metapelíticos cianíticos y rocas calcosilicatadas ricas en dióxido y plagioclasa básica.

La R_c es aquí también elevada está entre 1280 a 1710 kg/cm², mientras que la porosidad está entre 0.16 y 0.25 %.

También presenta carso superficial y subterráneo, siempre asociado a fallas y diaclasas

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la Formación Agua Santa. Está cubierta sobre la Fm. Colombo.

Edad: Jurásico Superior (Oxfordiano)

Formación Sierra de Caballos

Distribución geográfica: Se desarrolla en la Sierra de Caballos, Sierra Chiquita, Sierra de Colombo y cerro de las Guanábanas, Isla de la Juventud.

Litología diagnóstica: Mármoles de grano medio y color gris azulado, generalmente fétidos y algunas veces bandeados, a veces con capas finas de cuarcitas metapedernálicas o capas de dolomitas cristalinas, con intercalaciones de anfibolitas granatíferas y de rocas calcosilicatadas.



Presenta abras cársticas y dolinas en superficie y cuevas como la Furnia Primero de Mayo, en la propia Sierra de Caballos.

La resistencia a la compresión está entre 1300 y 1700 kg/cm²

Relaciones estratigráficas: Yace concordantemente sobre la formación Sierra Chiquita. Está cubierta discordantemente por la Formación Punta del Este.

Edad: Probable Jurásico Superior – Cretácico Inferior parte baja.

Formación Sierra Chiquita

Distribución geográfica: Se desarrolla en el borde oriental de la Sierra de Caballos, en la parte media de la Sierra de Colombo, en el sur de la Sierra Chiquita y en el Cerro de las Guanábanas, Isla de la Juventud.

Litología diagnóstica: Mármoles dolomíticos, claros, sacaroidales, a veces tremolíticos, con raras intercalaciones de capitas de cuarcitas metapedernáticas. Contiene intercalaciones de mármoles grises, fétidos, a veces de espesores potentes.

Relaciones estratigráficas, yace concordantemente sobre la formación Colombo. Está cubierta concordantemente por la Formación Sierra de Caballos

Edad: Probablemente Jurásico Superior.

CONCLUSIONES

Las relaciones entre las propiedades físico-mecánicas, químicas, la estructura de las rocas y el grado de carsificación que pueden presentar no han sido cuantitativamente establecidas.

La porosidad favorece la carsificación

La resistencia a la compresión disminuye con la humedad, con la carsificación y con la porosidad.

La carsificación aprovecha planos de estratificación y de contacto y todo tipo de líneas o puntos de discontinuidad para desarrollarse. Los cruces de planos de fallas o diaclasas son los más favorables para el aumento de las cavidades

BIBLIOGRAFIA

Iturralde, M.A. 1982. *Evaluación ingeniero-geológica del territorio de las provincias de la Habana*. En *Contribución a la Geología de las provincias de la Habana y Ciudad de la Habana*, p. 136-150 Editorial Científico-Técnica. La Habana.

Krynine, Dimitri y Judd, William R. 1961. *Principios de Geología y Geotecnia*. Editorial Omega.

Oliva, Victor. 1984. *Propiedades mecánicas de las rocas*. Editorial Oriente, 146 pp. Santiago de Cuba.

Rodríguez, W. 1996. *Evaluación de las características hidrogeológicas de la Cuenca Sur de la Habana, empleando técnicas de S:E:V*, en *Contribuciones a la hidrogeología y al Medio Ambiente en Cuba*. Publicaciones Universitat Jaume I, pag. 137-154, España.



CARACTERIZACION GEOLOGICA DEL CARSO EN LA PORCION SUR DE ALTA VERAPAZ, GUATEMALA

Luis Chiquín⁽¹⁾ y Rudy Machorro⁽²⁾

*Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte CUNOR.
Departamento de Geología. Cobán, Alta Verapaz. Guatemala.*

⁽¹⁾C. Eléct: lgchiquin@hotmail.com

⁽²⁾C. Eléct: bird@intelnet.net.gt

RESUMEN

Guatemala es el país que tiene la región cársica más grande de Centro América. El proceso cársico influye notablemente en el paisaje y la hidrología de aproximadamente la mitad (54,000 km²) de Guatemala. La región cársica de Alta Verapaz está compuesta de rocas carbonatadas Cretácicas, plegadas y falladas, con diferentes grados de disolución, desde karren (lapiaz), pasando por dolinas, hasta cavernas.

La presente investigación constituye el primer intento para elaborar un modelo geológico del proceso cársico. El 80% del área está compuesta por carso tipo cónico mientras que el resto consiste de carso en torres. Se ha preparado un mapa que muestra la distribución espacial de dolinas y poljes con objeto de visualizar la naturaleza del proceso. Este mapa muestra un claro zonamiento en el grado de carsificación superficial, el cual aumenta de sur a norte. Esta variación está influenciada por la combinación de factores estructurales y litológicos. La distribución de poljes y dolinas responde principalmente a las condiciones estructurales del área. El proceso cársico superficial se ha desarrollado con mayor intensidad en zonas donde las rocas manifiestan mayor grado de plegamiento y fallamiento. La elaboración de un mapa de lineamientos y rosetas de fracturamiento documenta la presencia de dos sistemas estructurales ortogonales dominantes, N10W-N10E y N80E -N80W, y de fracturas N50-60E y N30-40W. La orientación del eje longitudinal de las dolinas y de los principales ríos es consistente con la estructura geológica. La relación de ancho a profundidad de las dolinas sugiere que el tipo genético dominante de dolina es de disolución aunque también existen ejemplos de dolinas de colapso. La formación de poljes parece estar condicionada por flexiones a lo largo del rumbo de fallas E-W. Las intersecciones de diferentes sistemas de fracturamiento ha influido notablemente la génesis y desarrollo subsecuente de dolinas. La densidad de carsificación superficial es mucho mayor en calizas que en calizas dolomíticas lo cual sugiere fuertes diferencias en la porosidad y permeabilidad primaria de estas dos unidades.

El análisis integrado de las características geológicas, urbanas y rurales sugiere que el área es altamente vulnerable a la contaminación de diversas fuentes. La descarga de aguas residuales y de desechos industriales es una amenaza permanente y ya ha tenido un impacto en la calidad del recurso hídrico superficial y subterráneo, generando condiciones anóxicas en por lo menos un sistema acuático superficial.

ABSTRACT

Guatemala is the country with the largest karstic region of Central America. The karstic process has a strong influence in the landscape and hydrology of about half (54,000 km²) of Guatemala. The karstic region of Alta Verapaz is composed by faulted and folded Cretaceous carbonate rocks with different degrees of solution, ranging from karren (lapiaz), through sinkholes, to caves.

The present study is the first attempt to prepare a geologic model of the karstic process. About 80% of the area is composed by cone karst whereas the remainder consists of tower karst. We have prepared a map showing the spatial distribution of dolines and poljes trying to visualize the nature of the process. This map shows clear zoning in the degree of surface karstification, which increases from south to north. This variation is influenced by a combination of structural and lithological factors. The distribution of poljes and dolines is controlled primarily by the structural conditions of the area. The surface karstic process has developed with greater intensity in zones where folding and faulting is more developed. A lineament map and rose fractures document the presence of two main orthogonal structural systems, N10W-N10E and N80E-N80W, plus fractures trending N50-60E and N30-40W. The orientation of the longitudinal axis of dolines and of the main rivers is consistent with the geological structure. The width/depth ratio of the dolines suggests that the dominant genetic type is solution although there are



examples of collapse. Polje formation appears to be related to deflections along strike of faults trending E-W. The intersection of different fracture systems has played a major role in the genesis and subsequent development of dolines. Doline density is much greater in limestone than in dolomitic limestone suggesting strong differences in the primary porosity and permeability of these two units.

The integrated analysis of the geological, urban, and rural characteristics indicates that the area is highly vulnerable to pollution from different sources. The dumping of sewage and industrial waste is a permanent hazard and it has already had an impact in water quality, surface and groundwater, giving rise to anoxic conditions in at least one aquatic system.

INTRODUCCION

El carso es un proceso geomórfico e hidrológico importante que afecta a casi la mitad de Guatemala. Esto se debe a la presencia de clima tropical y a que aproximadamente la mitad del país está compuesto de rocas con fuerte potencial cársico tal como calizas y yeso (Fig. 1). El proceso cársico se ha discutido a nivel de Centro América y el Caribe por Gardner y otros (1987). Este estudio enfatiza la caracterización geomórfica del carso en Puerto Rico, Jamaica, Costa Rica y Yucatán. Cuba ha sido uno de los primeros países latinoamericanos donde se han formulado simulaciones matemáticas del desarrollo del proceso cársico (Molerio, 1998). Miller (1987) estudió el carso cónico de Belice y un área pequeña del oriente de Guatemala con particular énfasis en las estructuras de colapso concluyendo que el desarrollo del proceso parece haber estado influenciado principalmente por la disminución en densidad de redes fluviales. Day (1987) también llevó a cabo estudios sobre el carso de Belice los cuales están enfocados al análisis de pendientes, erosión e hidrología. En base a exploraciones recientes Miller y Alvarez (2,000) reportan el hallazgo de lo que podría ser la caverna más grande de Centro América, denominada Chiquibul, en la frontera de Belice con Guatemala (Fig. 1). Este artículo constituye el primer intento por desarrollar un modelo geológico sobre el proceso cársico en el cuadrángulo Cobán del Departamento de Alta Verapaz ubicado en la porción central de Guatemala. Los resultados que se incluyen en este artículo forman parte de la tesis de Ingeniería del primer autor.

MATERIALES Y METODOS

Revisión de estudios geológicos previos

Se hizo una revisión de los estudios geológicos regionales dentro de los cuales se ubica el área de Alta Verapaz. Sapper (1901) fue uno de los primeros en realizar las observaciones geológicas de las rocas que afloran en Alta Verapaz. Sapper (1901) diferenció calizas y dolomías de la Formación Cobán de areniscas y lutitas de la Formación Sepur. Posteriormente, Walper (1960) y Paulsen (1976) llevaron a cabo los primeros estudios de campo. La Figura 2 representa las principales observaciones de Paulsen (1976) para el cuadrángulo de Cobán.

Las rocas más antiguas del área, afloran en la esquina SW del cuadrángulo. Consisten de unidades Pérmicas compuestas de lutitas intercaladas con calizas (Formación Tactic) y calizas arrecifales con dolomía (Formación Chochal). Capas rojas Jurásicas, principalmente conglomerados y areniscas (Formación Todos Santos), subyacen discordantemente las unidades Pérmicas. Rocas carbonatadas Cretácicas, con un espesor aproximado de 2200m, forma la mayor parte del área, aproximadamente 85%. La secuencia carbonatada puede subdividirse en cuatro unidades cartografiables en base a litofacies y biofacies (Paulsen y Koch, 1980): a) Formación Cobán Inferior (Aptiano-Albiano), dolomía, caliza dolomítica brechada; 300 a 900m de espesor, b) Formación Cobán Superior (Albiano-Cenomaniano), caliza con foraminíferos; 0 a 250m de espesor, c) Formación Campur (Cenomaniano-Maestrichtiano), caliza detrítica alcanzado hasta 800m de espesor, y d) Formación Sepur (Maestrichtiano), consiste principalmente de lutitas y areniscas de grano fino. Tal y como se discutirá más adelante, de todas las unidades litológicas del área, esta secuencia carbonatada es la más importante para describir e interpretar el proceso cársico.

Análisis Estructural

La Figura 3 muestra las principales estructuras geológicas que se han identificado en el cuadrángulo Cobán. Basado en geología regional e intuición se puede elaborar el siguiente modelo hipotético. El área parece haber sido afectada por lo menos por dos eventos tectónicos. El primer evento está caracterizado por fallas de desplazamiento de rumbo sinistral con la zona de falla de Cobán y la zona de falla de Chilax siendo las principales. Los principales centros urbanos se localizan en valles aluviales que parecen representar cuencas "pull-apart". Estos valles se han interpretado como poljes y se ubican en las zonas de menor esfuerzo, donde las fallas presentan deflexiones a rumbo. Los anticlinales y sinclinales identificados por Walper



(1960) parecen representar zonas transpresionales cuyos ejes se localizan a 30° con respecto a las principales zonas de falla. Como resultado de este evento transpresional también se formaron fallas dextrales que se ubican a 60° con respecto a la falla sinistral. El evento más reciente está caracterizado por fallas extensionales de rumbo norte-sur y fracturas N30-40W.

Se midió la orientación de 588 fracturas con objeto de determinar cuales son las orientaciones dominantes (Fig. 4). La Figura 4A permite establecer la presencia de cuatro sistemas de fracturas bien desarrollados: a) fracturas E-W, b) fracturas N50-60E relacionadas a fallamiento de rumbo, c) fracturas extensionales N-S, y d) fracturas N30-40W. Se midieron lineamientos de dolinas y segmentos rectos de ríos los cuales se muestran en la roseta de lineamientos (Fig. 4B). La comparación de ambas rosetas permite inferir que ha existido un desarrollo dominante de dolinas a lo largo los cuatro sistemas de fracturamiento.

Reconocimiento de estructuras cársicas

Las rocas carbonatadas presentan diferentes grados de disolución, desde karren (lapiaz), pasando por dolinas, hasta cavernas. Cerca del 80% del área presenta carso tipo cónico mientras que el resto consiste de carso en torres. Con objeto de visualizar el proceso cársico se preparó un mapa (Fig. 5) que muestra la distribución espacial de dolinas y los principales ríos del área. Es notoria la baja densidad de drenaje de la red fluvial en las regiones donde incrementa la densidad de carsificación superficial. Se aprecia la presencia de ponors en la parte sur del Río Mestelá y al suroeste del Río Tzunutz. Este mapa permite la identificación de aproximadamente 737 dolinas lo que proporciona una densidad global para toda el área de 1.47 dolinas/km². Para cuantificar la distribución espacial de las dolinas se preparó un mapa de densidad (Fig. 6). Este mapa muestra el número de dolinas cada 4 km². La distribución de densidades se llevó a cabo con interpolación mediante kriging. Es clara la concentración de dolinas en la parte central y norte del área. También resulta evidente el control que las estructuras E-W tienen en la distribución de dolinas de la parte norte. El anticlinal de la parte central, cuyo eje está orientado N15E, parece influir en la concentración de dolinas.

Las Figuras 5 y 6 muestran que la densidad de carsificación aumenta notablemente de sur a norte. Esto puede explicarse por la combinación de factores estructurales y litológicos. La densidad de fracturamiento aumenta notablemente al norte de la zona de falla de Chilax. También se observa que las capas rojas Jurásicas, de nulo potencial cársico, que ocurren al sur de la falla están casi ausentes al norte con excepción de un afloramiento. En la parte central del área es notoria la alineación de dolinas con orientación N-S lo cual está controlado por las fracturas extensionales del mismo rumbo. Cerca del borde norte se observa un cambio en la orientación del eje longitudinal de las dolinas, de N-S a E-W, lo que sugiere que las fracturas con esta última orientación influyen notablemente en el desarrollo de las dolinas. También es evidente la influencia de fracturas N45E en el desarrollo de dolinas en la porción oriental del área. La intersección de fracturas ha provocado que las dimensiones de las dolinas, unificadas en uvalas, sea hasta de 3km de largo. La densidad de carsificación es variable dentro de las diferentes unidades litológicas, con un desarrollo más intenso en la Formación Cobán Superior (Fig. 7). Es evidente el control estratigráfico en la intensidad del desarrollo del proceso cársico. Esto sugiere que de las tres unidades carbonatadas presentes en el área, posiblemente la Formación Cobán Superior tiene mayor porosidad y permeabilidad primaria.

Se ha propuesto desde hace mucho tiempo (Cvijić, 1893) que los dos mecanismos dominantes en la formación de dolinas son la disolución y el colapso. Una relación general de ancho a profundidad de 1:3.5 se utiliza normalmente (Jennings, 1971) para diferenciar entre dolinas de solución y de colapso. La Tabla I muestra un resumen estadístico de la longitud, ancho y profundidad de las dolinas. Las dolinas de colapso generalmente tienen paredes pronunciadas y son más profundas que anchas. El análisis de 350 dolinas utilizando la relación de ancho a profundidad antes mencionada sugiere que el mecanismo genético dominante es de disolución.

Tabla I. Resumen estadístico de dolinas. n = 350 nivel de confianza 95%

Variable	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	Φ
Largo	267.4	186.6	11.7	3095.1	286.7
Ancho	141.9	101.1	32.7	1923.8	163.9
Profundidad	24	20	20	150	12.96
Ancho/ profundidad	6.03	4.75	1.64	100	6.47

Largo, ancho, y profundidad en metros. Φ = desviación standard



Consideraciones geoambientales

Esta sección describe algunos aspectos geoambientales que ocurren dentro del entorno cársico del área. Se ha identificado la presencia de depósitos estratoligados de Pb-Zn (Ag) en la secuencia carbonatada Pérmica y Cretácica. Algunos de estos prospectos se presentan en la esquina SW del área (Fig. 8). No ha existido desarrollo minero significativo dentro del cuadrángulo de Cobán por lo que el impacto por actividades antropogénicas relacionado con actividades mineras se podría considerar casi nulo. Sin embargo, aún está pendiente de analizarse el impacto potencial natural de estos prospectos en el recurso hídrico de la zona. Dentro de este mismo sector se encuentra la Laguna Chichoj la cual ha sido severamente afectada por la descarga de aguas residuales provenientes de San Cristóbal. La laguna es un cuerpo acuático somero con una profundidad máxima de 22m. La línea a trazos muestra la extensión inicial de la laguna, la cual se ha reducido aproximadamente un 65%. Un monitoreo efectuado entre agosto de 1991 y septiembre de 1992 (Mouriño y otros, 1994) muestra que la laguna presenta condiciones anóxicas por debajo de los 4m de profundidad durante todo el año (Fig. 9).

RESULTADOS Y DISCUSION

Este trabajo ha presentado un modelo geológico que consiste en la primera aproximación para explicar el desarrollo del proceso cársico de la zona. Los resultados del presente estudio sugieren que el desarrollo del proceso cársico tiene un fuerte control estratigráfico y estructural. La densidad de dolinas es mucho mayor en la Formación Cobán Superior. Esto sugiere que el contenido de dolomita en la Formación Cobán Inferior posiblemente disminuye su potencial cársico. El carácter clástico de la Formación Campur no parece haber favorecido el desarrollo de cavidades con la misma intensidad que se han presentado en la Formación Cobán Superior. Las ideas presentadas en relación con la evolución estructural son altamente especulativas y sujetas a modificación. El modelo estructural temporal se propone en base a geología regional y a que la Falla de Polochic, una falla sinistral de orientación E-W, aflora a 10km al sur del área. Esto se tomó en consideración para interpretar que la zona de falla de Cobán y la zona de falla de Chilax son del mismo tipo genético a la del Polochic. Se observa una mayor densidad de fracturamiento y mayor intensidad de plegamiento en la Formación Cobán Superior lo que ha incidido en un desarrollo más intenso del proceso cársico.

CONCLUSIONES

1. El paisaje cársico de la porción sur de Alta Verapaz está caracterizado por diferentes grados de disolución, desde karren (lapiaz), pasando por dolinas, hasta cavernas. El tipo de carso dominante es cónico. El relieve cársico ocasiona una baja densidad de drenaje fluvial, con la pérdida ocasional de drenaje superficial en ponors.

2. Se ha detectado un claro zonamiento en el grado de carsificación superficial dentro del cuadrángulo Cobán. Esta variación está influenciada por la combinación de factores estructurales y litológicos. Existen cuatro sistemas de fracturamiento que han influenciado notablemente el desarrollo del proceso cársico: N10W-N10E, N80E-N80W, N50-60E, y N30-40W. La formación de poljes parece estar condicionada por flexiones a lo largo del rumbo de fallas sinistral E-W. La densidad de dolinas es mucho mayor en calizas que en calizas dolomíticas y calizas detrítica lo cual sugiere fuertes diferencias en la porosidad y permeabilidad primaria de estas unidades.

3. El ambiente geológico ocasiona que el recurso hídrico, superficial y subterráneo, sea muy vulnerable a la contaminación. El acelerado crecimiento urbano y la descarga de aguas residuales ha tenido un impacto negativo en la calidad del recurso hídrico por lo que se recomienda implementar un plan de manejo ambiental apropiado a las condiciones del área.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Cvijić, J. (1893): Das Karstphaenomen. Versuch einer morphologischen Monographie. Geog. Abhandl., Wien 5 (3), 218-329.
- Day, M. (1987): Slope form, Erosion, and Hydrology in some Belizean Karst Depressions. Earth Surface Processes and Landforms., No. 12, 497-505.
- Gardner, T. W. Back. T. Bullard. P. Hare. R. Kesel. D. Lowe. C. Menges. S. Mora. F. Pazzaglia. I. Sasowsky. J. Troester. and S. Wells. (1987): Central America and the Caribbean, in Graf, W.L., ed., Geomorphic systems of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Centennial Special Volume 2, 343-401.
- Jennings, J. (1971): Karst: An Introduction to Systematic Geomorphology. London, The M.I.T. Press., v.7, 252p.



- Miller, T. (1987): Fluvial and collapse influences on cockpit karst of Belize and eastern Guatemala, in Beck, B., and Wilson, W., eds., *Karst Hydrogeology: Engineering and Environmental Applications*: Rotterdam, Balkema, 53-57.
- Miller, T., S. Alvarez. (2000): En el interior de Chiquibul: La Caverna más grande de Centro América. México. National Geographic., Abril 2000, 54-71.
- Molerio, L. (1998): Mathematical simulation of karst development, in Johnson, A., and Fernández-Jáuregui, C., eds, *Hydrology in the Humid Tropic Environment*: England, International Association of Hydrological Sciences Publication No. 253, 315-325.
- Mouriño, C. M. Basterrechea. S. Molina. M. De Zepeda. Y. De Juarez. E. Aguilar. B. Oliva. P. Castellanos. R. Palacios. Palma. J. (1994): Calidad de Agua y Nivel Trófico de la Laguna Chichoj, Alta Verapaz, Guatemala: Guatemala, Dirección de Energía Nuclear de Guatemala., *Ciencia y Tecnología Nuclear*, V. 1, 32-42.
- Paulsen, S. (1976): Mapa Geológico 1:50,000 del Cuadrángulo Cobán. Instituto Geográfico de Guatemala.
- Paulsen, S., & W. Koch. (1980): Die marine Kreide in Teilen der Alta Verapaz und der Baja Verapaz, Guatemala. *Geologische Jahrbuch.*, No. B38, 3-87.
- Sapper, K. (1901): Die Alta Verapaz, eine Landeskundliche. *Mitt. Geogr. Ges.*, No. 17, 78-224.
- Walper, J. (1960): Geology of Cobán-Purulhá Area, Alta Verapaz, Guatemala. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists.*, No. 44, 1273-1316.
- Weyl, R. (1980): *Geology of Central America*: Berlin, Gebruder Borntraeger. 371p.

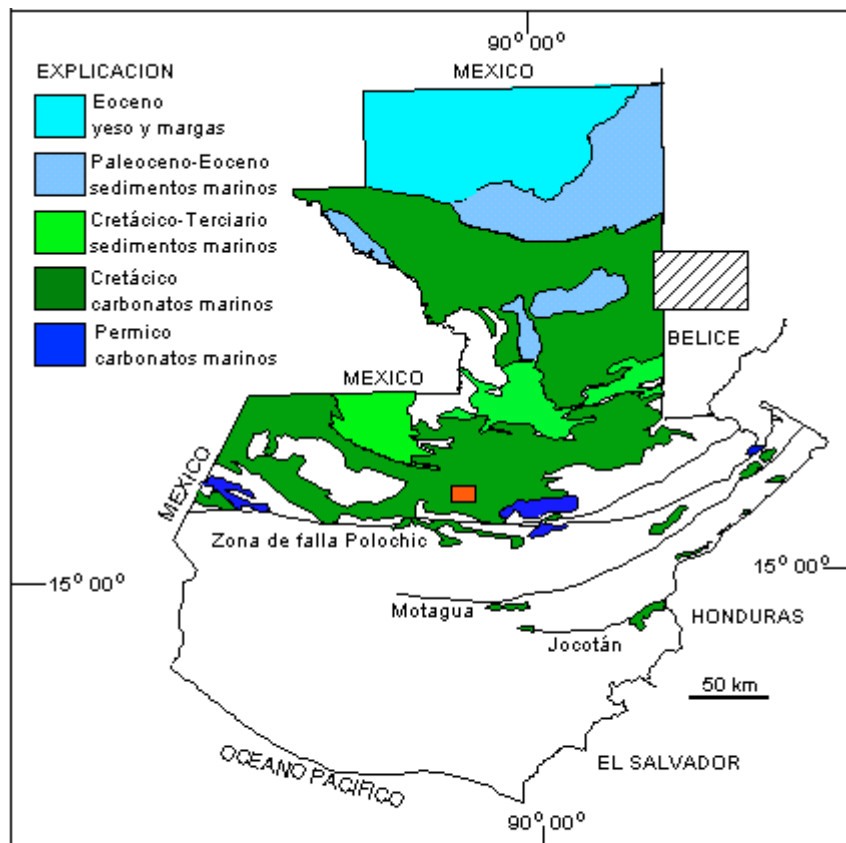


Figura 1. Mapa geológico que muestra las unidades litológicas con alto potencial cársico (ligeramente modificado de Weyl, 1980). El rectángulo en rojo indica la ubicación del cuadrángulo Cobán. La zona de Chiquibul (Miller y Alvarez, 2000) se indica con el rectángulo de rayado diagonal.

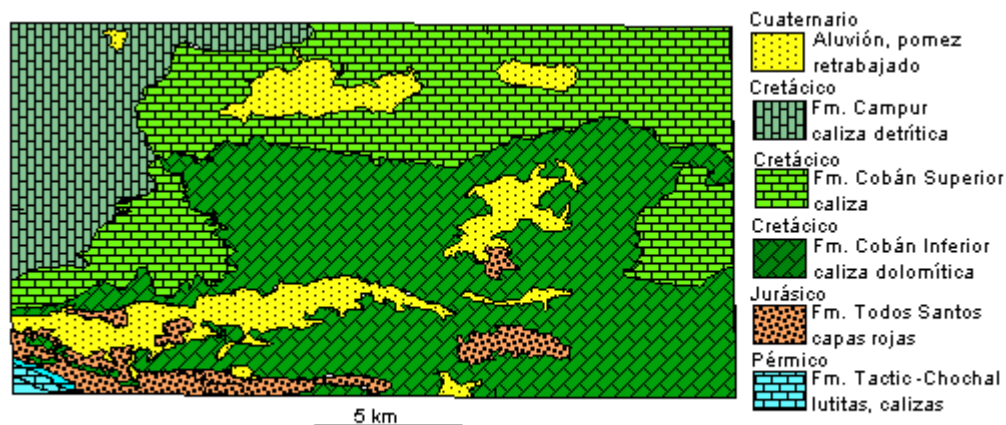


Figura 2. Mapa geológico del cuadrángulo Cobán (simplificado de Paulsen, 1976).

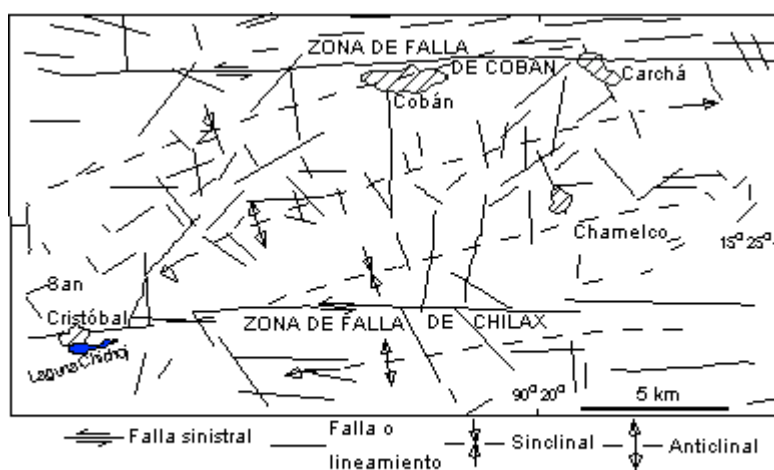


Figura 3. Diagrama que muestra las principales estructuras geológicas del cuadrángulo Cobán.

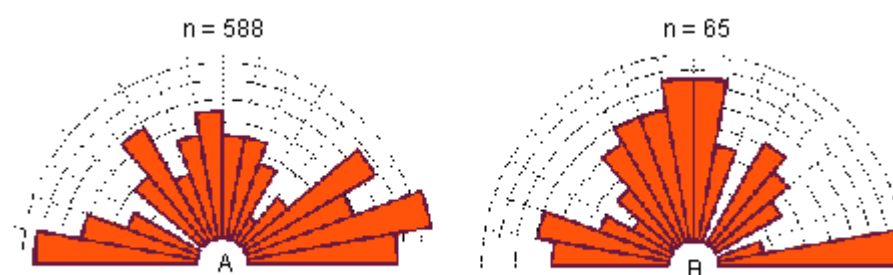


Figura 4. Roseta de frecuencias para fracturas (A) y dolinas y ríos (B).

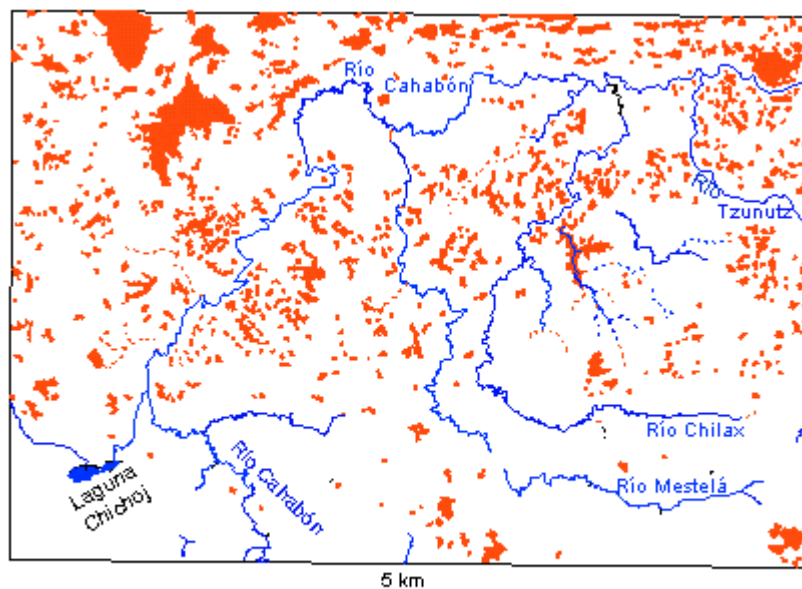


Figura 5. Mapa que muestra la distribución espacial de dolinas y los principales ríos del cuadrángulo Cobán.

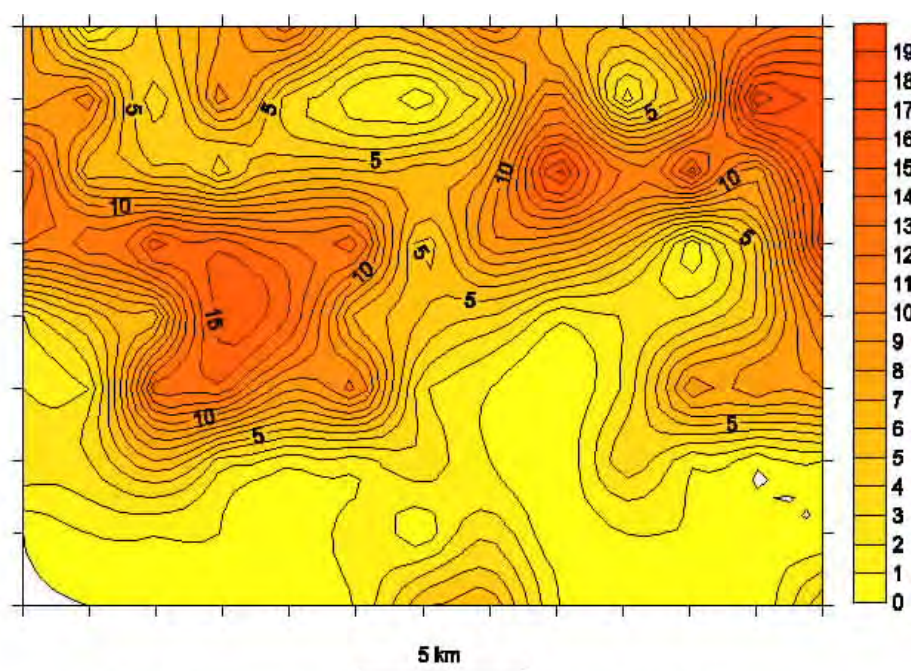


Figura 6. Mapa que muestra la variación areal en la densidad de dolinas.

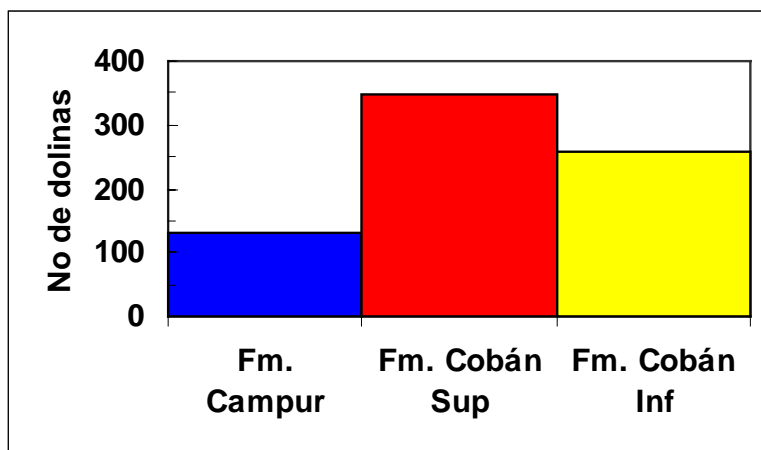


Figura 7. Diagrama de barras que ilustra el número de dolinas para cada unidad carbonatada Cretácica del área.

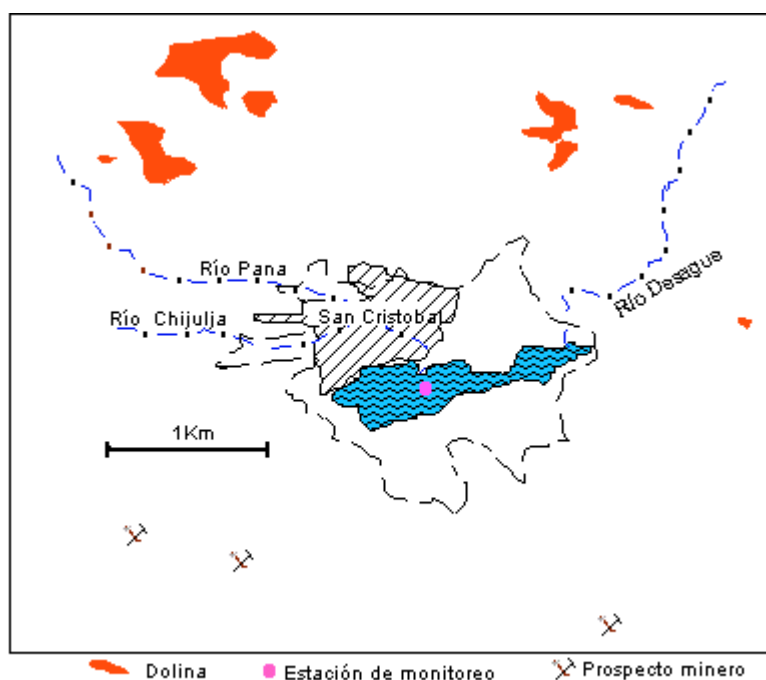


Figura 8. Diagrama que muestra el entorno de la Laguna Chichoj en el Municipio de San Cristóbal, Alta Verapaz.

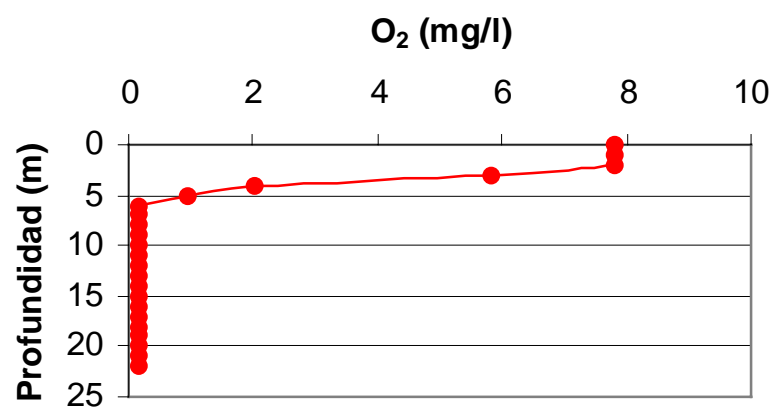


Figura 9. Variación del oxígeno disuelto con la profundidad en la Laguna Chichoj.

EVOLUCIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL RELIEVE DE CUBA NORORIENTAL.

José R. Hernández Santana, Antonio R., Magaz García, Jorge L. Díaz Díaz.

Instituto de Geografía Tropical, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de Cuba; Calle 13 No. 409 esquina a F, Vedado, C.P. 10400, Ciudad de La Habana. Email: igt@ceniai.inf.cu

RESUMEN

Bajo un enfoque histórico - genético y jerárquico - regional y la aplicación de los métodos de la geomorfología estructural, se establecen las diferentes fases cronológicas de la etapa geomorfológica (Paleógeno medio - Cuaternario) de la formación del relieve de Cuba nororiental. La clasificación morfoestructural propuesta incluye los estilos tridimensionales de interacción interbloques (comunidades morfotectónicas de diseños geométricos) como una nueva categoría para la interpretación endógena del relieve, fundamentalmente en regiones montañosas. Como síntesis cartográfica, se presenta el mapa morfoestructural de Cuba Oriental, elaborado a escala 1: 250 000, a partir de escalas mayores de trabajo de campo.

ABSTRACT

The application of the genetic-historical and hierarchical-regional approaches permitted to establish the different cronological phases of the neotectonic stage (Middle Paleogen-Quaternary) in the relief's formation of Northeastern Cuba. The morphostructural classification include the tridimensional style of morphotectonic interrelations as a new category of the relief's endogenous interpretation, specially in mountainous regions. As the cartographical sintesis the morphostructural map of Eastern Cuba (scale 1: 250 000) is presented.

Introducción.

Una de las direcciones científicas principales de las geociencias contemporáneas lo constituye la geomorfología estructural, y dentro de ella, los análisis morfotectónico y morfoestructural, cuyos objetivos están encaminados a la valoración de la influencia geólogo - tectónica en la conformación del relieve, a las correlaciones espaciales del mismo con la estructura profunda de la corteza terrestre y con las manifestaciones espacio - temporales de la geodinámica reciente. En este artículo, se analizarán, a

grandes rasgos, las características morfoestructurales generales de las principales unidades que constituyen el territorio nororiental cubano.

Este análisis y bosquejo responde a la necesidad del conocimiento regional sobre el desarrollo neotectónico del macrobloque montañoso del nordeste cubano, para poder comprender en un prisma espacial más amplio, la singularidad de su formación estructuro - geomorfológica.

Materiales y métodos.

En las investigaciones e interpretaciones morfoestructurales del territorio de Cuba Oriental fueron utilizados los métodos siguientes: interpretación de las fotos aéreas y de ortoimágenes espaciales a escala 1: 50 000; análisis morfométrico del relieve; correlaciones geólogo - geomorfológicas; análisis de elementos lineales del relieve, de sistemas orográficos regionales, de espectros regionales y locales de superficies de planación y otros.

Resultados y discusión.

Diferenciación morfoestructural de Cuba nororiental.

La morfoestructura nororiental del archipiélago cubano comprende las unidades orográficas de las Sierras de Nipe y Cristal, las alturas y llanuras septentrionales de Mayarí - Sagua de Tánamo, las premontañas de San Nicolás - Mico - San Fernando, las Cuchillas de Moa, las mesetas del Guaso y la Calinga, las cuchillas de Toa, la meseta de Monte Verde - Caridad de los Indios, las Sierras del Maquey y de Mariana, las montañas bajas y las cuchillas de Baracoa, la Sierra del Purial, las alturas y premontañas costeras del Sureste (desde Tortuguilla hasta Río Jauco) y la meseta y llanuras de Maisí. Contiene, además, numerosas depresiones intramontañosas entre las que se destacan las de Mayarí Arriba, Río Yateras, Caujerí, San Antonio del Sur, Imías y Bahía de Mata (fig. 1).

Paleomorfoestructura y tendencia de su desarrollo.

Para comprender el carácter y el desarrollo de la morfoestructura nororiental es imprescindible el conocimiento sobre la evolución histórico - geológica, donde están implícitas tanto la determinación de los cambios significativos geólogo - geomorfológicos para períodos de tiempo relativamente breves, como de la tendencia de los movimientos tectónicos en amplios períodos.

Considerando el conocimiento anterior sobre la etapa de consolidación de la morfoestructura insular actual de Cuba, y por ende, del inicio de la etapa morfogenética del desarrollo (Magaz et al., 1986;

Hernández, 1987; Díaz et al., 1989; Hernández et al., 1994, 1995) analizaremos algunos acontecimientos geológicos del área, una vez finalizada la Orogénesis Cubana.

Para las macrorregiones geomorfológicas occidental y central de Cuba, muchas unidades morfoestructurales obtuvieron su conformación o consolidación en el Paleógeno superior. Durante el Neógeno tardío son una regularidad las relaciones concordantes, de herencia y reactivación de las unidades iniciales, en conformidad con sus límites y estilos tectónicos. En estos territorios, los pisos estructurales esenciales de la corteza terrestre (basamento larámico y cobertura neoa autóctona), así como las unidades geotectónicas que integran ambos pisos son, a su vez, con aproximada correspondencia, unidades morfoestructurales de distinto orden y clase, presentándose además, fuerte correlación entre las estructuras antiguas y la construcción neotectónica final.

En la macrorregión geomorfológica oriental se presenta un cuadro diferente. La edificación neotectónica es realmente una reconstrucción y un reordenamiento de la paleomorfoestructura. El cuadro se caracteriza por morfoestructuras discordantes (positivas y negativas), no heredadas o cuanto más, parcialmente reactivadas respecto al plano morfoestructural paleogénico, lo cual es un reflejo de los cambios significativos en el régimen de los movimientos tectónicos relacionados con las zonas de fallas más importantes (Bartlett y Sabana).

En este territorio el grado de estudio geológico de las secuencias del Paleógeno y del Neógeno es suficiente para comprender la paleomorfoestructura en su plano más general, donde se incluyen las características de sus fases de preparación, consolidación y de reconstrucción o ruptura de este plano antiguo. De otro lado, los levantamientos estructuro - geomorfológicos realizados (morfoalineamientos, morfotectónica, morfoestructuras y deformaciones tectónicas de la morfoescultura marina y de otros niveles geomorfológicos) complementan la información mínima referente al plano de la morfoestructura moderna. El conjunto de la información referida permitió la sistematización en el estudio de clasificación morfoestructural, principalmente en lo referente al desarrollo histórico.

Para el análisis de la paleomorfoestructura y de su correlación con el plano actual ha considerado básica la información paleogeográfica del Paleógeno obtenida por K. Brezsnianszky y M. Iturralde-Vinent (1977, 1978). Esta reconstrucción paleogeográfica se apoyó en el análisis micro y litofacial.

En la caracterización del paleorrelieve emergido dichos autores consideraron el carácter granulométrico y el grado de redondez de los sedimentos clásticos marinos.

Por nuestra parte, el levantamiento de la morfoestructura moderna, se basó en el análisis de las superficies relictas de planación marina y denudativa (las más extendidas en el territorio nororiental), cuyo espectro alcanza una excelente representatividad y nivel de conservación.

Se inicia la presentación con una síntesis de los resultados paleogeológicos, seguida de nuestra interpretación sobre el significado morfoestructural de cada paleoetapa. Finalmente trataremos la disconformidad entre la morfoestructura antigua y la moderna y de su rol en el desarrollo de la litomorfoestructura.

El desarrollo durante el Paleógeno medio (Eoceno superior).

Esta etapa se caracteriza por la presencia de un archipiélago en la región nororiental, integrado por tierras altas que ocupaban las actuales elevaciones de Nipe, cuchillas del Toa, cuchillas de Baracoa, Sierra del Purial y Gran Tierra; y por islas bajas en el área ocupada por la actual Sierra del Cristal. Entre las islas y en su periferia se extendía una plataforma submarina de sedimentación nerítica (margas, aleurolitas y arcillas).

Este cuadro sugiere un desarrollo en ascenso lento de la paleomorfoestructura nororiental y su fase de preparación.

El desarrollo durante el Paleógeno superior (Oligoceno superior).

El archipiélago y su plataforma insular emergen como resultado de los ascensos iniciados en el Eoceno superior y la mitad norte del actual sistema nororiental está caracterizada ahora por un grupo de montañas en forma de arco, sometidas a intensa denudación.

Hacia el extremo occidental, dicho grupo elevado se encontraba unido, por tierras bajas, con la macromorfoestructura meridional (Sierra Maestra oriental), quedando independizada la cuenca Cauto – Nipe, que adoptaba la forma de un canal comunicante entre las aguas del Mar Caribe y del Océano Atlántico. Entre la costa meridional del grupo montañoso norteño y las áreas emergidas de la macromorfoestructura meridional se desarrollaba una cuenca nerítica local de sedimentos terrígenos clásticos y carbonatados. También una cuenca marginal de menor importancia se localizaba en la periferia de la actual Bahía de Mata.

El alto porcentaje de clastos ultrabásicos y metamórficos (en los conglomerados de la cuenca), la baja selección de los sedimentos y su carácter grueso, reflejan la posición septentrional de las fuentes de

aporte, la elevada intensidad de los ascensos tectónicos y el gran volumen de la denudación en los territorios emisores.

En este ambiente geomorfológico del Oligoceno superior tiene gran significado morfoestructural la posición de la zona de contacto entre las montañas nororientales de entonces y la cuenca nerítica descrita. Esta zona puede localizarse con buena aproximación trazando la línea que pasa por la vertiente oriental del valle de Caujerí, el curso medio del Río Toa y por los poblados de Boca del Pinar, Achotal y San Fernando. Las montañas ocupaban únicamente la mitad septentrional del sistema actual .

El cuadro del Oligoceno representa la fase de conformación de la paleomorfoestructura nororiental (tanto de las positivas como de las negativas), tal como lo refleja el carácter de las tectofacies descritas en los depocentros de esta época.

El desarrollo en el Mioceno inferior y medio basal.

El levantamiento geológico de Cuba a escala 1 : 250 000 (1988) y los materiales elaborados en los últimos años por determinados autores (Kartashov et al., 1981; Shein et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1977; Franco, 1986; Brezsnysanszky et al., 1983; entre otros), constituye un volumen de información útil para la interpretación de la evolución morfoestructural del territorio nororiental durante la parte media y alta del Cenozoico.

Entre las evidencias geológicas y geomorfológicas más importantes, que confirman la transgresión y el hundimiento tectónico de la paleomorfoestructura nororiental durante el Mioceno inferior y medio basal, se pueden relacionar las siguientes:

La existencia de rocas de esta cobertura distribuidas en su periferia y formando fragmentos de poco espesor en el interior del macizo montañoso, a manera de sombreros (en forma de mesa y de buttes)

La existencia de fragmentos extensos de superficies de planación, de morfología marina, excavadas, elaboradas en rocas de la formación Yateras y localmente formando plataformas discordantes con la estructura formacional a alturas entre 400 y 570 m.

La presencia de fauna marina del Mioceno inferior y medio en el interior de cortezas de intemperismo redepositadas.

El desarrollo de la mayor parte del área en condiciones submarinas durante el Mioceno inferior sugiere que, unido a la oscilación eustática, ocurrió un cambio en el sentido de los movimientos tectónicos en un espacio de tiempo relativamente breve, lo cual significa la fase de ruptura de la actividad tectónica positiva de la paleomorfoestructura consolidada en el Paleógeno superior.

Reconstrucción morfoestructural neotectónica, su carácter y estilo tectónico. Desarrollo a partir del Mioceno medio (parte alta), consolidación de la morfoestructura actual y su correlación con la paleomorfoestructura.

La conformación discordante del macrobloque nororiental se manifiesta en la extensión de las montañas jóvenes hacia el Sur y en la fracturación y elevamiento de la cuenca marina paleogénica y de los sedimentos más jóvenes del Mioceno inferior, ahora involucrados en el sistema montañoso. Los mesobloques montañosos que desde el Mioceno superior ocupan la posición de la antigua cuenca paleogénica, nombrados de Oeste a Este, son las premontañas de San Nicolás - Mico - San Fernando, las mesetas del Guaso y de Monte Verde - Caridad de los Indios y las Sierras del Maquey y de Mariana.

En el relieve, las superficies de planación superiores (elaboradas en las montañas) deben estar relacionadas con el corte abrasivo de regresión correspondiente al Mioceno medio (parte alta) y al Mioceno superior. Los restos de estas superficies más antiguas se distribuyen en los niveles de cima de las Sierras de Nipe y del Cristal, en la Calinga, la meseta del Guaso, las cuchillas del Toa y Baracoa y en la Sierra del Purial, donde se muestran muy desgastados por los procesos geomorfológicos exógenos contemporáneos. Algunas de estas superficies presentan desarrollo de potentes cortezas de intemperismo.

Los niveles superiores análogos de las regiones occidental y central de Cuba fueron reunidos, desde el punto de vista cronomorfológico, bajo el término de ortoplano miocénico por D.A. Lilienberg (1973).

El denominado ortoplano fue desarticulado y diferenciado altitudinalmente por el fallamiento plioceno - cuaternario, elaborándose otra serie de superficies de igual génesis en la periferia de los grupos montañosos. Algunos de estos planos de abrasión están elaborados en las rocas del Mioceno inferior (formación Yateras) y han sido desmembrados por la carsificación y por las redes erosivas que epigenéticamente se desarrollaron sobre ellos. Desafortunadamente, no existen datos sobre las superficies fluviales cronológicamente equivalentes a estas formas marinas. Si el cuadro evolutivo descrito es correcto, el esquema cronológico de las terrazas de los valles más importantes debe responder al equivalente de una red reconsecuente, que extiende sus ramales interrumpidamente, donde

los niveles más antiguos del valle superior, deben estar ausentes en las secciones correspondientes al valle medio e inferior, independientemente de los disturbios tectónicos sufridos por el territorio.

A partir del Mioceno medio, en el extremo oriental de las montañas norteñas, se desarrolló una cuenca marginal cuya superficie fue estrechándose al transcurrir la emersión discontinua del macrobloque.

En el relieve costero del macrobloque nororiental adquieren gran desarrollo las superficies marinas elaboradas sobre rocas resistentes de la cobertura platafórmica. La edad relativa de estas terrazas ofrece una valiosa información referente al desarrollo del Plioceno - Cuaternario, y permite inferir la edad geólogo - geomorfológica de las superficies de nivelación discontinuas, situadas por encima de los 580 m de altitud.

El perfil morfocronológico Punta Caleta - La Güira presenta 26 superficies marinas desde el nivel actual del Mar Caribe hasta los 580 m de elevación (Hernández et al., 1989; Díaz et al., 1991). Si se tiene en cuenta la edad paleontológica de las rocas elaboradas y el intervalo de tiempo representado en las discordancias rocosas; los niveles superiores de las terrazas datan del Plioceno inferior y medio, de lo cual se infiere tentativamente una edad Mioceno superior e incluso de la parte alta del Mioceno medio para los restos de las plataformas más elevadas del sistema montañoso (restos de la pendiente sur de la Sierra del Purial (600 m); superficie de Pinares de Mayarí (500 - 700 m); restos de la pendiente meridional de la Sierra del Cristal (700 - 800 m); de Loma de Mulas, entre los ríos Mayarí y Levisa (700 - 800 m); y otros más elevados como los de la Loma de La Mensura, Pico Cristal, La Calinga y Guaso, entre varios (con altitudes de 900 - 1000 m, 1100 - 1200 m, 860 - 1000 m y 840 - 900 m respectivamente).

Este esquema cronológico es el general de la región nororiental, pero requiere de una datación más estrecha y detallada; ya que varios niveles pueden presentar distinta altura (por su posición tectónica) y poseer la misma edad.

Estilo tectónico y litomorfoestructura.

La notable transformación neotectónica del territorio nororiental y la heterogeneidad litoestructural de las formaciones geológicas constituyen el proceso y la condición fundamentales de las relaciones espaciales entre la morfoestructura activa y pasiva. Dichas relaciones se manifiestan en la sobreposición areal de estas componentes en su desarrollo.

La expresión superficial de la tectónica de bloque formó el plano de las morfoestructuras activas, las unidades de ordenes superiores (el megabloque cubano, el macrobloque norte y los mesobloques y bloques). A partir del surgimiento de estas morfoestructuras, la denudación selectiva generó bajo el control litoestructural el plano de las morfoestructuras pasivas, las unidades de orden inferior (litomorfoestructuras).

Para la definición del plano de las morfoestructuras activas de este territorio, los términos "horst y graben" resultan insuficientes. Si consideramos la configuración geométrica y las alturas relativas del conjunto de bloques, aparecen con claridad unidades conformadas por estilos tectónicos diferentes cuyos límites están formados por deformaciones disyuntivas notables.

Así, en el territorio nororiental se identifican subconjuntos de bloques que integran sistemas diferenciados por su estilo tectónico específico. Estas comunidades de bloques fueron categorizados por J.R. Hernández et al. (1994) como sistemas tridimensionales de relaciones interbloques y representan una nueva categoría morfoestructural para el estudio neotectónico de regiones montañosas (fig. 2).

Estos sistemas de estilo tectónico diferente fueron detectados, identificados, clasificados y cartografiados durante el levantamiento tipológico de las morfoestructuras. En este mapa se muestran, tanto la propagación discreta de determinados sistemas, como la presencia individual de estilos únicos.

Para designar los estilos tectónicos, se estudió el desarrollo de las morfoestructuras y algunos elementos estructurales en las direcciones transversal y longitudinal de los cuerpos o unidades morfotectónicas, su configuración planimétrica y las alturas relativas entre los bloques. Como resultado de este análisis en la morfoestructural nororiental se pueden encontrar variedad de estilos tectónicos entre los que se destacan los siguientes: Sistema lineal de horst escalonados, basculados y rotados por el rumbo (bloques de Maisí); sistema isométrico de bóveda - bloque (característicos de las Sierras de Nipe y del Cristal, de la Calinga y otros); sistema irregular de bloques (existente en la meseta de Monte Verde - Caridad de los Indios y en las cuchillas de Baracoa); sistema lineal de horst en bóveda, basculado (propio de la Sierra de Mariana); sistema isométrico de bloques escalonados (representado en la meseta del Guaso); sistema asimétrico alterno de horst y graben (típico del sector oriental de la Sierra del Maquey) y otros que pueden identificarse en el mapa de las morfoestructuras del territorio nororiental del archipiélago cubano a escala 1 : 250 000 (fig. 1).

Estos sistemas tectónicos componen la tectomorfoestructura, cuyo campo contiene una gran variedad de formas y complejos de formas del relieve. Esta diferenciación interna de las morfoestructuras activas se vincula al desarrollo escultural, cuyo campo (el morfoescultural) está integrado por superficies marinas, denudativas, fluviales, fluvio - marinas, gravitacionales y cárnicas. Sin embargo, entre estos complejos

genéticos de superficies (con sus formas individuales) y las unidades activas ya citadas, se distinguen otros grupos de formas de orden intermedio que están determinadas por la diferenciación exógena de las litoestructuras inertes durante toda la etapa morfogenética ($N_i - Q_{IV}$). Esto crea otro nivel de diferenciación geomorfológica.

Se considera que este grupo de formas de orden intermedio se corresponde con el plano de las morfoestructuras pasivas o de las litomorfoestructuras, cuyo levantamiento se apoya en el estudio de la relación entre el relieve y la estructura geológica. Los complejos y elementos litoestructurales que condicionaron esta diferenciación en el relieve nororiental son:

- Complejos carbonatado y metacarbonatado.

Comprende las secuencias de rocas sedimentarias y metamórficas predominantemente carbonatadas de los pisos estructurales del basamento y de la cobertura platafórmica. Especial interés tienen sus estructuras específicas, cuya expresión superficial define el relieve estructuro - denudativo que complica a las morfoestructuras activas o tectomorfoestructuras. Dentro del complejo de formas del relieve litoestructural o estructuro - denudativo tienen particular relevancia por su distribución extensa y su expresión geomorfológica las cumbres blindadas y sombreros estructurales. Estos crean las pendientes bipétreas en las vertientes de los valles fluviales, así como los morfoelementos lineales más significativos (rupturas bruscas de las pendientes). Por otra parte, los cambios bruscos de la textura del relieve (configuración individual y general, densidad y morfología de la red de drenaje de ordenes inferiores) están definidos por el contraste existente entre los complejos de rocas deleznales (terrágenas clásticas) y estos complejos de rocas resistentes (calcáreas). Las estructuras pasivas manifestadas en el relieve de diverso modo consisten en fracturas antiguas, monoclinales de variado buzamiento, anticlinales de gran arco, así como estructuras plegadas que pueden alcanzar gran complejidad en las rocas del complejo metamórfico carbonatado y sinorogénico del Paleógeno.

En los sombreros estructurales y las cumbres blindadas las superficies del tope, originalmente marinas, están desmembradas por procesos cársicos, con formas que en algunos casos aparecen colgadas (relictas) como se presentan en la meseta de Maisí, la meseta del Guaso y las premontañas costeras del Sur de la provincia Guantánamo. Son principalmente valles en forma de cañón correspondientes a paleoredes de drenaje desarticuladas y arrastradas por los elevamientos neotectónicos de nueva dirección y fraccionamiento.

Las referidas formas litoestructurales (sombreros y cumbres blindadas) morfológica y evolutivamente constituyen mesetas, mesas y buttes y se pueden encontrar, además, en las Sierras del Maquey y Mariana; cerca de los poblados de San Andrés y Santa Catalina (en el valle del Río Sagua de Tánamo);

en el valle del Río Mayarí (en su cuenca media), cerca del poblado de Achotal; en las alturas costeras del Noreste entre Punta Guaro y Bahía de Mata; cerca del poblado La Esperanza y en el Yunque de Baracoa, en la cuenca inferior del Río Duaba.

- Complejos ofiolítico, terrígeno y metaterrígeno.

Comprende las secuencias rocosas terrígenas clásticas, las metamorfitas (esquistos verdes y anfibolíticos) y los cuerpos intrusivos, incluyendo los ofiolíticos. Las estructuras son extremadamente complejas, de tipo plegamiento y fractura en combinación, donde se destacan las estructuras de manto de sobrecorrimiento del complejo ofiolítico.

La expresión superficial de estas unidades estructuro - faciales define el relieve denudativo - tectónico, que al igual que el estructuro - denudativo, complica las morfoestructuras activas.

En el complejo de formas del relieve denudativo - tectónico se destacan los contactos de las fallas de sobrecorrimientos y parcialmente los restos de grandes unidades de nappes con diversa expresión morfológica. Ejemplos de estos contactos con expresión geomorfológica pueden ser observados en la Loma del Convento, en San Antonio del Sur; en la mina Mercedita, al Sur de la meseta de la Calinga o el Toldo; en el mesobloque de Maisí; en el flanco de las montañas bajas de Baracoa (al Suroeste de las Bahías Cayoguanegue y Taco) y en la zona comprendida entre los poblados de Calabaza y Río Grande, al Sur de la Bahía de Sagua de Tánamo.

El paso al relieve denudativo - tectónico se caracteriza por un aumento de la barrancosidad y un cambio en la morfología, la morfometría y la configuración general de los valles de orden inferior. En muchos casos, se observa la correspondencia entre las redes erosivas y las estructuras de plegamiento, sobre todo por la existencia de redes subsecuentes bien definidas que "transparentan" las secuencias con alternancias de rocas de diferente dureza. Un ejemplo muy notable puede observarse en Sierra Verde, Gran Tierra, Maisí, donde se desarrolla un relieve de crestas.

El mesobloque de la Sierra del Purial está elaborado en esquistos verdes derivados de rocas vulcanógenas. A la estructura de plegamiento complejo de estas rocas, se adiciona la fábrica creada por los planos de esquistosidad. Independientemente del condicionamiento tectónico de la red fluvial, la textura rectangular de los cauces de ordenes inferiores es un indicador eficiente para la identificación de la distribución y estructuras de este complejo metamórfico.

El conocimiento de estas relaciones entre el relieve y las estructuras antiguas y modernas, permite la identificación directa y la cartografía de los diferentes tipos de contactos geológicos en los materiales

aerofotográficos. En el mapa tipológico de las morfoestructuras se registra este tipo de relaciones, lo cual significa un aporte de la geomorfología al levantamiento geológico detallado del territorio nororiental.

Conclusiones.

- Los acontecimientos geológico - geomorfológicos a partir del Mioceno medio - tardío y principalmente durante el Mioceno superior y el Plioceno muestran las fases de consolidación y el desarrollo primario de la morfoestructura nororiental moderna.
 - La mitad meridional del sistema montañoso nororiental es no heredada y original de la parte alta del Mioceno medio, sin antecedentes en la historia geológica.
 - En la mitad septentrional de este sistema montañoso se encuentran morfoestructuras reactivadas en la misma edad (Mioceno medio), con antecedentes históricos en la paleomorfoestructura. Presentan este desarrollo los mesobloques de Nipe, Sierra del Cristal, las alturas y llanuras septentrionales de Mayarí, las cuchillas de Moa y Toa, La Calinga, las montañas bajas y las cuchillas de Baracoa, la Sierra del Purial y probablemente la parte alta de la meseta de Maisí.
 - En la serie geomorfológica vertical de la morfoestructura nororiental se destacan las superficies marinas secuenciales, planas e inclinadas. Estas formas se preservan fragmentadas por oroplanos cárnicos y fluviales y por discontinuidades tectónicas. Los fragmentos situados entre 600 - 1200 m de altitud son los más antiguos que se conservan (muy denudados) en el relieve actual. Probablemente sus edades fluctúen entre el Mioceno superior (para los más bajos ubicados entre 600 y 800 m) y el Mioceno medio - tardío para los superiores. Este juicio se basa en la edad de las terrazas más altas, elaboradas sobre rocas jóvenes perfectamente datadas (terrazas ubicadas entre 500 - 600 m).
- Como resultado de la diferenciación neotectónica, la morfoestructura nororiental cubana, se caracteriza por una gran variedad de estilos tectónicos entre los que se destacan los siguientes: sistema lineal de horst escalonados, basculados y rotados por el rumbo (bloques de Maisí); sistema isométrico de bóveda - bloque (característicos de las Sierras de Nipe y del Cristal, de la Calinga y otros); sistema irregular de bloques (existente en la meseta de Monte Verde - Caridad de los Indios y en las cuchillas de Baracoa); sistema lineal de horst en bóveda, basculado (propio de la Sierra de Mariana); sistema isométrico de bloques escalonados (representado en la meseta del Guaso); sistema asimétrico alterno de horst y graben (típico del sector oriental de la Sierra del Maquey) y otros.

Bibliografía.

Breznysnysky, K. (1978): Paleogeografía del Paleógeno de Cuba Oriental. Geol. Mijbouw, 57 (2): 123 - 133.

- Breznysnysky, K., M., Iturralde Vinent (1977): Paleogeografía del Terciario tardío de Cuba Oriental. Octava Conf. Geol. Caribe, Curazao, p. 25 - 26.
- Díaz Díaz, J.L., A.R., Magaz García, J.R., Hernández Santana (1991): Reconstrucción tectónica local mediante el análisis de la morfoestructura marina en la franja costera Río Seco – Punta Maisí, Guantánamo, Cuba. En: Morfotectónica de Cuba Oriental. Ed. Academia, La Habana, 46 pp.
- Franco, G. (1986): Esquema de la historia de la sedimentación en el Neógeno de Cuba Oriental. Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 11:81 - 91.
- Hernández Santana, J.R. (1987): Geomorfología estructural y geodinámica reciente del relieve de Cuba suroriental en la zona de articulación de la Microplaca Cubana y la Fosa de Bartlett. Tesis Doctoral. Academia de Ciencias de Rusia, Moscú, 264 pp.
- Hernández Santana, J.R., R., González Ortiz, A., Venereo Morales, F., Pérez Cárdenas (1989): Las deformaciones tectónicas de las terrazas marinas de la Sierra Maestra, Cuba. Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 15 - 16: 115 - 130.
- Hernández Santana, J.R., M.A., Ortiz Pérez, A.R., Magaz García, J.L., Díaz Díaz, J.J., Zamorano Orozco (1994): Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas. Rev. Investigaciones Geográficas, México, D.F., 28: 9 - 32.
- Hernández Santana, J.R., A.R., Magaz García, M.A., Ortiz Pérez, J.J., Zamorano Orozco (1995): Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas. Rev. Investigaciones Geográficas, México, D.F., No. Especial 3: 13 - 35.
- Instituto de Geología y Paleontología (1988): Mapa geológico de la República de Cuba a escala 1 : 250 000. La Habana, 40 hojas.
- Iturralde Vinent, M. (1977): Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. Inf. Cient.-Téc., 20: 1 - 24.
- Kartashov, I.P., A.G., Cherniajovsky, L.L., Peñalver Hernández (1981): Antropógeno de Cuba (en ruso). Ed. Nauka, Moscú, 147 pp.
- Lilienberg, D.A., J.R., Hernández Santana, M.E., Marques Tablón, L., Alvarez Gómez (1993): Movimientos tectónicos recientes de Cuba, No. 1, El polígono geodinámico complejo de Santiago de Cuba. Ed. Academia, T. 1 y 2, 453 pp y 118 pp.
- Magaz García, A.R., J.L., Díaz Díaz (1986): Las morfoestructuras de la región centro - oriental de Cuba. Ed. Academia, La Habana, p. 13 - 60.
- Shein, V.S., et al. (1985): Mapa tectónico de Cuba a escala 1 : 500 000, CIG - MINBAS, Ed. ICGC, 4 hojas

Leyenda de la figura 1:

Morfoestructuras de geotectura insular de transición marginal interplacas.

- A. Desarrolladas en el basamento de los complejos plegados e intrusivos pre-Eoceno superior.**
- B. Desarrolladas en la cobertura platafórmica post-Eoceno superior (Neoautóctona).**

Montañas (Formadas por ascensos neotectónicos intensos y moderados).

- a. Denudativo-tectónicas (predominantes en la región de desarrollo de los complejos ofiolítico, intrusivo, terrígeno y metaterrígeno).**
- b. Estructuro-denudativas (predominantes en la región de desarrollo de los complejos carbonatado y metacarbonatado).**

I. Sistema escalonado asimétrico de bloques basculados.

- 1. Montañas medias de horst, masivas, predominantes sobre cuerpos intrusivos (1200<H<2000 m); 2. Montañas bajas, sobre basamento intrusivo plegado (800<H<1200 m); 3. Montañas pequeñas, horst-monoclinales (500<H<800 m); 4. Premontañas bloque-monoclinales periféricas (260<H<500 m).

II. Sistema isométrico de bóveda-bloque.

- 5. Montañas medias de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas (H>1200 m); 6. Montañas bajas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas (800<H<1160 m); 7. Montañas pequeñas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas (500<H<800 m); 8. Premontañas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas (360<H<500 m); 9. Premontañas de bloque en plegamiento y monoclinas, con



cumbres blindadas aisladas ($320 < H < 500$ m); 10. Premontañas de bloque en plegamiento y monoclinal ($320 < H < 400$ m); 11. Premontañas de bloque en complejos caóticos y plegamiento ($380 < H < 560$ m).

III. Sistema escalonado irregular de bloques basculados.

12. Montañas bajas de horst en basamento intrusivo-plegado ($800 < H < 1200$ m); 13. Montañas pequeñas, de horst en plegamientos ($500 < H < 800$ m); 14. Montañas pequeñas, horst-monoclinales ($500 < H < 800$ m); 15. Premontañas bloque-monoclinales, en cadenas ($240 < H < 500$ m); 16. Premontañas bloque-monoclinales en cadenas escalonadas ($240 < H < 500$ m).

IV. Sistema escalonado irregular de bloques de horst y graben, con escalonamiento asimétrico transicional-transversal.

17. Montañas bajas, de horst, sobre basamento intrusivo-plegado ($800 < H < 1200$ m); 18. Montañas pequeñas, horst-monoclinales, en cadenas longitudinales ($500 < H < 800$ m); 19. Premontañas horst-monoclinales en cadenas longitudinales, pseudopericlinales ($260 < H < 500$ m).

V. Sistema alterno asimétrico de bloques de horst y graben.

20. Macizo de montañas bajas, basculado, sobre basamento intrusivo-plegado ($800 < H < 1200$ m); 21. Montañas pequeñas, de bloque, en cadenas, sobre basamento plegado ($500 < H < 800$ m); 22. Montañas pequeñas, horst-monoclinales ($500 < H < 800$ m); 23. Meseta montañosa baja, de horst, masiva ($560 < H < 620$ m); 24. Premontañas de bloque, escalonadas, en cadenas, sobre basamento intrusivo-plegado ($200 < H < 500$ m); 25. Premontañas horst-monoclinales, en cadenas ($200 < H < 520$ m).

VI. Sistema lineal de bloques.

26. Montañas bajas de bloque en plegamiento complejo ($1000 < H < 1160$ m); 27. Montañas pequeñas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas ($680 < H < 760$ m); 28. Montañas pequeñas de bloque en monoclinales ($H = 620$ m); 29. Premontañas de bloque en monoclinales, en cadenas blindadas ($380 < H < 540$ m).

VII. Sistema lineal de horst en bóveda.

30. Montañas bajas en horst con klippens de estructura masiva y de plegamiento complejo ($920 < H < 1010$ m); 31. Montañas pequeñas, masivas ($580 < H < 790$ m),

VIII. Sistema irregular de bloques.

32. Montañas bajas de bloque, en manto de sobrecorrimiento, masivas ($900 < H < 1000$ m); 33. Montañas pequeñas de bloque en plegamiento complejo ($720 < H < 870$ m); 34. Montañas pequeñas de bloque en estructuras ligeramente plegadas, blindadas, en forma de mesa ($520 < H < 820$ m); 35. Montañas pequeñas de bloque, en manto de sobrecorrimiento, masivas ($620 < H < 770$ m); 36. Montañas pequeñas de bloque, en estructuras ligeramente plegadas ($520 < H < 610$ m); 37. Montañas pequeñas de bloque, en monoclinales ($500 < H < 760$ m); 38. Submontañas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas ($360 < H < 400$ m); 39. Premontañas de bloque en plegamiento, blindadas ($300 < H < 320$ m); 40. Premontañas de bloque, en manto de sobrecorrimiento, masivas ($300 < H < 420$ m).

IX. Sistema isométrico de bloques escalonados (con inclusión de fragmentos de la cobertura autóctona).

41. Montañas bajas de bloque en anticlinal ($800 < H < 900$ m); 42. Meseta montañosa de bloques en anticlinal ($600 < H < 780$ m).

X. Bloque isométrico monolítico.

43. Montañas bajas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas ($700 < H < 880$ m); 44. Montañas bajas de bloque en plegamiento ($700 < H < 820$ m); 45. Montañas pequeñas de bloque, blindadas ($640 < H < 700$ m).

XI. Sistema lineal de horst en bóveda, basculado.

46. Montañas pequeñas de horst-monoclinales, en forma de mesa, basculadas y blindadas ($640 < H < 750$ m); 47. Premontañas de horst en plegamiento complejo ($320 < H < 480$ m); 48. Premontañas de horst en estructuras ligeramente plegadas y monoclinales ($320 < H < 450$ m); 49. Premontañas de horst en monoclinales, en cadenas blindadas ($280 < H < 400$ m).

XII. Sistema irregular de horst escalonados.

50. Montañas pequeñas de horst en manto de sobrecorrimiento, masivas ($500 < H < 720$ m); 51. Premontañas de horst en manto de sobrecorrimiento, masivas ($320 < H < 500$ m).

XIII. Sistema lineal de horst escalonados.

52. Montañas pequeñas de horst en monoclinales ($620 < H < 680$ m); 53. Montañas pequeñas de horst en monoclinales y plegamientos ($500 < H < 680$ m); 54. Premontañas de horst en plegamientos ($340 < H < 440$ m).

XIV. Sistema lineal de horst escalonados, basculados y rotados por el rumbo.

55. Montañas pequeñas de horst, en manto de sobrecorrimiento, masivas (560<H<640 m); 56. Mesas montañosas en plegamiento isoclinal, basculadas en bloque (560<H<640 m); 57. Montañas pequeñas de horst en plegamiento complejo (520<H<620 m); 58. Premontañas de horst en plegamiento complejo (320<H<480 m); 59. Premontañas de horst en estructura irregular de melange (440<H<500 m); 60. Premontañas de horst en manto de sobrecorrimientos, masivas (420<H<480 m); 61. Premontañas de horst en monoclinales, en cadenas escalonadas, blindadas (400<H<520 m); 62. Meseta premontañosa pseudopericlinar, basculada en bloques, blindada (160<H<360 m).

XV. Sistema isométrico de bloques irregulares.

63. Montañas pequeñas de bloques en plegamiento (500<H<620 m); 64. Premontañas de bloque en plegamiento y monoclinar con cumbres blindadas (380<H<560 m); 65. Premontañas de bloque en plegamiento y masivas (360<H<450 m).

XVI. Sistema alterno escalonado de bloques de horst y graben con intensa fracturación interna.

66. Meseta horst-monoclinar, estratificada, basculada (300<H<500 m); 67. Premontañas horst-monoclinales, ligeramente plegadas (200<H<300 m).

XVII. Sistema alterno de horst y graben asimétrico.

68. Premontañas de horst en estructuras ligeramente plegadas (320<H<420 m).

XVIII. Sistema basculado de bloques escalonados de horst.

69. Meseta estratificada premontañosa (100<H<340 m).

Alturas (Formadas por ascensos neotectónicos moderados).

a. Denudativo-tectónicas (predominantes en la región de desarrollo de los complejos ofiolítico, intrusivo, terrígeno y metaterígeno).

b. Estructuro-denudativas (predominantes en la región de desarrollo de los complejos carbonatado y metacarbonatado).

I. Sistema alterno de horst-graben basculado.

70. Alturas grandes de bloque en monoclinales, en cadenas (260<H<480 m); 71. Alturas pequeñas de bloque en monoclinales, en forma de mesa (200<H<260 m).

II. Sistema lineal de bloques irregulares.

72. Alturas grandes de horst, estratificadas, subhorizontales (220<H<460 m); 73. Alturas medianas de horst y horst-monoclinales, pseudopericlinales, en cadenas (40<H<240 m).

III. Sistema irregular de bloques aislados.

74. Alturas grandes de bloque con estructura compleja (260<H<400 m).

IV. Sistema isométrico de bloques escalonados.

75. Alturas grandes de cúpula-bloque (240<H<400 m).

V. Sistema alterno de horst y graben asimétrico.

76. Alturas grandes en estructuras ligeramente plegadas (240<H<330 m); 77. Alturas grandes de horst en estructuras ligeramente plegadas (200<H<300 m); 78. Alturas medias de horst en monoclinales, en cadenas blindadas (160<H<195 m); 79. Alturas pequeñas de horst en monoclinales (60<H<70 m).

VI. Sistema isométrico de bóveda-bloque.

80. Alturas grandes de bloques escalonados en manto de sobrecorrimiento, masivas (280<H<300 m); 81. Alturas medianas de bloques escalonados en manto de sobrecorrimiento, masivas, con sectores blindados (160<H<300 m); 82. Alturas medianas de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas (180<H<220 m); 83. Alturas grandes y medianas, de bloque en plegamiento (220<H<280 m).

VII. Sistema lineal de horst y bloques escalonados.

84. Alturas grandes en plegamiento y masivas (280<H<300 m); 85. Meseta estratificada subhorizontal, fracturada en bloques, blindada (100<H<240 m).

VIII. Sistema isométrico de bloques irregulares.

86. Alturas grandes de bloque en plegamiento (280<H<300 m).

IX. Sistema irregular de bloques.

87. Alturas grandes de bloque en plegamiento (200<H<280 m); 88. Alturas grandes de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas (220<H<360 m); 89. Alturas medianas de bloque en plegamiento (140<H<180 m); 90. Alturas pequeñas de bloque en plegamiento (100<H<120 m).

X. Sistema irregular de horst escalonados.

91. Alturas grandes de horst en plegamiento con buttes blindados ($200 < H < 280$ m); 92. Alturas medias de horst en manto de sobrecorrimiento, masivas, en cadenas ($120 < H < 160$ m); 93. Alturas medias de horst en monoclinales, en cadenas ($280 < H < 360$ m).

XI. Sistema lineal de horst en bóveda basculado.

94. Alturas grandes de horst en monoclinales, en cadenas, blindadas ($200 < H < 240$ m).

XII. Sistema lineal de bloques.

95. Alturas medianas de bloque en monoclinales, en cadenas blindadas ($160 < H < 240$ m).

XIII. Sistema lineal de bloques de horst.

96. Alturas medianas de horst en monoclinales, en cadenas ($140 < H < 240$ m).

Llanuras (Formadas por ascensos neotectónicos ligeros N-Q).

- a. Denudativo-tectónicas (predominantes en la región de desarrollo de los complejos ofiolítico, intrusivo, terrígeno y metaterígeno).
- b. Estructuro-denudativas (predominantes en la región de desarrollo de los complejos carbonatado y metacarbonatado).

I. Sistema escalonado de bloques en depresiones graben-sinclinal.

97. Llanuras altas de bloque, estratificadas, subhorizontales ($220 < H < 280$ m); 98. Llanuras altas de bloque en monoclinales, inclinadas ($220 < H < 240$ m); 99. Llanuras altas monoclinales, escalonadas ($160 < H < 200$ m); 100. Llanuras medias monoclinales, ocupando estructuras de graben de orden inferior ($30 < H < 140$ m); 101. Llanuras monoclinales, escalonadas ($20 < H < 120$ m); 102. Llanuras medias, monoclinales, ocupando estructuras de graben-sinclinal ($160 < H < 200$ m).

II. Sistema lineal de horst escalonados, basculados y rotados por el rumbo.

103. Serie de llanuras altas, medias y bajas en el seudopericlinial, basculadas en bloques ($H < 260$ m).

III. Sistema irregular de bloques.

104. Llanuras altas, de bloques en plegamiento ($100 < H < 260$ m); 105. Llanuras altas, de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas ($100 < H < 140$ m); 106. Llanuras medias, de bloque en plegamiento ($60 < H < 80$ m); 107. Llanuras bajas, de bloque en monoclinales ($H < 40$ m).

IV. Sistema isométrico de bóveda-bloque.

108. Llanuras altas, de bloque en manto de sobrecorrimiento, masivas ($H < 140$ m); 109. Llanuras altas, de bloque en monoclinales ($80 < H < 120$ m); 110. Llanuras medias, de bloque en monoclinales ($40 < H < 80$ m).

V. Sistema escalonado de bloques en depresiones graben-monoclinial.

111. Llanuras medias, de bloque en monoclinial ($20 < H < 120$ m); 112. Llanuras medias, de bloque, subhorizontales, escalonadas, en basamento no consolidado ($60 < H < 100$ m); 113. Llanuras medias, de bloque en plegamiento y monoclinales ($60 < H < 120$ m).

VI. Sistema de bloques irregulares en depresiones transgresivas.

114. Llanuras medias y bajas, de bloque en plegamientos y monoclinales ($H < 100$ m).

VII. Sistema irregular de horst escalonados.

115. Llanuras bajas, de bloque en monoclinales ($H < 40$ m).

Depresiones intramontañosas.

116. a) tectónico-estructurales (graben, de fallas y fracturas); b) graben escalonado; c) litólogo-estructurales.

Nota: Este mapa está publicado en: Hernández Santana, J.R., A.R., Magaz García, M.A., Ortiz Pérez, J.J., Zamorano Orozco (1995): Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas. Rev. Investigaciones Geográficas, México, D.F., No. Especial 3: 13 - 35. En revisión con el mapa original a color, en poder de los autores, se pudo comprobar la existencia de algunos errores de dibujo en la Loma de la Mensura, en el bloque central del Pico Cristal, y otros pequeños detalles, los cuales han quedado corregidos en esta versión, totalmente fiel a los resultados finales del levantamiento morfoestructural de Cuba oriental desarrollado entre los años 1980 - 1990 por el Instituto de Geografía Tropical, en cuya Biblioteca existe un ejemplar de la referida revista.

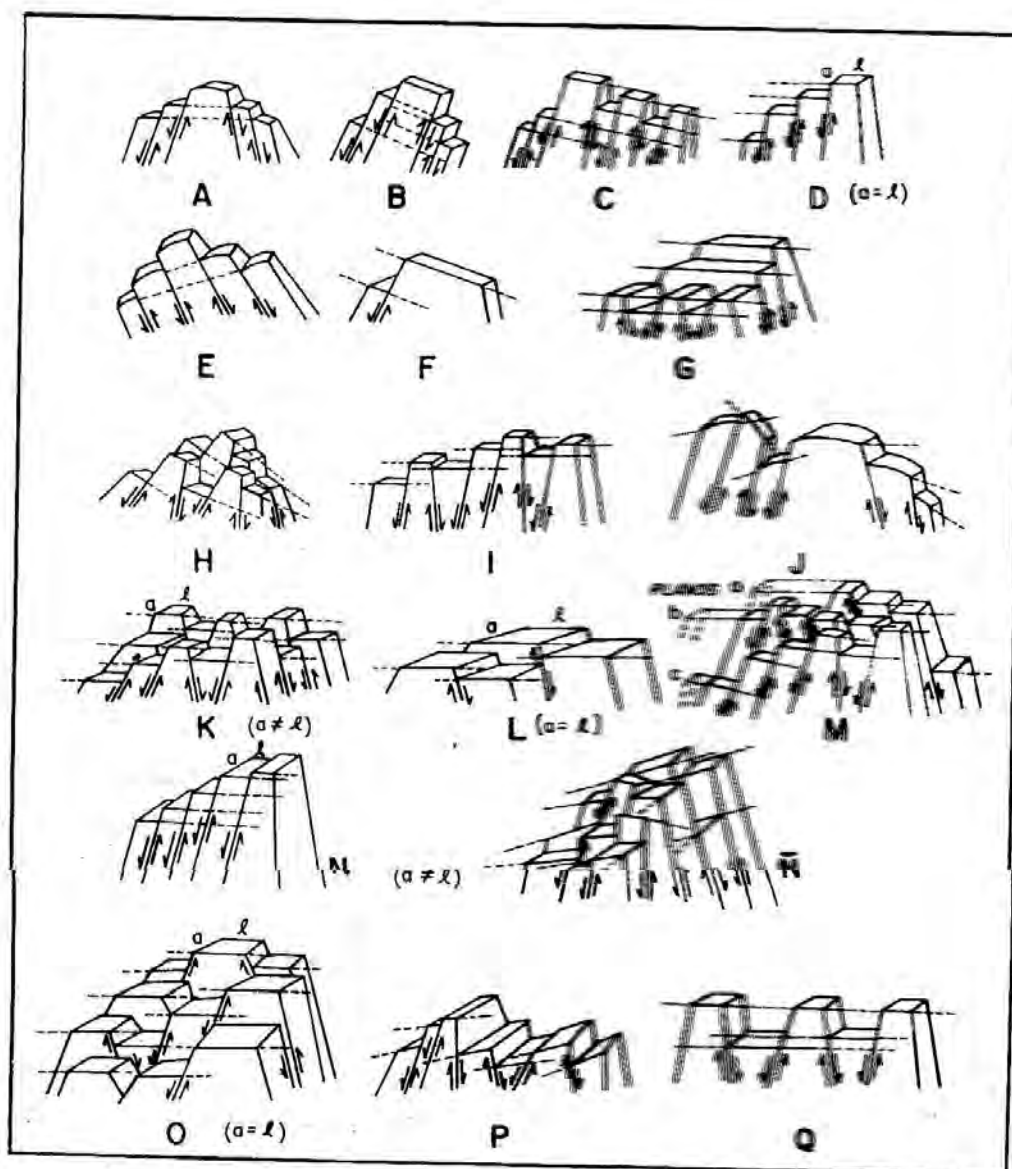
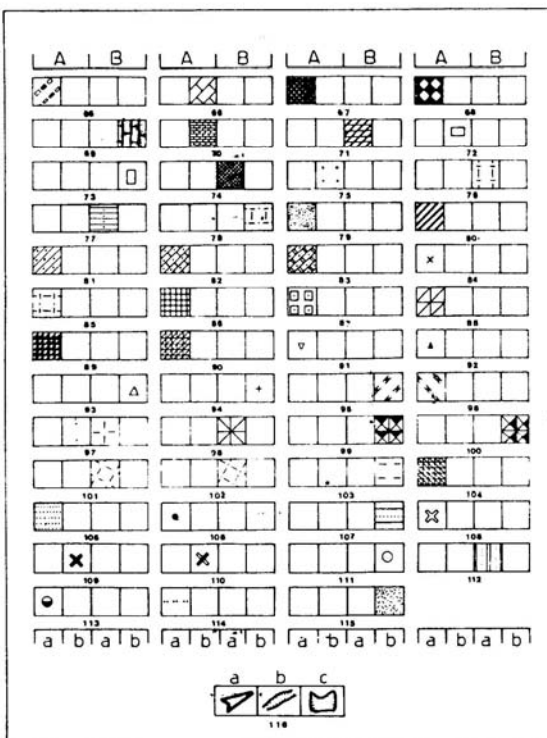
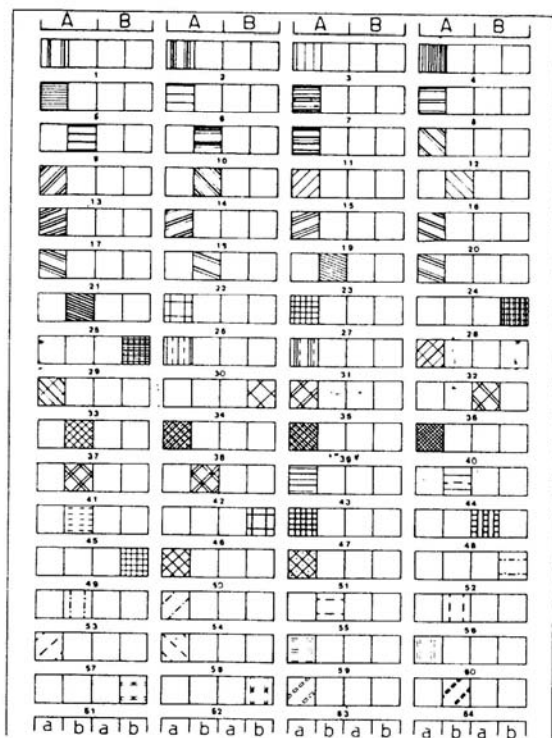


Figura 2. Estilos geotectónicos de relaciones tridimensionales interbloques de Cuba Oriental: sistema isométrico de bóveda-bloque (A); sistema escalonado asimétrico de bloques basculados (B); sistema alterno asimétrico de bloques horst-graben (C); sistema isométrico de bloques escalonados (D); sistema lineal de horst en bóveda basculado (E); sistema basculado de bloques escalonados (F); sistema alterno asimétrico de bloques horst-graben, con escalonamiento asimétrico transicional-transversal (G); sistema escalonado irregular de bloques basculados (H); sistema lineal de bloques (I); sistema lineal de horst en bóveda (J); sistema irregular de bloques (K); sistema isométrico monolítico (L); sistema irregular de horst escalonados (M); sistema lineal de horst escalonados, basculados y rotados por el rumbo (\tilde{N}); sistema isométrico de bloques irregulares (O); sistema alterno de bloques de horst y graben con intensa fracturación interna (P), y sistema alterno de horst simétricos y graben asimétricos (Q).



ESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS DE LA PLATAFOMA MARINA SUROCCIDENTAL DE CUBA

M.iguel Cabrera y Cecilia Ugalde

Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Carretera Central, Ciudad de La Habana, 11000. CUBA. Fax : (537) 55 70 04. E-mai:l [igpcnig@ceniai. Inf. C](mailto:igpcnig@ceniai.inf.cu)

RESUMEN

La plataforma marina suroccidental de Cuba es el territorio marino-costero donde más trabajos geólogo-geofísicos para los depósitos cuaternarios se han realizado, sin embargo, no cuenta con un esquema de correlación estratigráfica. Los datos que fueron obtenidos hace alrededor de una década han sido reinterpretados, llegándose a las siguientes conclusiones:

- El corte de los depósitos pleistocénicos por su similitud con los depósitos de los territorios emergidos circundantes se puede separar en las siguientes unidades cronolitoestratigráficas: Vedado y Guane del Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior; Guevara del Pleistoceno Inferior y Medio y Siguanea y Jaimanitas del Pleistoceno Superior.
- Estas unidades aparecen cubiertas de depósitos holocénicos friables, de granulometría variable, compuestos por turbas, restos orgánicos carbonáticos, oolitas y en menor cantidad facies terrígenas.
- El resultado de los procesos de meteorización y erosión ocurridos durante las diferentes regresiones está expresado en los depósitos de cada una de las unidades descritas.
- Las condiciones paleoclimáticas existentes durante las transgresiones Vedado y Jaimanitas fueron similares a las imperantes en la actualidad.

ABSTRACT

The southern Cuban shelf is the coast-sea territory where more geological- geophysical work to the quaternaries deposits have been made, however, it does not have a stratigraphic correlation scheme. The data that were obtained about a decade ago have been reinterpreted and the following conclusions are the followings:

- The cut of the Pleistocene deposits for by their similarity with the emerging territories can be separated into the following cronolitostratigraphic units: Vedado and Guane of Upper Pliocene- Early Pleistocene, Guevara of the Early and Middle Pleistocene and Siguanea and Jaimanitas of the Upper Pleistocene.
- These units appear covered by friable holocenic deposits of variable granularity, made up by peat, organic carbonatic remains, oiliness and terrigenous facies in fewer quantities.
- The result of the processes of weathering and erosion occurred during the different regressions in described units are expressed in the deposits of each of the described units.
- The paleoclimatic condition existing during Vedado and Jaimanitas transgressions was similar to the ones existing at present.

INTRODUCCION

Esta región (Fig.1) es una depresión semicerrada por Isla de la Juventud y una cadena de pequeños ayos, bancos y arrecifes. La parte central del golfo que la ocupa, posee una

profundidad de 6-7m, su fondo aplanado con bancos cieno-arenosos y cadenas de cayos cubiertos por mangles, cuyo origen está relacionado con el oleaje y las corrientes.

Aquí se han realizado varias investigaciones geólogo-geofísicas, entre las que se encuentran las de Alvarez (1984), Baudy (1964), Ionin *et al* (1977), Guerra *et al* (1982), Hernández *et al* (1985, 1988), Ionin y Pavlidis (1971), Montoya (1983), Pokrishkin (1966), Cabrera *et al* (1990), entre otros. La mayoría de ellos estuvieron encaminados a conocer la potencialidad de placeres de minerales pesados útiles, no habiendo sido analizados e interpretados en su conjunto desde el punto de vista estratigráfico. De tal manera que los resultados puedan ser insertados en el esquema de correlación estratigráfica que en la actualidad se ha concebido para el Léxico Estratigráfico de Cuba. Esto se logra con los resultados, aquí obtenidos, mediante la reinterpretación de la información existente.

DIVISION ESTRATIGRAFICA DE LOS DEPOSITOS

Alrededor de la Isla de la Juventud se localizan las mismas rocas precuaternarias que afloran en su territorio emergido. Están cubiertas por una potente corteza de intemperismo (Figs. 2 y 3), que tiene color abigarrado con predominio del rojizo-amarillento. La misma aparece cubierta por depósitos del Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior y del Pleistoceno Inferior y Medio, lo cual indica que su formación se inició por lo menos desde el Terciario.

Los depósitos plio-pleistocénicos se extienden por todo el territorio de la plataforma marina (Figs. 2, 3 y 4). Su constitución varía en dependencia de su cercanía a la fuente de aporte, por ejemplo, próximo al territorio emergido están constituidos por gravas, arenas y arcillas arenosas. Los clastos son angulosos y semiangulosos, de composición cuarcífera. Color abigarrado, con predominio del amarillento. Son comparables con los depósitos de la Fm. Guane, del Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior, de origen aluvio-marino. El resto de los depósitos correspondientes a esta edad sobreyacen rocas carbonáticas precuaternarias y están compuestos por calizas biohémicas coralino-algáceas y biodetríticas, duras, a veces aporcelanadas, recristalizadas, que contienen corales en buen estado de conservación y moldes de moluscos. Su matriz es micrítica o micrito-arenítica. La fuerte clarificación que presentan las divide en dos zonas: una que se extiende hasta los 11-13 m de profundidad, donde las cavidades en forma de lapiez, embudos y cavernas aparecen rellenas de un material rojizo y amarillento carbonatado-arcilloso con goethita; la segunda zona está constituida por canales verticales de disolución rellenos por calcita secundaria. La génesis de tales zonas se relaciona con la posición del paleomanto freático, donde la parte superior refleja la zona de escurrimiento, y la inferior la zona de inundación perenne. Color gris crema a veces rosado, con manchas negruzcas. Contiene inclusiones de calizas negras. El conjunto faunístico consta de: Ostrácodos: *Bairdia dimorpha*, *B. pillosa*, *Bairdoppilata triangularis*, *Cytherella dominicana*, *Perissocytheridea* aff. *P. bicelliformis*, *Quadracythere* ex. gr. *Q. bichensis*, *Radimella confragosa*; Moluscos: *Aliptraea equestis*, *Chione woodwardi*, *C. elattocostatum*, *Cypraea* cf. *C. patrespatriae*, *Marginula depressa*, *Lucina* cf. *L. podragrina*, *Ostrea frons*; Corales: *Montastrea limbata*, *Pachyseris rugosa*, Equinoides: *Brissus sagrae*, *Clypeaster cubensis*, *C. dalli*, *Schizaster cubensis*; Crustáceos: *Mitrax hispidus*. Estos depósitos también se relacionan con los de Fm. Vedado y corresponden a un complejo arrecifal.

En las proximidades de la Isla de la Juventud y al sur de Pinar del Río existen depósitos de arcillas plásticas (montmorilloníticas y montmorillonito-caolínicas), arenas y gravas cuarcíferas finas, que a veces forman lentes. También se tienen concreciones y pigmentos de óxido de hierro. No se observa fauna. Su coloración es variable, abigarrada. Abundan los



fragmentos y bloques de calizas biohérticas coralino- algáceas y biodetríticas, de grano fino, duras, porosas en parte, conteniendo corales, moluscos y briozoarios. Ocasionalmente contienen una fracción limosa, así como oolitos y pseudoolitos. Su fauna corresponde a foraminíferos caracterizados por la asociación bentónica Miliolidae- Soritidae- Amphisteginidae de amplio diapasón; Moluscos: *Montastrea limbata*. Es típica la asociación *Amphistegina-Archaias*. Estas calizas fueron descritas en zonas costeras emergidas como Fm. Avalo por Kartashov *et al* (1976), como Calizas de la península de Guanahacabibes (parte) por Pszczółowski en: Pszczółowski *et al* (1975) y como Fm. Punta del Este por Franco en: Franco y A. de la Torre (1980), con esta última nominación fueron reconocidas en la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba (1994). En la nueva versión se considera que las mismas no son más que una variación litofacial dentro de la Fm. Vedado.

Estos depósitos en su conjunto son comparables con los de la Fm. Guevara. (Figs. 2, 3 y 4), correspondiente al Pleistoceno Inferior y Medio. Se observa que los mismos yacen tanto sobre la corteza de intemperismo como sobre la Fm. Guane. La idea de la existencia aquí de las formaciones antes descritas se refleja en los informes de Hernández (1985 y 1988) y en la publicación de Guerra *et al* (1982), pero se vieron imposibilitados de llevarlas a un esquema de correlación al no comprender por qué no se observa un abigarramiento intenso como se observa en los territorios emergidos, lo que pudiera estar relacionado con el lavado parcial de los materiales en el período transgresivo postwiscontino. No cabe la menor duda de que estamos en presencia de depósitos intensamente meteorizados, así lo demuestra la gran carsificación que se evidencia en los carbonatos, la cual ha llegado a desintegrarlos en fragmentos en la zona costera y en la zona interior de la plataforma (Figs. 2 y 3). La presencia de los carbonatos dentro del corte terrígeno también se convirtió en una interrogante para los mencionados autores. Estas, entre otras razones, los imposibilitó establecer el orden cronológico del corte de los depósitos cuaternarios en general.

En la zona sur-oeste y próximo al territorio emergido de la Isla de la Juventud existen depósitos similares a los que han sido descritos en tierras emergidas como Fm. Sigüanea, del Pleistoceno Superior, depositada en un ambiente marino. Están constituidos por arenas cuarzosas de granulometría variable con intercalaciones de gravas de igual composición. Subordinadamente contienen minerales pesados. Color blancuzco o amarillento. No poseen restos fósiles. Se estima que estos depósitos constituyeron originalmente una llanura marina que luego fue cubierta nuevamente por el mar. Estos materiales se han derivado de las cortezas de intemperismo del macizo metamórfico y las formaciones Guane y Guevara, que también tienen tal procedencia.

Sincrónicas con los depósitos de la Fm. Sigüanea se encuentran calizas organógenas, formadas por corales, foraminíferos planctónicos, moluscos, coprolitos, etc. También se encuentran biocalcarenitas, calcarenitas pseudoolíticas y oolíticas y calizas arcillo- arenosas. Coloración blanco- amarillento a crema. Las huellas del intemperismo se manifiestan con la presencia de lapiez y clastos recristalizados de color negruzco y estructura grumosa.

Próximo a los territorios emergidos estos depósitos junto con los de Fm. Sigüanea sobreyacen la Fm. Guevara, mientras que en el resto del territorio sobreyacen a las calizas de la Fm. Vedado. Afloran solamente en las costas del sur de Isla de la Juventud y la Ciénaga de Zapata. Constituyen la base de muchos cayos del Archipiélago de Los Canarreos. Su génesis está relacionada con la formación de arrecifes coralinos y la acumulación de arenas biogénicas y oolíticas en playas, barras y bancos. Corresponden a la Fm. Jaimanitas del Pleistoceno Superior.



Estos depósitos están cubiertos por depósitos holocénicos arenosos, limosos y arcillosos; así como la mezcla de estos. Su espesor es variable (figs.2, 3 y 4,) abundan las arenas oolíticas. La faja de arenas oolíticas puras se extiende a casi todo lo largo del borde exterior o meridional del Archipiélago de Los Canarreos (Pavlidis *et al*, 1973), partiendo del veril de la plataforma insular hasta la línea costera de los cayos. Su espesor máximo es de 2,5-3,0 m. También se encuentran formando playas. Por su extensión este constituye el cuarto polígono en el mundo en la formación de oolitas. En los alrededores de las tierras emergidas existe una mezcla de sedimentos carbonáticos y terrígenos, separados en ocasiones, por horizontes de turbas o mezclados con éstas. En el resto del territorio los depósitos son predominantemente carbonáticos orgánicos y oolíticos. Los restos orgánicos están representados por valvas enteras y fragmentos de moluscos, foraminíferos, algas del género *Halimeda*, tubos de anélidos, fragmentos de espinas de equinodermos, espículas de esponjas y otros restos

EVOLUCION HISTORICA DE LA SEDIMENTACION

Aquí la historia del desarrollo geológico del Cuaternario se inicia con una transgresión, la cual se extendió por todo el territorio del Archipiélago Cubano, denominada por Kartashov *et al* (1981) transgresión Vedado. En esta época existía un mar con características similares a las que existen hoy en la zona exterior de la plataforma marina, es decir, con las condiciones ecológicas mínimas necesarias que garantizan la supervivencia de los corales, tales como: - temperatura del agua nunca inferior a 18° y manteniéndose en una media algo superior; - buena iluminación, la cual se comporta favorable hasta los 20 m, - aguas ricas en oxígeno y en nutrientes agitadas sin llegar a tener un carácter tormentoso, - alta salinidad (27-40%), - un substrato sólido, - profundidades de las aguas que superan la altura de la barrera coralina y, - la existencia de una barrera en la zona costera, probablemente de mangles, que no permitió el acarreo de material terrígeno hacia al mar abierto y profundo. Dicha barrera, por lo visto, tenía menos desarrollo que la actual en los alrededores de Isla de Juventud, permitiendo el acarreo de material terrígeno hasta los fondos someros del mar. De esta forma se creó el ambiente fluvio-marino donde se depositaron los sedimentos de la Fm. Guane.

A esta transgresión le sucedió un período regresivo denominada por Kartashov *et al* (1981) Vedado/Guevara. Durante el mismo la plataforma marina se secó completamente y la configuración de la línea de costa era muy semejante a la configuración del límite exterior de la plataforma actual. Existió un acusado intemperismo que provoco la destrucción de las calizas de la Fm. Vedado y el abigarramiento de los depósitos terrígenos de la Fm. Guane. Este proceso ocurrió con mayor intensidad en los alrededores de los territorios más elevados. Lo que probablemente se relacionó con la acción de la red fluvial, el poco espesor de los depósitos y la diferenciación de los movimientos tectónicos ascendentes, que provocaron una baja posición hipsométrica en algunos bloques, como en el de la Ensenada de la Siguanea, donde se observa la mayor destrucción de las calizas por el intemperismo.

Durante el Pleistoceno Inferior y Medio ocurrió la transgresión Guevara, cuyas huellas se conservan solamente en los terrenos más bajos en los alrededores de la Isla de la juventud y el sur de Pinar de Río. Su ausencia en el resto del territorio pudiera estar relacionada con la erosión o con el levantamiento del terreno por activación de los movimientos tectónicos, según Kartashov *et al* (1981). El predominio de la formación terrígeno-sedimentaria sobre la carbonática, y de las facies areno-arcillosas sobre las guijarrosas, característica de la Fm. Guevara, fue el resultado de la unión de dos factores opuestos: amplio desarrollo de la abrasión y el débil oleaje.



En esta parte de la plataforma no se localizan huellas de la regresión Guevara/Villarroya y de la transgresión Villarroya y por tanto de la regresión Villarroya/Jaimanitas, establecidas en otras partes del Archipiélago Cubano (Kartashov *et al*, 1981), lo que puede estar relacionado con los procesos erosivos o con un levantamiento general de la región, tal como opinó A de la Torre (1980) en su esquema de correlación para los depósitos cuaternarios del occidente de Cuba. Esta idea pudiera ser aceptada, ya que en el territorio emergido circundante tampoco existen.

La presencia del Pleistoceno en este territorio termina con los depósitos acumulados durante la transgresión Jaimanitas, con la cual la línea costera se desplazó tierra adentro en comparación con la línea costera actual, no más que algunos cientos de metros, excepto en la llanura sur de la Isla de la Juventud y en la Ciénaga de Zapata, las que fueron inundadas y que al igual que el territorio de la plataforma marina fueron cuencas de deposición de rocas carbonáticas; así como la llanura costera al oeste de la Isla de la Juventud donde se depositaron sedimentos terrígenos de aguas muy someras de la Fm. siguanea. En el caso de las rocas carbonáticas (Fm. Jaimanitas), representan muy bien la transgresión ocurrida durante el Sangamon (Pleistoceno Superior). Para entonces existieron aquí condiciones ambientales similares a las que existen hoy, que permitieron la acumulación de oolitas y el desarrollo de arrecifes coralinos, o sea un mar somero de aguas cálidas, con temperaturas próximas a los 30°, un pH de 8,12- 8,25, con comunicación directa con el mar abierto que al penetrar con sus aguas sobresaturadas de carbonato de calcio en el interior del golfo, comienzan a mezclarse con gran intensidad, lo que provoca el rompimiento del equilibrio metaestable de la solución sobresaturada y la formación de cristales, es decir, de oolitas.

Hasta ahora no se han descubierto depósitos que definan ciclos transgredidos durante el Wisconsin, como los observados en otras partes del territorio del Archipiélago Cubano y que están representados por las formaciones Salado y La Cabaña. No obstante, es probable que los mismos estén presentes, así por ejemplo, en la Ciénaga de Zapata existen depósitos de la Fm. La Cabaña, constituidos por biocalciruditas finas de matriz calcarenítica margosa, por lo general muy cementadas, formadas principalmente por nódulos de algas y fragmentos de moluscos y corales y ocasionalmente de calizas biohémicas.

Las calizas de la Fm. Jaimanitas fueron expuestas a los procesos subaereales que resultaron de la regresión ocurrida en el Wisconsin (Pleistoceno Superior), cuando el nivel del Océano Mundial descendió por debajo del nivel actual unos 120 m. Las huellas de estos procesos se manifiesta en la intensa carsificación de las rocas en la plataforma. También han sido detectados por Ionin *et al* (1977) hasta 70 m de profundidad y a profundidades mayores de 100 m por los tripulantes de un minisubmarino cubano-soviético de investigaciones científicas (1984, materiales inéditos), en las paredes del talud insular

A principios del Holoceno se inicia un nuevo ciclo transgresivo y con él, la acumulación de turbas en las superficies más bajas. Posteriormente, cuando el nivel del mar alcanzó una posición semejante a la actual, lo que pudo haber ocurrido a principio del óptimo climático, segunda mitad del Holoceno, se restablecieron los corales en la zona exterior de la plataforma marina, los cuales se habían retirado hacia el Atlántico Sur durante la anterior regresión. Estos, con otra serie de organismos constituyen la principal fuente de aporte de sedimentos, después de la precipitación de oolitas. La limitada presencia de depósitos terrígenos durante el Cuaternario ha estado relacionada con los siguientes factores: -intensa meteorización en las cuencas colectoras; - desarrollo de rocas carbonáticas en la plataforma marina; - formación quimogénica de carbonato de calcio (oolitas); - desarrollo de barreras coralinas; - presencia de



cayos en ambas zonas de la plataforma marina; - desarrollo manglares en las costas; así como la abundancia de lagunas, marismas y pantanos; - el pobre escurrimiento fluvial sólido; - la presencia de una barrera geoquímica en la zona costera originada por la unión de las aguas dulce y salada.

BIBLIOGRAFIA

- Alvarez, M (1984): *Estudio mineralógico preliminar de la plataforma cubana. Golfo de Batabanó* (Inédito). Inst.Oceanología. ACC. La Habana.
- Baudy, O. I (1964): *Facies de foraminíferos en los sedimentos del Golfo de Batabanó y su significado geológico*. V. 48, No 10. Bull, Amer. Assoc. Petrol. Geologist. E. U
- Cabrera, M, J. Oro, R. Reyes, J.L. Alvarez, G. L. Franco, R. Rodríguez y L.L Peñalver (1990): *Sistematización y generalización de la geología de la plataforma marina de Cuba con relación a la prospección de minerales sólidos* (Inédito). Arch. Inst. Geol. Y Paleont. La Habana.
- Franco, G y A. de la Torre (1980). *Los depósitos costeros de la Isla de la Juventud (Isla de Pinos) Cuba*. Rev.Cien. Tierra y Espacio, Acad. Cienc. Cuba, La Habana. No.2. p. 3-13.
- Guerra, R, J. Rudnicki, y A. Barriento (1985), *Caracterización litoestratigráfica de los depósitos sumergidos del shelf en la zona costera occidental de la Isla de Juventud*. Rev.Ciencia Tierra y Espacio, Acad. Cienc. Cuba, La Habana, No.9. p.76-89.
- Hernández, C. E, V. Ramos y M. Sánchez (1985): *Informe sobre los trabajos regionales de apoyo a la geología de la plataforma marina suroccidental de la República de Cuba para minerales sólidos* (Inédito). ETG Ministerio de la Industria Básica. La Habana.
- Hernández, C. E, V. Ramos, R. Corrada y J. L Alvarez (1988): *Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico y búsqueda de minerales sólidos de la plataforma marina de la Isla de Juventud*(Inédito). ETG. Ministerio de la Industria Básica. La Habana.
- Ionin. A.S, Pavlidis. Yu. A, Abello. O, (1977): *Geología de la plataforma marina insular de Cuba* (en ruso). Edit. Nauka, Moscú, 207 pp.
- Ionin, A. S y Yu, A. Pavlidis (1971): *Condiciones de formación del relieve y sedimentos de la zona costera de la Isla de Pinos*.En: *Nuevas Investigaciones de los procesos costeros* (en ruso). Edic. "Nauka". Moscú.p 24-36.
- Kartashov I. P, CHerniajovski A. G, Peñalver L.L, (1981): *El Antropógeno en Cuba*. Edit. Nauka. vol 356. Moscú, 145 pp
- Montoya, S (1983): *Informe sobre los trabajos de búsqueda de acumulación de arenas marinas en la plataforma sur de Matanzas*. ONRM, Inv. 3929. La Habana.
- Pavlidis. Yu. A, A.S. Ionin, E. I. Ignatov, M. Lluís Riera, O. Avello Suárez (1973). *Condiciones de formación de las oolitas en las regiones someras de los mares tropicales*. Rev.Serie Oceanológica. No 18. Inst.de Oceanología ACC. La Habana. , 18pp.
- Pokrishkin, V (1966): *Informe sobre los trabajos de búsqueda y reconocimiento de las fosforitas en la República de Cuba*(Inédito). ONRM, Inv. 2439. La Habana.

Fig. 1 MAPA DE UBICACION

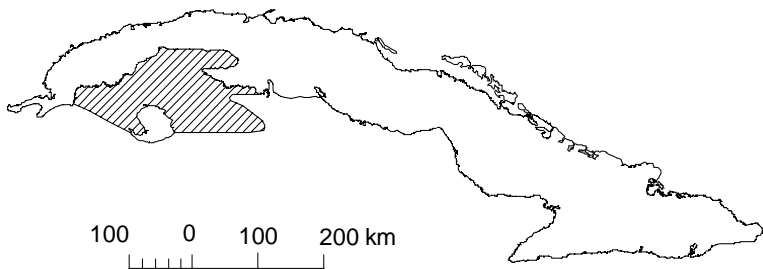


Fig. 2 DEPOSITOS CUATERNARIOS DE LA ZONA SUR -OESTE DE LA PLATAFORMA MARINA DE LA ISLA DE LA JUVENTUD (ESTE DE LA DESEMBOCADURA DEL RIO LAS NUEVAS - BAHIA DE SAN PEDRO).

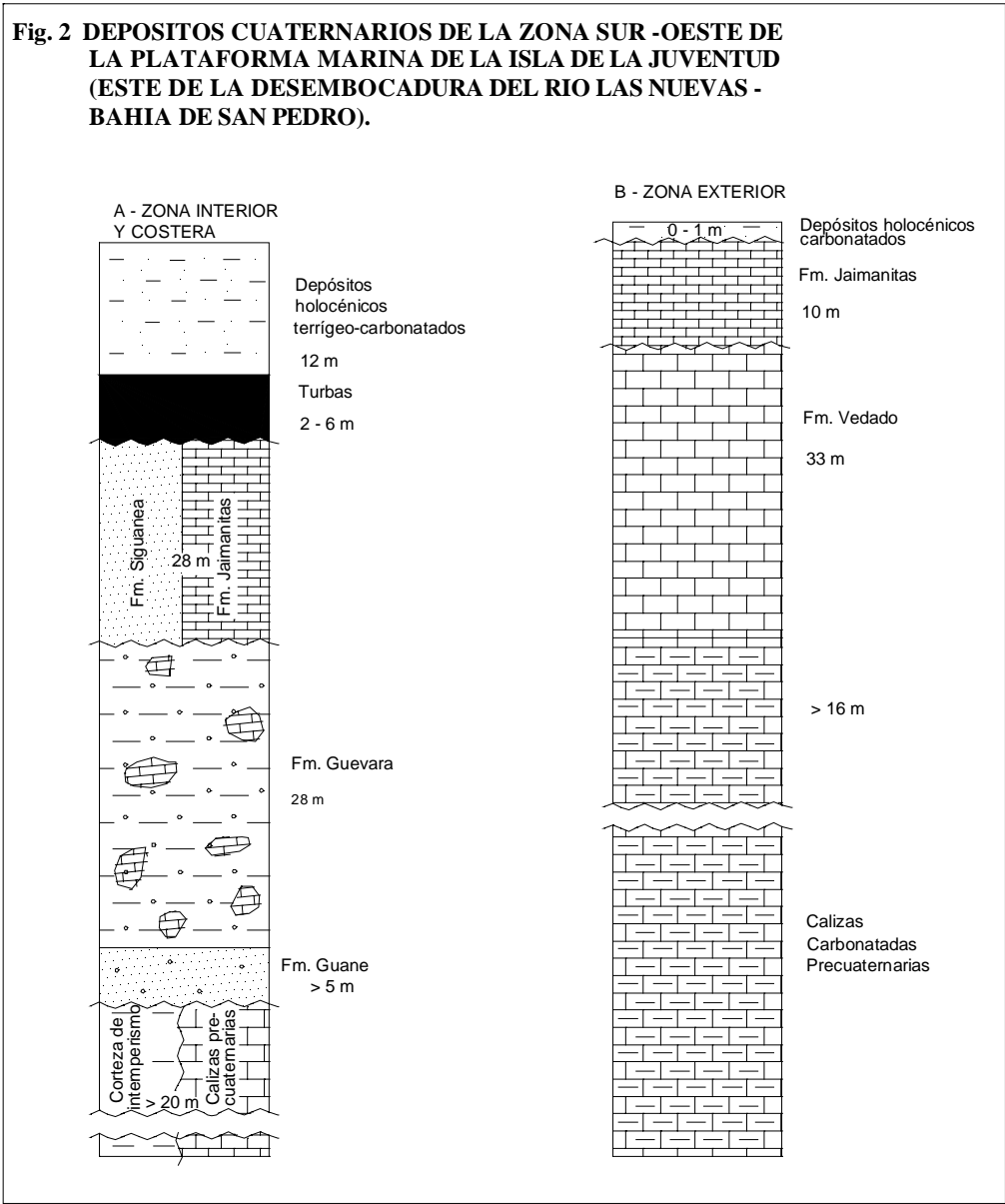


Fig. 3 DEPOSITOS CUATERNARIOS DE LA ZONA NORESTE DE ISLA DE LA JUVENTUD

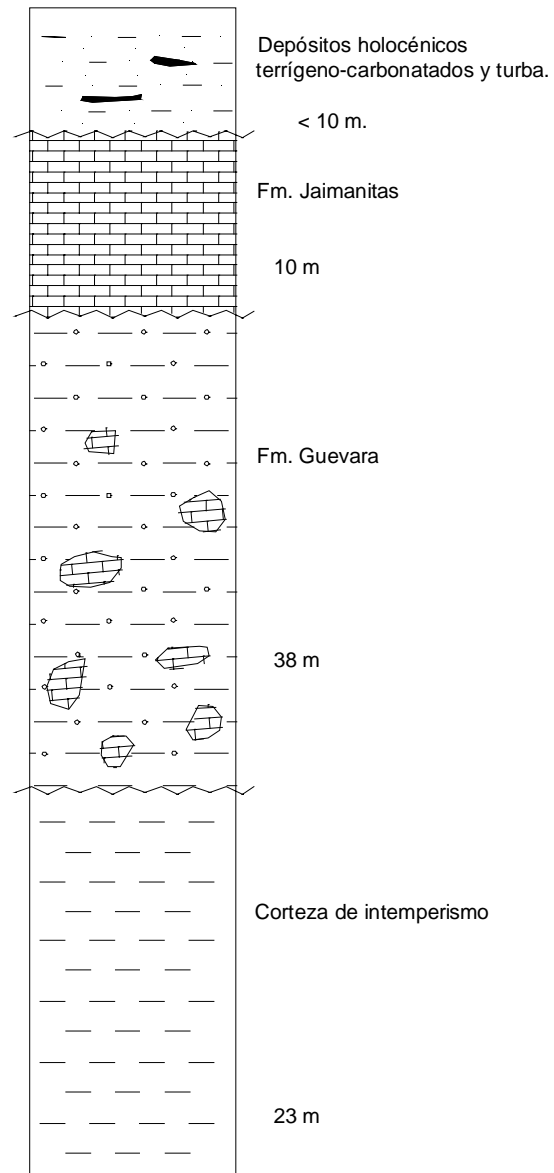
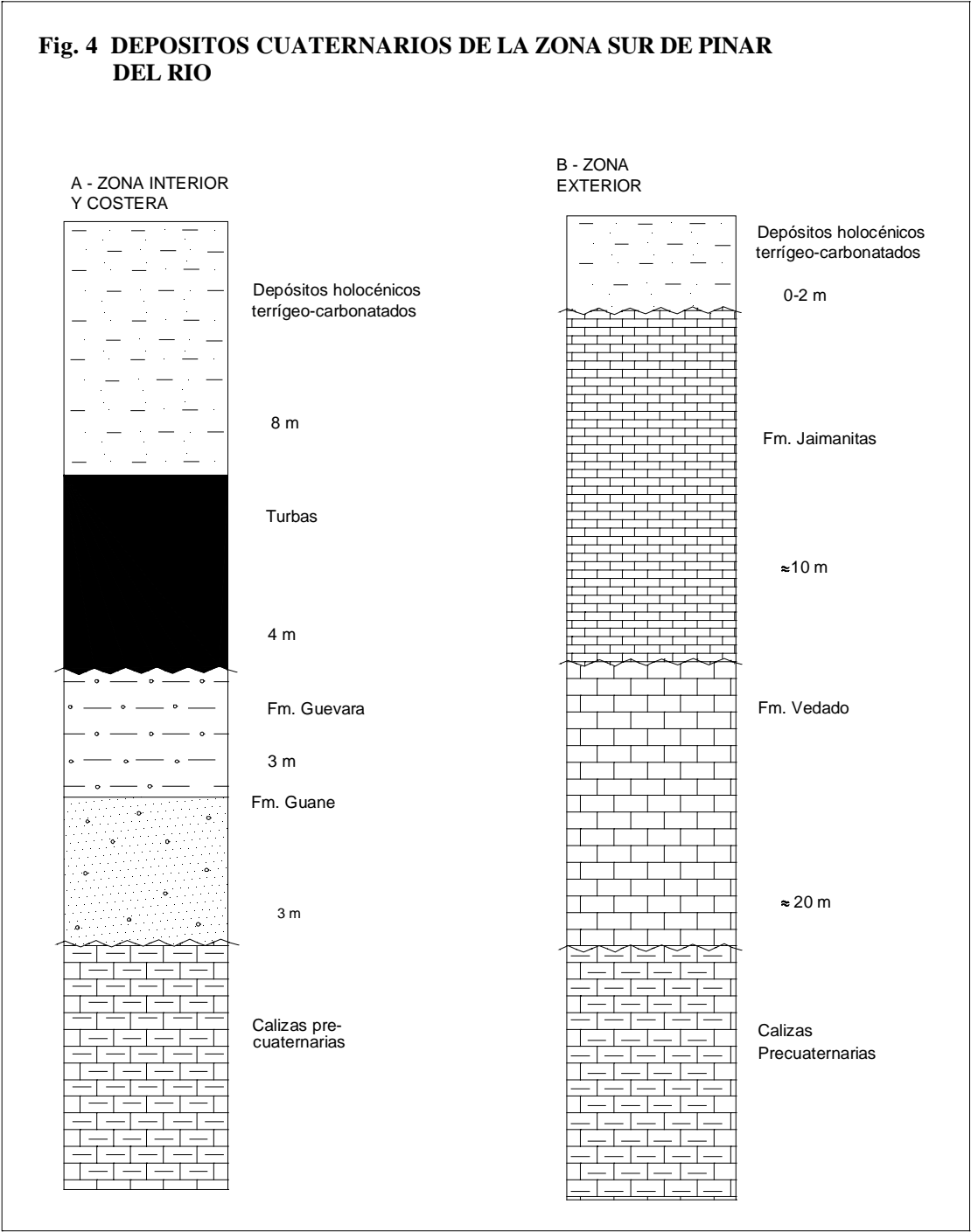


Fig. 4 DEPOSITOS CUATERNARIOS DE LA ZONA SUR DE PINAR DEL RIO



PALEOREGIMEN HIDRICO EN SUELOS CON RELICTOS EDAFICOS. IMPLICACIONES EN LA RECONSTRUCCION PALEOCLIMATICA DEL PLEISTOCENO SUPERIOR PARA CUBA OCCIDENTAL

Efrén Jaimez Salgado ⁽¹⁾, **Fernando Ortega Sastriques** ⁽²⁾

(1) Instituto de Geofísica y Astronomía, CITMA
Calle 212 # 2906 el 29 y 31 La Lisa. CP 11 600, C. Habana, CUBA
ejaimenz@geoastro.inf.cu

(2) Centro de Antropología, CITMA
Calzada de Buenos Aires # 111, Cerro. C. Habana, CUBA
antropol@ceniai.inf.cu

RESUMEN

Se presentan nuevas consideraciones sobre las condiciones paleoclimáticas de formación de los suelos en Cuba Occidental durante el Cuaternario a partir de relictos edáficos.

Se defiende la tesis sobre las oscilaciones climáticas y la coincidencia interglacial – pluvial con el predominio de épocas secas durante las glaciaciones, como punto de partida para este trabajo.

No existe una distribución similar de las neoformaciones calcáreas entre suelos de la región occidental y del oriente de Cuba. En occidente los nódulos de carbonatos secundarios en suelos Pardos comienzan a aparecer a los 60 – 100 cm de profundidad, mientras que en Cuba Oriental aparecen ya entre 20 y 45 cm de profundidad. No se observan en suelos de occidente otras neoformaciones como pseudomicelios, corazas, etc.

Se sugiere que los suelos de Cuba Occidental, aún habiendo sido afectados por oscilaciones paleoclimáticas, pudieron conservar no obstante mayores niveles de humedad en relación con los de Cuba Oriental, los cuales estuvieron sometidos por más tiempo a un paleorégimen hídrico del tipo **arídico**.

Es probable que las formaciones vegetales y ecosistemas en Occidente no hayan sufrido tampoco condiciones de extrema aridez durante los períodos glaciales y el clima haya sido algo más húmedo, como consecuencia de la mayor cantidad de humedad retenida en los suelos.

Las causas de estas diferencias podrían explicarse por una menor evapotranspiración durante estos períodos en la parte occidental por la disminución de la temperatura media del aire, debido a la mayor influencia en esta región de frentes fríos y del anticiclón continental, entonces reforzado.

INTRODUCCION

Desde hace algún tiempo, han comenzado a aparecer trabajos sobre la evolución climática de Cuba durante el Cuaternario (KARTASHOV et al. , 1982; ORTEGA y ARCIA, 1982; ORTEGA y ZHURAVLIOVA, 1983, ORTEGA, 1983). Lamentablemente no ha habido hasta ahora, unanimidad de criterios entre los distintos autores que se han ocupado de este problema y algunos autores incluso, niegan que hayan existido oscilaciones climáticas en Cuba, durante el Cuaternario (KARTASHOV et.al, 1981), planteando que sólo existió un cambio brusco de precipitaciones hace 700 mil años, lo cual les permitió dividir el Pleistoceno en húmedo y seco. También plantearon que nunca hubo un período más

seco que el actual. En un trabajo posterior, no niegan tan rotundamente las oscilaciones climáticas, pero dicen que su amplitud fue pequeña (KARTASHOV et al., 1982).

Trabajos más recientes (PAJON et.al, 1999, PAJON et. al, 2000; JAIMEZ, E. et.al, 2000) han demostrado la existencia de oscilaciones paleoclimáticas en las condiciones del karst de la Sierra de los Organos, a partir del estudio de simetría de scallops y de la carga fluvial en galerías activas, estacionales y pretéritas en el sistema kárstico de la Sierra de San Carlos.

También PEDROSO et.al, 1999 y 2000 demostraron muy recientemente la existencia de oscilaciones paleoclimáticas en Cuba, a partir del desciframiento de la mineralogía magnética (presencia o ausencia de magnetita, maghemita, y hematita) en las formaciones carbonatadas y eólicas del Pleistoceno Superior en el Occidente de Cuba (afloramiento de las formaciones Santa Fe y Jaimanitas, y del paleosuelo que las separa, al norte de la Habana), así como la caracterización de las propiedades magnéticas en muestras de sedimentos de las formaciones Guevara y Villarroja.

Numerosos autores han considerado que durante las glaciaciones ocurrieron períodos pluviales en las regiones tropicales (TAYLOR, 1868; HULL, 1885; CATON-THOMPSON Y GARDNER, 1929; GILBERT, 1890; RUBIN, 1963; SCHWARZBACH, 1963; JANSKA, 1969).

A pesar de lo anterior, han aparecido posteriormente trabajos que contradicen esa hipótesis tan difundida demostrándose que en muchos lugares el clima del período glacial fue más seco que el actual (EMILIANI, 1955; FAIRBRIDGE, 1972; BONNATTI y GARTNER, 1973; BOWLER, 1977; FAIRBRIDGE, 1968, 1975). Otros investigadores consideran que la elevación del nivel de los lagos no se debió a climas más lluviosos, sino a una reducción de las pérdidas de agua por la evaporación (BUTZER, 1963); mientras que demuestran que si bien en algunos lugares aumentaron las lluvias, en otros se redujeron, ya que durante las glaciaciones ocurrió un desplazamiento de la franja desértica hacia el ecuador (TRICART, 1963).

Resumiendo, se puede decir que durante las glaciaciones se acentuó la aridez general del Planeta, aunque pudieron aumentar las lluvias en determinados lugares de las latitudes medias (ORTEGA, 1984).

MATERIALES Y METODOS

Este trabajo tiene como antecedente, el estudio de suelos de los alrededores del karst de la Sierra de San Carlos, Pinar del Río, en apoyo al Proyecto Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa” desarrollado por nuestro centro, como parte del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente.

Para este fin, fueron realizadas en el área de estudio un total de 13 calicatas y numerosas comprobaciones con barrena de suelos. Una parte de éstas (siete en total) se enviaron al Laboratorio de Química de Suelos del Instituto de Suelos del MINAG para su caracterización y diagnóstico posterior.

De manera similar, se utilizaron los datos analíticos del mismo Laboratorio, de un total de 7 muestras de suelos Ferralíticos y Ferrálicos Rojos (Recarbonatados), a partir de perfiles obtenidos por nuestro centro

para el Estudio Geólogo Ambiental Integral del Municipio La Lisa (CAMPOS, M. et. al, 1999: Expediente 48 / 98 IGA) y el Municipio Playa (inéditos).

Las técnicas empleadas para el análisis químico de las muestras fueron:

pH: Método Potenciométrico

carbonatos: Método Gasométrico.

Acidez de cambio: Método de Sokolov.

Cationes cambiabiles: Método de Shutchabell.

Acidez hidrolítica: Método de Kappen,
modificado por el Instituto de Suelos.

El análisis de composición granulométrica fue realizado en el Laboratorio de Química y Geología de la Empresa GeoCuba, Estudios Marinos.

Finalmente, se consultaron otros perfiles de suelos del Instituto de Suelos (17 perfiles de suelos Pardos y otros tipos genéticos con información acerca de condiciones paleoedafoclimáticas) a partir de una intensa Revisión Bibliográfica, lo que permitió en última instancia contrastar las características morfológicas y las condiciones paleoclimáticas de la formación de los mismos para Cuba Occidental y Oriental, en base a resultados anteriores obtenidos por otros autores que se citan en el trabajo.

Hipótesis sobre las oscilaciones climáticas en Cuba

Varios autores han señalado que en Cuba existieron períodos pluviales; las pruebas son principalmente espeleológicas, geomorfológicas, y faunísticas (NUÑEZ, et al., 1968, 1969, ACEVEDO, 1971; MAYO y KARTASHOV, 1972; MAYO y PEÑALVER, 1973; ACEVEDO et al., KARTASHOV y MAYO, 1976). Todos consideraron que la pluviosidad coincidió con los períodos glaciales, de acuerdo con la hipótesis paleoclimática global más difundida.

El descubrimiento de formaciones calcáreas propias de climas áridos (PANOS y STELCI, 1967) obligó a que se considerara (NUÑEZ et al., 1968) la existencia de fases más áridas que la actual; iguales consideraciones hicieron ACEVEDO et al. (1975), sobre bases geomorfológicas. En ambos trabajos se consideró que la fase árida correspondió con el interglacial aunque en el último se expresan dudas sobre la correspondencia glacial-pluvial.

Que sepamos, SHANZER et al. (1975) fueron los primeros autores que consideraron un clima árido en Cuba durante las épocas glaciales, aunque un coautor inmediatamente negó esa posibilidad (FRANCO, 1975).

Esta idea fue profundizada por otro colectivo de autores cubanos (ORTEGA y ARCIA, 1982; ORTEGA y ZHURAVLIOVA, 1983; ORTEGA, 1983). En esta hipótesis se considera que las fases áridas se correspondieron con las épocas glaciales, y las pluviales a los momentos del óptimo climático posglacial (ORTEGA y ZHURAVLIOVA, 1983), al igual que ocurrió en otras partes del Planeta (BROOKS, 1949; STREET y GROVE, 1976).

DISCUSION

Es conocido que en muchos suelos de Cuba se encuentran neoformaciones calcáreas, formadas en un clima mucho más seco que el actual (PANOS y STELCI, 1967; NUÑEZ et al., 1968; ORTEGA, 1979; ORTEGA y ARCIA, 1982; HERNANDEZ et al, 1989); sin embargo se puede afirmar que no existe una igual distribución por el perfil de estas neoformaciones, entre los suelos de la región oriental y los de la parte occidental de Cuba como veremos más adelante.

Las neoformaciones calcáreas (relictos edáficos), son relativamente inestables, dada la solubilidad del carbonato de calcio. Si la última fase árida hubiera ocurrido en el interglacial de Sangamón, las neoformaciones se hubieran disuelto durante la glaciación de Wisconsin, en la cual existieron lluvias superiores a las actuales durante unos 70 mil años.

El clima de casi toda Cuba es tropical (ACEVEDO, 1981) y los suelos zonales más evolucionados son los Alíticos (INSTITUTO DE SUELOS, 1999) y Ferralíticos (GLAZOVSKAYA, 1973); sin embargo, en Cuba predominan los suelos de color pardo (ORTEGA, 1980). Esta contradicción se ha tratado de resolver a partir de varios criterios, entre ellos: el bajo aprovechamiento de las aguas de lluvia por la alta escorrentía superficial y por un llamado proceso de autofrenaje (HERNANDEZ, 1973, 1978), así como el hecho de que gran parte de los suelos Pardos de Cuba, están o han estado afectados por erosión (GONZALEZ, comunic. personal). Sin embargo, los 70 mil años que duró la última glaciación es tiempo suficiente para que los suelos Pardos hubieran evolucionado por lo menos a Fersialíticos bajo el clima glacial-pluvial de las primeras hipótesis; en vez de esto, en los suelos Pardos el intemperismo es sialítico y sólo se descubren aquí las fases iniciales del intemperismo fersialítico (TATEVOSIAN et al., 1977).

SHISHOV et al., (1973) y TORRES et al., (1980) probaron que los principales suelos de Cuba sufren grandes pérdidas de bases por lixiviación. Durante los períodos pluviales, las pérdidas debieron ser aún mayores. Las épocas áridas son momentos en que los suelos pueden recobrar las bases perdidas, a la par de que muchos suelos Ferralíticos comienzan a sufrir un proceso de recarbonatación, tal y como se muestra en la tabla No. 1.

Tabla No. 1. _PERFILES DE SUELOS FERRALICOS Y FERRALITICOS ROJOS RECARBONATADOS (Expediente 48 / 98 IGA).

Perfil	Fe (total) Fe ₂ O ₃	Fe (libre) Fe ₂ O ₃	Fe (amorfo)	pH (H ₂ O)	pH (KCL)	Ca CO ₃ (%)	Fe _L / Fe _T (%)
L – 23	14.30	10.36	0.055	7.94	-	0.72	72.44
L – 33	14.30	8.58	0.05	5.71	4.80	-	60.00
L - 34	15.19	9.47	0.03	7.98	-	0.34	62.34
P – 26	10.73	7.33	0.04	6.76	5.83	-	68.31
P – 27	10.73	8.76	0.04	7.01	-	0.06	81.64
*P – 28	10.73	10.08	0.03	6.45	5.35	-	93.94

Considerando lo anterior y dado a que en Cuba predominan además los suelos saturados o débilmente desaturados como se aprecia en la Tabla No. 2, la única hipótesis concordante a todas luces es la de la coincidencia interglacial - pluvial en la que se plantea el predominio de las épocas áridas durante las glaciaciones. (ORTEGA, 1984).

Tabla No 2. Complejo de Intercambio y Saturación.

Perfil	Ca	Mg	Na	K	CCC	CCB	CCC (arc).	Grado Saturación
L – 23	14.38	0.94	0.25	0.15	14.78	15.72	17.76	-
L – 33	7.68	1.43	0.25	0.30	17.14	9.66	56.35	56.35
L - 34	15.36	0.16	0.10	0.50	17.24	16.12	31.32	93.50
P – 26	19.50	2.22	0.35	0.20	28.14	22.27	35.61	79.14
P – 27	18.12	0.50	0.25	0.15	23.84	19.02	30.03	79.78
P – 28	14.57	2.11	0.25	0.15	23.44	17.08	28.99	72.86

Clasificación y Descripción General de los Perfiles:

L-23: Ferralítico Rojo Compactado sobre calizas

Género Eutricto, con Carbonatos

(Recarbonatado).

Coordenadas: X – 351 100 ; Y – 359 750

L-33: Ferralítico Rojo Típico sobre calizas.

Género Eutricto, con Carbonatos

(Recarbonatado).

Finca Dolores. Coordenadas X – 351 080

Y – 355 025

L-34: Ferralítico Rojo Típico sobre calizas

Género Eutricto, con Carbonatos

(Recarbonatado).

El Chico, a la izquierda de “El Arco”

Coordenadas X – 351 175; Y – 354 075

P-26: Ferralítico Rojo Húmico

Género Eutricto

Coordenadas: X – 348 750; Y – 361 200

P-27: Ferralítico Rojo Típico (*Horizonte C*)

Género Eutricto, con Carbonatos

(Recarbonatado).

Coordenadas: X – 348 600; Y- 361 400

* P-28 = P-27 (*horizonte B*)

HERNANDEZ (1978) plantea que los suelos con carbonatos secundarios de la región oriental poseen perfil AB_(ca) C_(ca) D_(ca) con una profundidad de los horizontes húmicos de 85 cm. El espesor del horizonte superior acumulativo (A) es de 15 – 20 cm. **Los carbonatos secundarios comienzan con la profundidad de 20 – 45 cm en forma de pseudomicelio o concreciones aisladas.** Hacia abajo por el perfil su contenido aumenta y alcanza su máximo en la profundidad de 85 – 100 cm.

Sin embargo, en la distribución de las neoformaciones calcáreas o relictos edáficos en forma de carbonatos secundarios, no se observa el mismo comportamiento para los suelos Pardos de la parte occidental de Cuba, con relación a sus homólogos del Valle del Cauto y del sur de Guantánamo en el oriente cubano.

El análisis de dos perfiles de suelos Pardos de la región occidental de Cuba (Perfiles No. 58 y No. 71: INSTITUTO DE SUELOS, 1973) que han conservado relictos edáficos, permite comprobar que en estos casos los nódulos de carbonatos secundarios comienzan a aparecer a partir de los 60 – 100 cm de profundidad, (siempre por debajo del horizonte B Siálico) mientras que en la región oriental esto se observa ya desde el inicio del horizonte B (entre los 20 a 45 cm) como ya vimos antes.

Por otro lado no se observa en el perfil estos suelos Pardos del Occidente de Cuba, otras neoformaciones carbonatadas típicas de las condiciones de paleoaridez – glacial para la región oriental, tales como suelen ser los pseudomicelios, las corazas de carbonatos secundarios (caliche), etc.

Esta diferencia en la distribución de carbonatos secundarios entre los perfiles de suelos Pardos de la Cuba Occidental y Oriental, obliga a establecer un enfoque diferenciado del problema de las condiciones paleoclimáticas de formación de estos suelos en ambas macrorregiones del territorio nacional, por cuanto los restantes factores de formación (Clima Actual, Geología, Relieve, Tiempo de Formación, Materia Orgánica) resultan similares.

Es posible que los suelos de la parte occidental de Cuba, a pesar de haber sido afectados también por bruscas oscilaciones paleoclimáticas (períodos húmedos y períodos secos), hayan podido no obstante conservar mayores niveles de humedad en relación con sus homólogos del Oriente de Cuba, los cuales parecen haber estado sometidos por tiempo más prolongado a un paleorégimen hídrico del tipo árido, donde la humedad en la Sección de Control de Humedad del Suelo, nunca alcanza o supera los 90 días consecutivos (de acuerdo a la clasificación de regímenes hídricos para suelos: SOIL SURVEY STAFF, 1990).

Por extensión, es muy probable que las formaciones vegetales y ecosistemas terrestres de esta parte de nuestro país no hayan sufrido tampoco condiciones de extrema aridez durante los períodos glaciales en el continente norteamericano y el clima en el occidente de Cuba haya sido un poco más húmedo, como consecuencia de la mayor cantidad de humedad retenida en los suelos durante los períodos glaciales.

Las posibles causas de orden paleoclimáticas que determinaron estas diferencias contrastantes entre el occidente y el oriente de Cuba, podrían explicarse por una menor evapotranspiración durante los períodos glaciales en la parte occidental, como consecuencia de la mayor influencia en esta región de los frentes fríos y las bajas extratropicales formados con más frecuencia entonces en el Golfo de México. Esto último, obedece a la mayor compresión del espectro zonal latitudinal (fajas climáticas) durante las épocas glaciales, en comparación con lo que sucede en las épocas interglaciales, como en la que al parecer vivimos en el período Actual.

La disminución de la temperatura media anual del aire en la parte occidental de Cuba durante los períodos glaciales en Norteamérica, pudo haber sido la causa principal de una menor evapotranspiración general en esta parte del país, durante la glaciación de Wisconsin y la mayor retención de humedad en los suelos, lo que repercutió en un menor contenido y desigual distribución de las neoformaciones calcáreas por el perfil, en comparación con los suelos de la parte oriental de Cuba.

En efecto, PAJON, J. M. et. al (Op. Cit) encontraron a partir de la variación de los contenidos de los Isótopos Estables de ^{18}O y ^{13}C en las capas homogéneas de calcita de una estalagmita de la Cueva de las Dos Anas, Sistema Cavernario Majaguas – Cantera, Pinar del Río, una diferencia de $9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre los valores máximo y mínimo de $\delta^{18}\text{O}$, lo que indica un período de calentamiento continuado desde los $14\,960 \pm 50$ años A.P. hasta $4\,540 \pm 40$ años A.P.

Los valores de $\delta^{18}\text{O} = -1.168$ y $-2.892\text{ }_{\text{‰}}$ correspondientes a edades de $11\,500$ y $9\,200$ años A.P. respectivamente, parecen estar asociados alrededor de la fase final de frío del Young Dryas y el inicio del calentamiento climático abrupto ocurrido al principio del Holoceno.

CONCLUSIONES

1. Dado a que en Cuba predominan los suelos saturados o débilmente desaturados (Ver Tabla No. 2) y considerando además la existencia de un proceso de evidente recarbonatación de algunos suelos Ferralíticos y Ferrálicos Rojos (Ver Tabla No. 2), la hipótesis de las oscilaciones climáticas y la coincidencia interglacial – pluvial con el predominio de épocas secas durante las glaciaciones, (Ortega, 1984) es la tesis que se defiende como punto de partida en este trabajo para la Reconstrucción Paleoclimática del Pleistoceno – Holoceno en las condiciones de Cuba Occidental.
2. No existe una distribución igual por el perfil de las neoformaciones calcáreas (relictos edáficos) entre los suelos de la región oriental y los de la parte occidental de Cuba.
3. El análisis de dos perfiles de suelos Pardos de la región occidental de Cuba (Perfiles No. 58 y No. 71. Ver Anexos) que han conservado relictos edáficos, permite comprobar que los nódulos de carbonatos secundarios comienzan a aparecer aquí a partir de los $60 - 100$ cm de profundidad, (siempre por debajo del horizonte B Siálico) mientras que en la región oriental esto se observa desde el inicio ya del horizonte B (entre los 20 a 45 cm).
4. No se observa en el perfil de estos suelos Pardos del Occidente de Cuba, otras neoformaciones carbonatadas típicas de las condiciones de paleoaridez – glacial para la región oriental, tales como son los pseudomicelios, las corazas de carbonatos secundarios (caliche), etc.
5. Es posible que los suelos de la parte occidental de Cuba, a pesar de haber sido afectados también por bruscas oscilaciones paleoclimáticas (períodos húmedos y períodos secos), hayan podido no obstante conservar mayores niveles de humedad en relación con sus homólogos del Oriente de Cuba, los cuales parecen haber estado sometidos por tiempo más prolongado a un paleorégimen hídrico del tipo arídico, donde la humedad en la Sección de Control de Humedad del Suelo, nunca alcanza o supera los 90 días consecutivos.
6. Por extensión, es muy probable que las formaciones vegetales y ecosistemas terrestres de esta parte de nuestro país no hayan sufrido tampoco condiciones de extrema aridez durante los períodos glaciales en el continente norteamericano y el clima en el occidente de Cuba haya sido un poco más húmedo, como consecuencia de la mayor cantidad de humedad retenida en los suelos durante los períodos glaciales.

7. Las posibles causas de orden paleoclimáticas que determinaron estas diferencias contrastantes entre el occidente y el oriente de Cuba, podrían explicarse por una menor evapotranspiración durante los períodos glaciales en la parte occidental, como consecuencia de la mayor influencia en esta región de los frentes fríos y las bajas extratropicales formados con más frecuencia entonces en el Golfo de México. Esto último, obedece a la mayor compresión del espectro zonal latitudinal (fajas climáticas) durante las épocas glaciales, en comparación con lo que sucede en las épocas interglaciales como en la que al parecer vivimos en el período Actual.
8. La disminución de la temperatura media anual del aire en la parte occidental de Cuba durante los períodos glaciales en Norteamérica, pudo haber sido la causa principal de una menor evapotranspiración general en esta parte del país, durante la glaciación de Wisconsin y la mayor retención de humedad en los suelos, lo que repercutió en un menor contenido y desigual distribución de las neoformaciones calcáreas por el perfil, en comparación con los suelos de la parte oriental de Cuba.

REFERENCIAS

- ACEVEDO GONZALEZ, M (1971): Geomorfología de Sumidero y sus inmediaciones. Rev.Tecnol.,3/4:33-54
- _____ (1981): Geografía física e Cuba. Pueblo y Educación, La Habana, vol.1, 313 pp.
- ACEVEDO GONZALEZ, M. ARREDONDO, O., y GONZALEZ GOTERA, N. (1975): La Cueva del Túnel. Pueblo y Educación, La Habana, 74 pp.
- BONNATTI, E., y GARTNER, S. (1973): Caribbean climate during Pleistocene ice ages. Nature, 244 (5418): 563-565.
- BOWLER, J.M. (1977): Glacial age environments and aeolian episodes: some comparisons from Australian, African and Northern Hemisphere records. En Tenth INQUA Congress: abstracts, Birmingham, p.50.
- BROOKS, C.E.P. (1949): Climatic through the ages.2da edn.,Londres (citado por SCHWARZBACH, 1963).
- BUTZER, K.W. (1963): The last "pluvial" phase of the Eurafrian subtropics. En Changes of Climate, UNESCO, Lieja, pp.211-221.
- CAMPOS, M.; AZCUY, E., MENDEZ, D.; JAIMEZ, E.; ROCAMORA, E.; GUERRA, M.; GONZALEZ, L.; VALDES, M.G.; PEDROSO, I.; FUNDORA, M.; TORRES, T (2000): Evaluación Geólogo Ambiental Integral del Municipio La Lisa (inédito). Instituto de Geofísica y Astronomía, CITMA: 100 pp.
- CATON-THOMPSON, G., y GARDNER, E. W. (1929): Recent work on the problem of Lake Moeris. Geogr.J.,73:20-60
- EMILIANI,C.(1955): Pleistocene temperatures. J. Geol., 63:538-578

_____ (1968): Glaciation, glacierization. En The encyclopedia of geomorphology (R.W.Fairbridge, ed.), Reinhold Book Corp., Nueva York, pp.471-482.

_____ (1972): Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonics, paleoclimates and sea level. En Mediterranean sea, Dowden, Hutchinson Ross, Inc.,Estrasburgo, pp.99-113.

_____ (1975): Historia del Clima de la Tierra. En el redescubrimiento de la Tierra, CONACYT, México, 1982, pp. 233-250.

FRANCO, R. (1975): Las eolianitas del occidente de Cuba. Acad.Cien.Cuba,ser.geol.,17:3-12.

GILBERT, G.K. (1890): Lake Bonnevillle. U.S. Geol. Survey Montana, 1 (citado por SCHWARZBACH, 1963).

GLAZOVSKAYA, M.A. (1973)): Los suelos del mundo (en ruso). MGU, Moscú, vol.2,427 pp.

HERNANDEZ A. (1973): Pardos tropicales. En Génesis y clasificación de los suelos de Cuba, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, pp.106-147.

_____ (1978): Los suelos pardos del trópico de humedad alternante (Autoreferata). Resumen de tesis en ruso (traducida al Español) para optar por el grado de Candidato a Doctor en Ciencias Agrícolas, Instituto de Suelos V.V Dokuchaev, Academia de Ciencias Agrícolas V. I. Lenin de la URSS. Moscú, p – 4.

_____ (1978): Los suelos pardos del trópico de humedad alternante. Tesis para optar por el grado de Candidato a Doctor en Ciencias Agrícolas, Instituto de Suelos V.V Dokuchaev, Academia de Ciencias Agrícolas V. I. Lenin de la URSS. Moscú, 210 pp.

HERNÁNDEZ, A.; J.L. DURÁN .,J.M. TORRES., y otros (1989): Fundamentos de pedología y Génesis, características y clasificación de los suelos de Las Tunas. Curso de Postgrado . Instituto de Suelos. Dirección Provincial de Suelos y Fertilizantes de Las Tunas

HULL, E. (1885): Mount Sei, Sinai, and Western Palestine R. Bentley, Londres, 227 pp.

INSTITUTO DE SUELOS (1973): Génesis y Clasificación de los Suelos de Cuba. Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 315 pp.

_____ (1999): Nueva Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. Editorial AGRINFOR. La Habana, 64 pp.

JAIMEZ, E., PAJÓN, J.M., HERNÁNDEZ, I., MACLE, J., DE HUELVES, J. (1999): Condiciones Edafoclimáticas de la Formación de los Suelos de los Alrededores de la Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba, , de la Monografía "Proyecto Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa". Capítulo 5. 3:. En Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano. La Habana, pp. 259-269

JAIMEZ, E., PAJON, J.M., HERNANDEZ, I., MACLE, J., DE HUELBEZ, J. (2000): Aplicación de la Tecnología Digital a la Cartografía de Suelos en los alrededores de la Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba. (Memorias Electrónicas de GEOINFO 2000). La Habana, 11 pp.

JANSA GUARDIOLA, J.M. (1969): Curso de climatología. Organismos, La Habana, 445 pp.

KARTASHOV, I.P., CHERNYAJOVKII, A.G., y PEÑALVER, L. (1981): El Antropógeno de Cuba (en ruso). Nauka, Moscú, 147 pp.

_____ (1982): Las cortezas de intemperismo de Cuba y cambios de su clima en el Pleistoceno (en ruso). En Estratigrafía y paleogeografía del Antropógeno, Nauka, Moscú, pp.143-154.

KARTASHOV, I.P., y MAYO, N. A. (1976): Esquema estratigráfico y división del sistema cuaternario de Cuba (en ruso). En sedimentación y formación del relieve de Cuba en el Cuaternario, Nauka, Moscú, pp.5-33.

MAYO N.A. y KARTASHOV, I.P. (1972): El problema de las oscilaciones climáticas del Pleistoceno de Cuba. Actas Inst. Geol., Acad.Cien.Cuba, 2:57-62.

MAYO N.A., y PEÑALVER, L.(1973): Los problemas básicos del Pleistoceno de Cuba, ser.espeleol.carsol., 2:5-47.

NUÑEZ JIMENEZ, A. PANOS, V., y STELCL, O. (1968): Carsos de Cuba. Acad. Cien. Cuba., ser. espeleol. carsol., 2: 5 – 47.

_____ (1969): El desarrollo diferenciado del carso en el Archipiélago Cubano y sus causas. Acad. Cien. Cuba., ser. espeleol. carsol., 6: 3 – 24.

ORTEGA SASTRIQUES, F. (1979): Primer reporte de suelos con corazas carbonatadas en Cuba. Cienc. Agr., 4: 173 –176.

_____ (1980): Sobre la clasificación de los suelos de color pardo de Cuba.Cien.Agr.,6:97-107.

_____ (1983): Una hipótesis sobre el clima de Cuba durante la glaciación de Wisconsin. Cien. Tierra Espacio, 4:85-104.

ORTEGA SASTRIQUES, F., y ARCIA, M.I. (1982): Determinación de las lluvias en Cuba durante la glaciación de Wisconsin, mediante los relictos edáficos. Cien. Tierra Espacio, 4:85-104.

ORTEGA SASTRIQUES, F., y ZHURAVLIOVA, I. (1983): Critica de la hipótesis de los “dos”Pleistocenos cubano, a la luz de la información edafológica. Cien. Tierra Espacio, 6:63-85

ORTEGA, F. (1984): Las hipótesis paleoclimáticas y la edad de los suelos de Cuba. Ciencias de la Agricultura 21: 45 – 59.

PAJÓN, J.M., Y COLECTIVO DE AUTORES (1999): Monografía "Proyecto Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa". Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano. La Habana, 362 pp.

PAJÓN J. M., CURTIS J., TUDHOPE, S., METCALFE, S., GRIMM, E. C. E., BRENNER, M. (2000): Isotope Records of a Stalagmite from Dos Anas Cave in Pinar del Río Province, Cuba. Paleoclimatic Implications (In press).

PAJÓN, J.M., HERNÁNDEZ, I. , JAIMEZ, E., MACLE, J., ORTEGA, F. (2000): Periods of Wet and Dry Climate in Cuba: Evaluation of expression in Karst of Sierra de San Carlos. Interhemispheric Climate Linkages (Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects). Chapter Long-Term Climate Variability. Academic Press, pp 217 – 226.

PANOS, V., y STELCL, O. (1967): Carbonate crust and coating on limestone in the seasonally humid tropical climate of Cuba. *Ceskoslovensky Kras*, 19:87-100.

PEDROSO, I.; M. FUNDORA, L. PEÑALVER, L. SAGNOTTI. (1999): Caracterización de las Propiedades Magnéticas de Algunas Formaciones Carbonáticas y Eólicas del Pleistoceno Superior en la Provincia de Ciudad de la Habana. Posibles implicaciones Paleomagnéticas. VIII Jornada Científica del Instituto de Geofísica y Astronomía, CITMA, La Habana, pp 28 –29.

PEDROSO, I.; M. FUNDORA, L. SAGNOTTI. (1999): Evidencia de Cambios Climáticos durante el Pleistoceno Cubano, deducidos del Registro de Propiedades Magnéticas de Sedimentos Terrígenos. VIII Jornada Científica del Instituto de Geofísica y Astronomía, CITMA, La Habana, pp 29 – 30.

PEDROSO, I.; M. FUNDORA, L. PEÑALVER, L. SAGNOTTI. (2000): Caracterización de las Propiedades Magnéticas de Algunas Formaciones Carbonáticas y Eólicas del Pleistoceno Superior en la Provincia de Ciudad de la Habana. Posibles implicaciones Paleomagnéticas. I Congreso Cubano de Geofísica. La Habana, 13 pp.

PEDROSO, I.; M. FUNDORA, L. SAGNOTTI. (2000): Evidencia de Cambios Climáticos durante el Pleistoceno Cubano, deducidos del Registro de Propiedades Magnéticas de Sedimentos Terrígenos. I Congreso Cubano de Geofísica. La Habana, 11 pp.

RUBIN, M. (1963): Simultaneity of glacial and pluvial, episodes of the Wisconsin glaciation. En *changes of climate*, UNESCO, Lieja, pp.223-227.

SCHWARZBACH, M. (1963): *Climates of the past*. D. Van Nostrand Co., Londres, 328 pp.

SHANZER E. V. PETROV O.M. y FRANCO G.L. (1975) Sobre las informaciones costeras del Holoceno en Cuba. Las terrazas pleistocénicas de la Región Habana-Matanzas y los sedimentos vinculados a ellas. *Acad. Cien. Cuba, ser. geol.*,21:3-26.

SHISHOV, L. L. SHISHOVA V., CORDERO, J.J. y CASTELLANOS, M. (1973) Informe Preliminar sobre la lixiviación de elementos nutritivos en algunos suelos dedicados al cultivo de la caña de azúcar. *Acad. Cienc. Cuba, ser caña azúc.*, 60:3-8.

STREET, F.A. y GROVE, A.T. (1976): Environmental and climatic implications of late quaternary lake-level fluctuations in Africa. *Nature*, 26 (5559): 385-390.

SOIL SURVEY STAFF. (1990): *Keys to Soil Taxonomy*. Agency for International Development. United States, Department of Agriculture, 422 pp.

TATEVOSIAN, G.S. HERNANDEZ A., OBREGON, A. Y AGAFONOV O. (1977): Características geoquímicas y génesis de los suelos pardos de los trópicos de humedad alternante (en el ejemplo de Cuba) (en ruso). *Trud. In-ta Pochvoved. Agrojim. ArSSR*, 12 (2):3-40.

TAYLOR, A. (1868): On the late Amiens gravel. *Quart. J. Geol. Soc. London* 24:103-125 (citado por FAIRBRIDGE, 1968).

TORRES, A. OTERO L. KOEPKE E. TRUJILLO R. MACHIN P. Y HERNANDEZ MORIN M. (1980): Vínculos entre el agua de percolación y el balance de nutrientes en suelo Ferralítico Rojo típico con caña de azúcar. *Cien. Agr.*, 5:99-108



TRICART, J. (1963): Oscilations et modification de caractères de la zone aride en Afrique et en Amérique Latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. En *changes of climate*, UNESCO, Lieja, pp. 415-419.



MAGNETISMO AMBIENTAL DE SEDIMENTOS CUATERNARIOS EN EL SISTEMA CAVERNARIO MAJAGUAS-CANTERA, PINAR DEL RÍO.

Ida Inés Pedroso Herrera⁽¹⁾, Jesús M. Pajón Morejón⁽¹⁾, Manuel J. Fundora Granda⁽¹⁾ y Leonardo Sagnotti⁽²⁾

(1) Instituto de Geofísica y Astronomía, Calle 212 No. 2906 e/ 29 y 31, La Coronela, La Lisa, Ciudad de La Habana, CP 11 600, Cuba

(2) Instituto Nacional de Geofísica Via di Vigna Murata, 605.CP 00143 Roma. Italia

RESUMEN

Un estudio de los parámetros magnéticos es llevado a cabo en los sedimentos cuaternarios, depositados en galerías subterráneas y en las inmediaciones del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, en el karst de la Sierra de San Carlos, provincia de Pinar del Río. Se determina la concentración, mineralogía y tamaño de los granos de las partículas magnéticas, considerándose las variaciones de estos parámetros en el espacio y el tiempo como "proxies" datos de cambios paleoambientales que han tenido lugar en la región.

Se han tomado en cuenta para la realización del presente trabajo los datos sobre la composición granulométrica de los sedimentos cuaternarios obtenidos a partir de investigaciones desarrolladas anteriormente ((de Huelbes, Pajón, et al., 1999)) así como los resultados de las determinaciones cualitativas de los elementos presentes en los sedimentos estudiados por análisis de Emisión de Rayos X inducida por partículas (Montero, Aspiazú, Pajón, Miranda y Moreno, 2000)

Las propiedades magnéticas muestran variaciones de las concentraciones del mineral magnético y del tamaño del grano, así como variaciones en el contenido de material paramagnético, lo cual puede ser el índice de una evolución en los mecanismos de humedad-dsecamiento. Estas variaciones reflejan oscilaciones climáticas en el área de estudio, que se correlacionan con resultados anteriores

ABSTRACT

A study of the magnetic parameters is carried out in the quaternary sediments deposited in underground galleries and in the vicinity of the Cave System Majaguas-Cantera, in the karst of San Carlos Mountains, county of Pinar del Río. The concentration, mineralogy and grains size of the magnetic particles are determined, considering the variations of these parameters in the space and time like proxies data of paleoenvironmental changes that have taken place. For the realization of the present work, data on the composition of quaternary sediments obtained from previously investigations (de Huelbes et al. 1999, in press) have been considered as well as the results of the qualitative determinations of the elements present in the sediments studied by analysis of Emission of X Rays induced by particles (Montero, Aspiazú, Pajón, Miranda y Moreno, 2000).



The magnetic properties show variations on the concentrations of the magnetic minerals and their grain size, as well as variations in the content of paramagnetic material, which could be the index of an evolution in the mechanisms of wet-dried conditions. These variations reflect climatic oscillations in the area of study that are correlated with previous results.

Introducción

La ocurrencia en las altas y medias latitudes del planeta de periodos glaciales e interglaciares que caracterizaron al periodo Cuaternario ha tenido su influencia en Cuba en factores tales como; los cambios del nivel medio del mar que junto con los movimientos neotectónicos, condicionaron el nivel de base en la línea de costa, lo cual a su vez unido con la alternancia de intensa pluviosidad y aridez repercutió en el nivel de las aguas subterráneas, el perfil de equilibrio de los ríos, el nivel de base de erosión y corrosión de las rocas carbonatadas, los procesos de modelaje del relieve y la formación de niveles de cavernamiento asociados al carso. Más del 66 por ciento de la superficie de Cuba está formada por rocas carsificadas en mayor o menor grado, por lo cual el archipiélago cubano puede calificarse como un territorio eminentemente cársico. Dadas estas condiciones de desarrollo cársico del país y debido a los movimientos neotectónicos y glaciostáticos en varias regiones están presentes sistemas cavernarios que han sido fundamentalmente excavados por ríos y arroyos (sistemas transfluentes), que provenientes de las elevaciones de rocas silico-clásticas que rodean las alturas calcáreas han atravesado los macizos carbonatados formando varios niveles de galerías (Gutiérrez, 1997). En la actualidad, muchos depósitos ubicados en estas galerías poseen buenas características de conservación natural. En el presente trabajo se estudian los sedimentos cuaternarios, depositados en galerías subterráneas y en las inmediaciones del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, en el karst de la Sierra de San Carlos, provincia de Pinar del Río, así como en valles de contactos y ensenadas en los alrededores del macizo cárstico.

Las propiedades magnéticas de los sedimentos cavernarios dependen de la composición del mineral magnético, su concentración y tamaño del grano. Estos minerales pueden ser alogénicos (por ejemplo la magnetita, la maghemita la hematita y la goethita) y/o autógenos (como la magnetita y la greigita). La fracción alogénica es suministrada por el arrastre de las aguas de los ríos que excavaron la cavidad y depende del material detrítico incorporado a la misma. La entrada de material detrítico también puede portar cantidades variables de minerales diamagnéticos (por ejemplo, cuarzo y carbonatos de Ca/Mg) y paramagnéticos (por ejemplo hierro en arcilla). Los procesos post deposicionales pueden conllevar a la disolución de óxidos de hierro detríticos, la producción autógena de sulfuros de hierro y óxidos minerales así como la mineralización de hierro biogénico la cual puede alterar la asociación de minerales magnéticos de origen detrítico en los sedimentos. De esta manera la investigación de las propiedades magnéticas son extremadamente útiles ya que la fluctuaciones en los minerales magnéticos, sus concentraciones y tamaño de grano son modulados climatológicamente en muchos ambientes.

Características geológicas del área de estudio:

La Sierra de San Carlos (26.7 km²) es uno de los macizos carbonatados que forman parte de la Sierra de los Órganos, en la provincia de Pinar del Río (fig.1). En este macizo, se desarrolla el Sistema cavernario Majaguas-Cantera, con mas de 33 Km. de galerías subterráneas exploradas y cartografiadas hasta el presente, las cuales se encuentran distribuidas según nueve niveles de cavernamiento (Molerio y Flores, 1997).

Litológicamente, la Sierra de San Carlos está constituida mayormente por las calizas masivas grises del Miembro San Vicente de la Formación Guasasa (Grupo Viñales) de edad Jurásico Superior Kimmerigiano ($J_3^{Kim.}$), las

rocas carbonatadas, bien estratificadas, de la Formación Jagua de edad Jurásico Superior Oxfordiano ($J_3^{Oxf.}$), y las calizas de la Formación Artemisa, del Jurásico Superior Tithoniano ($J_3^{Tith.}$) (Acevedo y Gutiérrez, 1976). Los depósitos poligénicos del Pleistoceno Superior, predominantemente lacustres y aluvio-deluviales, aparecen en los valles de contacto, ensenadas, así como en los niveles actuales y pretéritos de las cavidades subterráneas, destacándose los correspondientes a la Formación Ensenada Grande (Acevedo, 1974). Estos sedimentos cuaternarios han sido originados en las Alturas de Pizarras del Sur, por procesos de erosión-transporte-deposición (Fagundo et al. 1984), asociados en gran medida a la red hidrológica local que circula de Sur a Norte, y que se integra al río Cuyaguaje, después de atravesar el karst.

Toma de muestras

Para este estudio se utilizaron algunas muestras tomadas en dos expediciones de campo llevadas a efecto en el año 1997, como parte del Proyecto "Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa". Se tomaron muestras de material suelto a diferentes alturas en el lecho del arroyo Majaguas, en el interior de la cueva Dos Anas y en el Valle Majaguas (Terraza fluvial).

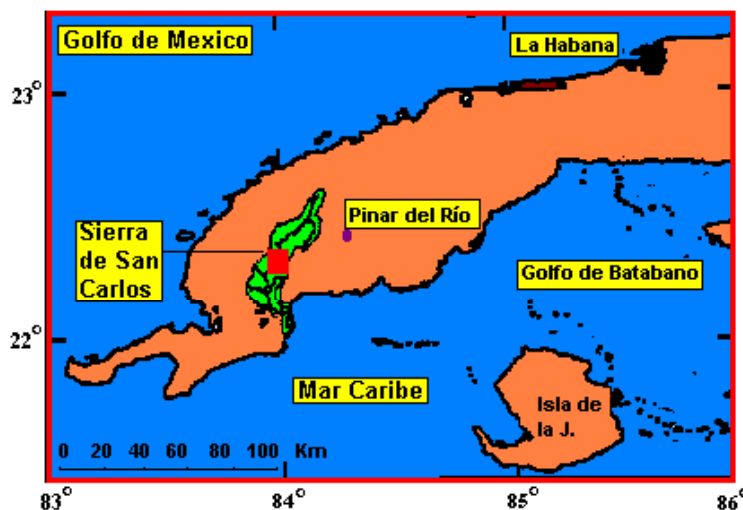


Figura. 1.- Ubicación de la Sierra de Carlos en la provincia de Pinar del Río

Tratamiento Experimental

Para conocer la composición, tamaño del grano y concentración de los minerales magnéticos en las muestras de sedimentos, se determinaron los siguientes parámetros:

1. La susceptibilidad magnética para campos bajos (χ) la cual se midió con el auxilio de un puente de susceptibilidad magnética KLY-2 (AGICO), con una frecuencia de operación de 920 Hz y una inducción magnética de 0,4 mT.
2. La susceptibilidad magnética para campos altos (χ_h), se realizó con la ayuda de un Magnetómetro Vibrador de Muestras (VSM) modelo Molspin LTD (Foner 1959, Kobayashi y Fuller 1967).
3. Las propiedades de Histéresis, o sea la Magnetización de Saturación M_s (para un campo pico de 1T), la Magnetización remanente de saturación, M_r y la fuerza coercitiva B_c , fueron obtenidos directamente del lazo de Histéresis, mientras que la coercitividad de la remanencia (B_{cr}), se obtiene aplicándole paso a paso campos inversos a la muestra para eliminar la magnetización M_r . Todos estos parámetros se determinaron con el Magnetómetro Vibrador de Muestras (VSM).
4. La dependencia de la susceptibilidad (χ) con la temperatura (T). **se determinó** siguiendo la metodología descrita por Hrouda F. (1994), obteniéndose las curvas termomagnéticas (χ vs T). Estas curvas permiten identificar los minerales portadores de la magnetización a partir del punto de Curie. Las mediciones se realizaron con el puente de susceptibilidad KLY-2 acoplado a una estufa CS-2 (AGICO).
5. La adquisición y desmagnetización, paso a paso, de remanencia artificial, o sea de la Magnetización Remanente Anhisterésica **MRA**, obtenida por el tratamiento de las muestras en un campo alternante de 100mT con un campo superpuesto de fondo de 0.1mT y la magnetización remanente isotérmica **MRI**, obtenida bajo un campo de corriente directa superior a 1.6T. Estos parámetros fueron medidos con ayuda del SQUID Magnetómetro criogénico de canal en U, SG-5.
6. Se determinó el cociente **S** como la división de la MIR, adquirida para un campo inverso e igual a - 0.3 mT, entre la MIR, adquirida para un campo de 0.9 mT.

Los valores de MRA y de MRI al igual que los de la χ brindan un estimado de la concentración del mineral magnético en la muestra. La MRA nos da una medida de la concentración del material ferrimagnético en particular y es dependiente del tamaño del grano de la magnetita, fundamentalmente para los granos menores de 10 μm , mientras que las curvas termomagnéticas permiten diagnosticar sobre la composición del mineral magnético. El lazo de Histéresis y las remanencias artificiales dan información sobre el tamaño del grano y el estado de los dominios del mineral magnético. El cociente S da una idea sobre la proporcionalidad entre la saturación. y el campo inverso aplicado.

Todas estas mediciones se efectuaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Propiedades Magnéticas de las Rocas del Instituto Nacional de Geofísica de Roma en Italia, utilizando el más completo equipamiento en laboratorios de tecnología avanzada.

Resultados y Discusión

Las tablas I, II, III y IV muestran los resultados obtenidos en las determinaciones de los parámetros y cocientes magnéticos realizadas a las muestras de sedimentos así como los resultados de las determinaciones cualitativas de los contenidos de Mn, Rb, Sr, Cu, Ca, K, Cl, Ni y Ge, por Emisión de Rayos X Inducida por Partículas (Montero, Aspiazu, Pajón, Miranda y Moreno, 2000) y los resultados cualitativos de los contenidos de Si, Al, Fe, Co, Zn, Ti, V y Cr obtenidos por el mismo método y autores. Los gráficos de las figuras 3, 4 y 5 muestran el comportamiento de los parámetros magnéticos en función de la altura absoluta a que se tomaron las muestras en el campo.

Mineralogía Magnética

Se han considerado dos parámetros para evaluar la coercitividad magnética de las muestras, el valor absoluto del Cociente S [$MRI(-300mT)/MRI(900mT)$], y la Fuerza coercitiva remanente B_{cr} , (ver tabla II y figura 4).

La variación del cociente S se encuentra en un rango que va desde 0.54 hasta 1, correspondiendo los valores máximos a la muestra sed 04 con un valor de S igual a 1, le siguen los sedimentos sed08, sed02 y sed03 con S igual a 0,73 y la muestra sed10 con un valor igual a 0,72, mientras que los valores mínimos corresponden a las muestras sed05, sed06, sed09 y sed01. Para la fuerza coercitiva de remanencia, B_{cr} , el rango de variación se encuentra entre 15 y 181. De acuerdo con Thompson and Oldfield (1986) un B_{cr} igual a 15 es característico de magnetita multi dominio, en este caso ese valor le corresponde a la muestra sed08. Por otra parte en la misma sita se señala que el B_{cr} entre 30 y 45 es característico de óxidos de hierro ferromagnéticos tales como la magnetita y la maghemita, en este caso se encuentran las muestras 13,12,11, 4, 5 y 2, los altos valores de B_{cr} pudieran estar indicando la presencia de hematita en las muestras, estos serían los sedimentos sed07, sed06 y sed09.

Los minerales ferrimagnéticos tales como la magnetita y la maghemita se saturan completamente cuando se les aplica un campo del orden de las 300 mT, mientras que los minerales imperfectamente antiferromagnéticos tales como la hematita y los ferromagnéticos como la goethita requieren campos superiores a las 2,5 T para que ocurra la saturación.



Es conocido que el cociente S es una medida cuantitativa del grado de saturación; por lo que para los ferrimagnéticos, como la magnetita, esta razón alcanza un valor próximo a la unidad. A medida que la concentración de los minerales imperfectamente antiferromagnéticos, tales como la hematita, se incrementa, el valor del cociente S comienza a disminuir. Este resultado nos da una medida del predominio de la magnetita en las muestras de sedimento sed 04, sed 08, sed 10 y sed 11, lo cual se corrobora con el gráfico de Mrs/Ms contra la Bcr/Bc o diagrama de Day et al., 1977 de la figura 5, donde se observa un comportamiento de magnetita con tamaño de grano PSD (pseudo simple dominios) para las muestras antes referidas. En realidad resulta difícil identificar la mineralogía magnética en una muestra de sedimento, afortunadamente cada mineral tiene un punto de Curie característico, de las curvas de susceptibilidad magnética en función de la temperatura, en el caso de las muestras sed 10 y sed 11 las curvas termomagnéticas se observa claramente el decrecimiento de la susceptibilidad a los 575°C para ambas muestras lo cual indica el punto de Curie de la magnetita. Por otra parte en las figuras del comportamiento de los cocientes MRA/χ y MRI/χ (figuras 4c y 4d) se puede ver que el valor mínimo de MRA/χ recae sobre la muestra sed 07, y también posee valores bajos el sedimento 09, mientras el máximo valor le corresponde a la muestra sed06 (valor mínimo 0.123×10^{-3} y valor máximo 0.517×10^{-3}). En el caso del cociente MRI/χ el valor mínimo le corresponde al sed09 y el máximo a sed06, (valor mínimo 0.092 y valor máximo 0.243). En base al resultado arrojado por los cocientes magnéticos pudiéramos considerar la posibilidad de un predominio de minerales como la Hematita o la Goethita en las muestras de sedimento sed 09, sed07 y sed06.

La presencia en la mayoría de las muestras de Fe, Mn, Cr, Ti y Ni (tablas III y IV) confirma el predominio de óxidos de hierro e indica hacia un origen detrítico de las muestras.

La susceptibilidad para altos campos χ_h refleja solo la contribución paramagnética mientras la χ está influenciada fundamentalmente por los minerales ferrimagnéticos, los valores más altos de la χ_h obtenidos para diferentes muestras, pueden estar indicando una conversión a mineral arcilloso, esto se puede corroborar a partir de la correlación entre la curva de χ_h y la curva del por ciento de arcilla en las muestras, en función de la altura, figura 7, en este gráfico puede verse que el comportamiento de ambas curvas es similar y los valores máximos coinciden, en las alturas correspondientes, con las muestras sed5, sed6 y sed 13.

En la figura 8 se muestran los lazos de Histéresis típicos para cuatro muestras representativas de los puntos muestreados, después de la corrección por la contribución paramagnética

Concentración del mineral magnético

La variación de los parámetros volumétricos como la susceptibilidad magnética χ , la MRA, la MRI la Ms y la Mrs en función de la altura son presentados en la figura 3, El comportamiento de estas curvas es muy similar. A la altura del sumidero y del lecho del arroyo Majagua se observan los valores máximos de todos estos parámetros, lo cual sugiere una alta concentración de granos ferromagnéticos en esta zona; en esta misma zona también se obtienen valores mínimos, es decir la concentración de mineral ferromagnético posee un carácter alternante variando de valores máximos a mínimos a diferentes alturas. En la parte del gráfico correspondiente a las muestras tomadas en el interior de la cueva se nota una caída abrupta de los parámetros, denotando esto una disminución en la concentración de los granos magnéticos, es de destacar que se mantiene el carácter oscilatorio de los parámetros A la altura 90 y 91 cm donde se encuentran las muestras sed4 y sed5 que fueron colectadas en el interior de la cueva Dos Anas también aparecen valores máximos, pero inferiores a los obtenidos en la zona del arroyo Majagua, sin embargo a la altura de 91cm la variación de χ (la cual aumenta) no se correlaciona con los otros parámetros (disminuyen), debido a la baja concentración de partículas magnéticas a esta altura.

Los valores máximos de susceptibilidad magnética, se obtuvieron para las muestras sed 13 con 121, sed 10 con 99.1, sed08 con 97.6, sed05 con 73.3, sed 04 con 60.6 y sed 11 con 58.9. Mientras que los valores mínimo resultaron ser para las muestras sed 09 con 36.5, y la sed2 con 40.4. este resultado sugiere una descarga irregular de material detrítico. El proceso de disolución de los carbonatos por las aguas meteóricas da lugar fundamentalmente a iones HCO_3^- , Ca^{2+} , y Mg^{2+} , es decir que el aumento del material detrítico estará de cierto modo relacionado con la presencia de alguno de estos materiales, de la tabla III podemos valorar de forma cualitativa la presencia de Ca en las muestras.

Conclusiones

Los resultados del estudio mineralógico demostraron para la zona del arroyo Majagua y el sumidero una alternancia en la presencia de óxidos ferrimagnético como la magnetita e hidróxidos imperfectamente antiferromagnético como la hematita en las muestras, esta variación en la mineralogía, la cual se manifiesta también respecto a la concentración del mineral magnético y el tamaño de su granos está relacionada con la cantidad de material detrítico que se incorpora al medio arrastrado por el arroyo, lo cual está directamente relacionado con el nivel de pluviosidad por lo que puede estar asociado con un cambio en el régimen medioambiental .



Si analizamos la zona desde la altura de 65cm hasta los 95cm, (interior de la cueva Dos Anas) se observan ligeras oscilaciones en los parámetros especialmente en ARM pero en un rango muy inferior al que caracteriza la zona a partir de la altura 128cm , esto es una señal de bajo contenido de material detrítico, el predominio de la componente paramagnética se observa a partir del aumento en la curva de la susceptibilidad para campos altos, así como un valor medio (12.2%) de mineral arcilloso en esta zona muy superior al de la zona del río Majagua (5.5%); en este caso no existe un predominio del material alogénico, ya que la fracción de este material es suministrado por el agua y depende de la entrada de material detrítico, puede estar ocurriendo un proceso post deposicional de disolución de los óxidos de hierro detríticos. Se reporta un aumento en la susceptibilidad magnética para campos altos que denota la presencia de mineral paramagnético debido al aumento de mineral arcilloso posiblemente como consecuencia de una disminución en la pluviosidad.

Desde la altura de 128cm hasta los 138 cm se puede observar una elevada concentración de material detrítico en la base del corte que disminuye de forma brusca, con sucesivos aumentos y descensos, es decir un comportamiento alternante hasta llegar a la altura de 135cm donde la disminución es mucho más suave. Este comportamiento está en correspondencia con diferentes periodos de lluvias intensas e inundaciones alternados con periodos de una menor pluviosidad, hasta llegar a la altura 135cm donde la intensidad de las lluvias se hace mucho menor. La disminución de material detrítico puede reflejar el paso a un clima de condiciones secas, mientras que el incremento progresivo de este material es posible durante lluvias regulares no violentas, aguaceros o inundaciones del río suministrador, relacionados estos con las condiciones de humedad, de esta forma el estudio de las propiedades magnéticas de los sedimentos que permite caracterizar el comportamiento de la entrada de material detrítico puede conllevar al conocimiento de condiciones climáticas pretéritas.

No se posee una datación absoluta o precisa de los materiales muestreados por lo que no se ha podido hacer una correlación para caracterizar cada periodo, solo se posee el dato aproximado a groso modo de una valoración por morfología de la edad relativa de algunas muestras y el comportamiento en base a este análisis arrojó una correspondencia entre periodos lluviosos e interglaciales y periodos secos con los glaciares, coincidiendo con resultados anteriores.

Bibliografía

- Acevedo M. (1974). *Contribución al estudio de la Estratigrafía del Cuaternario del Occidente de Cuba. Revista Vol. Hid. 11(29), 59-62.*



- Acevedo M., Gutiérrez R.(1976). Sistema Cavernario Majaguas-Cantera. Rev. Vol. Hid. La Habana, Vol. 13, No. 37, pp. 18-29.
- Aspiazú J., Montero M.E., Moreno E., Pajón J.M. (1998). Estudio Multielemental por el Método de Emisión de rayos X Inducida por Partículas (PIXE) de formaciones geológicas, sedimentos cuaternarios y espeleotemas del Karst de la Sierra de San Carlos y sus inmediaciones, Pinar del Río, Cuba. (En prensa)
- Day R., M.D. Fuller and V. A. Schmidt (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites grain sizes and composition dependence, *Physics Earth and Planetary Sciences*, Vol.13, 260-266.
- Dunlop David and Özdemir Özden,(1997): *Rock magnetism. Fundamental and frontiers*, Cambridge University Press 528 pp.
- Hrouda František, (1994): A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge, *Geophys. J. Int.*, Vol. 118: 604-612.
- Opdyke N. And Channell J. (1996): *Magnetic stratigraphy, International geophysical Series Vol. 64*, Academic Press, 256 pp.
- Butler R. F, (1998):Paleomagnetism :Magnetic Domains to Geologic Terranes .16-30 (versión electrónica)
- Kartashov I. P., Chernyajovski, A. G., y Peñalver, L. (1981): *El Antropógeno de Cuba (en ruso)*. Nauka, Moscú, 147pp
- Tauxe Lisa, (1998): *Paleomagnetic Principles and Practice, Modern Approach in Geophysics*, Vol. 17, KluwerAcademic Publishers, 293 pp.
- Thompson R. And F. Oldfield, (1986): *Environmental Magnetism*, Allen & Unwin, Ltd., Herts, UK.354pp
- Verosub Andrew P. Roberts, (1995): *Environmental magnetism. Past, present and future*, *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 100, No.132,: 2175-2192. Kenneth L. And
- De Huelbes J., Pajón J.M., Fernández C., Hernández I., Macle J. y Montero M.E. (1999). *Características Granulométricas y Químico-Mineralógicas de los Sedimentos Cuaternarios del Karst de la Sierra de San Carlos y sus Inmediaciones. Algunas Inferencias Paleoclimáticas (En prensa)*.
- Fagundo, J.R., Valdés, J.J., Pajón, J.M. (1984a): Estudio de los Sedimentos Cuaternarios de la Cuenca del río Cuyaguatzeje, mediante Espectroscopia Infrarroja y Difracción de Rayos X. Rev.Vol. Hid. 63. Año XXI (1984). 53-61 pp.
- Fagundo Castillo , J. R. Valdés Ramos J.J y Rodríguez Rubio J.E (1996). *Hidroquímica del Karst* ISBN:84-921345-8-X La Habana, pp 81-119

Tabla I Propiedades magnéticas de los sedimentos Majaguas-Cantera

Muestras	Altura (cm)	MRA $\times 10^{-3}$ A/m	MIR900 $\times 10^{-3}$ A/m	MIR300 $\times 10^{-3}$ A/m	χ $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ Kg}^{-1}$	χ_h $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ Kg}^{-1}$	Hc mT	Hcr mT	Ms $\times 10^{-3}$ Am ² /kg	Mr $\times 10^{-3}$ Am ² /kg	Mrs/ Ms	Hcr/Hc
Sed01	65	0.08	5.29	3.57	15.7							
Sed02	68	0.05	6.41	4.66	40.4	1.1	6	32.5	20.6	3.5	0.16	5.4
Sed03	70	0.07	0.95	6.88								
Sed04	90	0.05	14.09	14.09	60.6	1.94	9	38	41.5	7.9	0.19	4.2
Sed05	91	0.05	9.55	5.15	73.3	4.2	7	34	24.3	6.4	0.26	4.8
Sed06	95	0.14	6.37	3.82	45.2	5.15	9.5	67.5	30.5	5.6	0.18	7.1
Sed07	128	0.27	12.67	8.44	52.17	2.38	1	181	25	0	0	181
Sed08	129	0.012	12.38	9.65	97.6	4.26	5.5	15	22	7.3	0.33	2.7
Sed09	130	0.16	6.52	3.97	36.5	1.45	1.5	50.5	14.8	0	0	33.6
Sed10	131	0.33	9.34	6.76	99.1	3.06	5	21	43.3	6.8	0.15	4.2
Sed11	135	0.25	8.43	5.35	58.9	4.95	8	32.5	17.3	5.6	0.32	4.06
Sed12	138	0.15	5.23	3.58	56.9	4.45	6.5	31	13.6	3.9	0.29	4.7
Sed13	138.5	0.44	14.18	9.84	121	5.43	6	32	39	9.6	0.25	5.3

Tabla II Cocientes magnéticos de los sedimentos Majaguas-Cantera

Muestras	Altura (cm)	Modulo del Cociente S	MRA/ χ	MIR/ χ
Sed01	65	0.67	0.00509	0.336
Sed02	68	0.73	0.001238	0.158663
Sed03	70	0.73	0.000825	0.232508
Sed04	90	1	0.000682	0.130286
Sed05	91	0.54	0.003097	0.140929
Sed06	95	0.60	0.005175	0.24286
Sed07	128	0.67	0.000123	
Sed08	129	0.78	0.004384	0.126844
Sed09	130	0.61	0.00333	0.17863
Sed10	131	0.72	0.004244	0.094248
Sed11	135	0.63	0.002636	0.143124
Sed12	138	0.69	0.003636	0.11719
Sed13	138.5	0.69	0.001238	0.158663



Tabla III. Resultados cualitativos de los contenidos de Mn, Rb, Sr, Cu, Ca, K, Cl, Ni y Ge,

MUESTRA	Mn	Rb	Sr	Cu	Ca	K	Cl	Ni	Ge
SED-01	x		x		x	x			
SED-02	x				x	x			
SED-03						x			
SED-04	x		x		x	x		x	x
SED-05	x				x	x			
SED-06	x				x	x			
SED-07	x	x	x		x	x	x		
SED-08	x					x			
SED-09	x		x		x	x			
SED-10	x	x	x	x	x	x			
SED-11	x				x	x			
SED-12	x		x		x	x			
SED-13	x	x	x		x	x	x		

Tabla IV. Resultados cualitativos de los contenidos de Si, Al, Fe, Co, Zn, Ti, V y Cr,

MUESTRA	Si	Al	Fe	Co	Zn	Ti	V	Cr
SED-01	x		x			x	x	x
SED-02	x		x			x		
SED-03	x		x			x		
SED-04	x	x	x	x	x	x	x	x
SED-05	x		x			x		
SED-06	x		x			x		
SED-07	x	x	x	x		x	x	x
SED-08	x		x			x		
SED-09	x		x			x		x
SED-10	x		x	x	x	x	x	x
SED-11	x		x			x		
SED-12	x		x	x	x	x	x	x
SED-13	x	x	x	x	x	x	x	x

EVOLUCION PALEOCLIMATICA Y PALEOGEOGRAFICA DE CUBA DURANTE EL CUATERNARIO

Peñalver¹ L. L., Cabrera. M¹, H. Trujillo², H. Morales², M. Fundora³, J. Pérez Lazo³ L. Molerio³, M. Guerra³, I. Pedroso³.

(1) Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Carretera Central. Ciudad de La Habana, 11000 CUBA. Fax : (537) 55 70 04. E-mail igpcnig@ceniai. Inf. Cu.

(2) Empresa GEOCUBA, Santa Clara.

(3) Inst. de Geofísica y Astronomía.

RESUMEN

Se exponen los principales resultados que se han obtenido sobre las variaciones del clima en Cuba a lo largo del Cuaternario, basado principalmente en las características litológicas y geomorfológicas de los diferentes depósitos estudiados. Se toma partido a favor de la hipótesis que establece la ocurrencia de dos pleistocenos en Cuba; uno inferior, más húmedo y otro superior, más seco. Se elabora un esquema de paleolluvias para el Pleistoceno Húmedo.

Al mismo tiempo, como el paleoclima se ajustó las condiciones paleogeográficas que imperaron en el Cuaternario, se realiza una interpretación muy detallada de como fueron los intervalos vinculados con las transgresiones Vedado, Guevara, Villarroja, Jaimanitas y la holocénica, incluyendo en cada caso su correspondiente regresión. Para estos intervalos se valora como fue la sedimentación, la actividad tectónica, el desarrollo del carso y otros elementos del medio ambiente. Se presentan dos esquemas paleogeográficos de diferentes intervalos.

ABSTRACT

Principal results obtained by the study of climatic variation in Cuba during quaternary times are explained. The study is based on lithologic and geomorphologic changes of the studied deposits. The authors support the hypothesis that establish the presence of two pleistocene in Cuba, the lower is a more humid period and the other or upper is a dry period. The paper shows a scheme of paleorains for humid Pleistocene.

As the paleoclima was related with paleogeographic conditions that predominates during Quaternary, it was made a detailed interpretation of character of the interval related with transgressions Vedado, Guevara, Villarroja, Jaimanitas and Holocenic, including in each one its corresponding regression: For all intervals it was analyzed the sedimentation, the tectonic activity, the karst developing and other elements of the environment. The paper contains two paleogeographic schemes of different intervals.

INTRODUCCION

Los estudios sobre los cambios climáticos en el Planeta que habitamos, han recibido un fuerte incremento en la última década, en consecuencia con los peligros que se han estado anunciando sobre los cambios de la temperatura a escala global y las posibilidades de inundación de amplias zonas costeras de muchas partes del mundo.

En Cuba también se están realizando investigaciones acerca del paleoclima cuaternario y, en general, los cambios que operan en el Medio Ambiente del archipiélago durante este período.

En el trabajo se utilizan los resultados que se han obtenido por este colectivo de autores, en los marcos de los proyectos sobre Cambios Climáticos en Cuba Centro-Oriental y Cuba Occidental durante el Cuaternario, respectivamente, en los últimos cinco años.

Aunque otras investigaciones que se realizan sobre el paleoclima cuaternario en Cuba ofrecen resultados no coincidentes con los que aquí se exponen, lo que sí es de criterio unánime es que el clima de Cuba durante el Cuaternario cambió, no siempre fue el mismo.

EVOLUCION PALEOCLIMATICA

El problema de los cambios climáticos durante el Cuaternario en Cuba no es un asunto nuevo. Durante el último cuarto de siglo se han elaborado tres hipótesis que tratan de explicar estos cambios. La primera establece la alternancia de períodos pluviales en Cuba coincidente con los avances glaciares; la segunda subdividió el Pleistoceno desde el punto de vista paleoclimático en Pleistoceno “Húmedo” y Pleistoceno “Seco” y la tercera plantea una aridización del clima coincidente con los avances glaciares, seguidas de pluviales coincidentes con los óptimos climáticos postglaciales.

En este trabajo se toma partido a favor de la segunda hipótesis, es decir, la que establece un cambio radical en el clima de Cuba durante el Pleistoceno, posiblemente Inferior-Medio, y tal vez coincidente con la conocida inversión paleomagnética de Brunhes/Matuyama.

En este sentido Kartashov *et al* (1981) notaron un límite paleogeográfico y paleoclimático muy nítido en las secuencias terrígenas del Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior de Cuba Occidental y Central. Esas secuencias están constituidas por perfiles de intemperismo caoliniticos, de coloración abigarrada, en los cuales las esmectitas primarias se han transformado en caolinitas. Como quiera que la transformación de las esmectitas y su conversión a caolinitas ocurre en la actualidad en las regiones que reciben más de 1800 mm de precipitaciones atmosféricas anuales y las secuencias a que se hacen referencia en Cuba Centro-Occidental se localizan en regiones que alcanzan 1200 mm de precipitaciones anuales, es lógico suponer que a principios del Pleistoceno el clima de Cuba fue más húmedo que a finales. La interrupción de los procesos de intemperismo químico en la mayor parte de Cuba, es precisamente el acontecimiento que permite dividir el Pleistoceno en dos partes, una inferior más húmeda y otra superior más seca.

Se considera que las lluvias en el Pleistoceno Húmedo fueron 600-800 mm superiores con respecto al Seco. En general, este último fue semejante al actual o tal vez con lluvias superiores en 100-200 mm anuales.

Por otra parte, en la región oriental de Cuba las secuencias terrígenas del Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior (Transgresión Vedado) tienen otro comportamiento. Aquí tienen perfiles de intemperismo caolinitico bien desarrollados solo los depósitos de la Fm. Dátil, que se distribuyen en el borde premontañoso norte de la Sierra Maestra, donde los niveles de lluvias fueron muy elevados, como lo son en la actualidad. Sin embargo la región que comprende la cuenca del Cauto y donde se distribuye la Fm. Bayamo, muestra una débil o inexistente transformación química de las secuencias

primarias, lo que atestigua niveles de precipitaciones bajos, un poco mayores que los actuales en esa zona, pero no lo suficientemente altos como para haber provocado perfiles de intemperismo caoliníticos.

Debe señalarse para una mejor comprensión de esta hipótesis, que no se excluyen oscilaciones pequeñas dentro de cada una de las dos etapas. Estas oscilaciones no debieron haber sido lo suficientemente prolongadas ni amplias, como para haber marcado un “pluvial”. Al mismo tiempo, teniendo en cuenta que estos cambios climáticos ocurrieron en un fondo de oscilaciones del nivel del mar relacionadas con las transgresiones y regresiones que tuvieron un control glacial, se considera que la mayor humedad se debió registrar durante las regresiones, es decir, durante las glaciaciones, épocas en las cuales el contorno de la Isla de Cuba era semejante al actual, y el intemperismo químico subáereo actuaba sobre los depósitos antes acumulados en mares someros. De otra manera no se pueden explicar las transformaciones hipergénicas de los minerales arcillosos que acompañan y caracterizan a varias formaciones terrígenas del Pleistoceno “Temprano”. Debe tenerse presente que durante las grandes transgresiones pleistocénicas solo quedaron expuestas a las condiciones subaereales las regiones más levantadas (Sierra de los Organos, Sierra del Rosario, Macizo de Guamuaya, Sierra Maestra, etc.), en las cuales no se depositaron secuencias pleistocénicas marinas. En esas regiones se acumularon solamente depósitos insulares, incluyendo las cortezas de intemperismo, las que deben tener superpuestas varias etapas de intemperización, en la actualidad muy difíciles de separar. Esa separación es la que se ha logrado establecer en las secuencias terrígenas marinas más antiguas (formaciones Guane, Dátil y Guevara)

Sobre la base del procesamiento de más de 3000 perforaciones de pozos y varios miles de puntos de documentación básica se ha elaborado el esquema de paleoprecipitaciones de Cuba durante el Pleistoceno Húmedo(fig. 1).

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Con respecto a la historia del desarrollo geológico de Cuba durante el Cuaternario, los autores que más han precisado la misma son Kartashov *et al* (1981) e Ionin *et al* (1977). En este trabajo se retoman siete esquemas preparados por estos autores para diferentes intervalos que abarcan el Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior, el Pleistoceno Inferior, el Pleistoceno Medio y con más detalles el Pleistoceno Superior y el Holoceno. Específicamente para el Pleistoceno Superior se utiliza la terminología del Modelo Norteamericano de Glaciaciones.

En primer lugar hay que señalar que la etapa Plioceno-Cuaternaria del desarrollo geológico de Cuba, estuvo formada por una reiterada alternancia de transgresiones y regresiones que dejaron una suficiente cantidad de huellas en la historia geológica. Al mismo tiempo, como señalan Kartashov y sus colaboradores (1981), todo este proceso ocurrió en un fondo de movimientos tectónicos de ascenso de todo el territorio cubano, lo que se confirma por el análisis geomorfológico.

Evidentemente, las transgresiones de esta etapa, que a veces cubrían extensas zonas, convirtiendo a Cuba en un grupo de islas, pero que solo dejaban pequeños espesores de sedimentos, estaban relacionadas con las oscilaciones glacioeustáticas del nivel del mar.

Transgresión Vedado.

La primera transgresión conocida para esta etapa nombrada Vedado, incluye depósitos carbonáticos (formaciones Vedado, Río Maya y Alegrías); así como depósitos terrígenos (formaciones Dátil, Guane y Bayamo). Las secuencias terrígenas de la Fm. Guane están representadas solo por los remanentes de la erosión que han quedado como testigos aislados y que ocupan áreas muy limitadas en Cuba Central, aunque mucho más extensas en Cuba occidental.

La posición de la línea costera durante el máximo desarrollo de la Transgresión Vedado, se puede establecer, sobre todo, por los afloramientos de la facies conglomerática de las formaciones Guane y Dátil, que representaron la deposición de las playas y de los conos aluviales de la llanura marina costera antigua. En la mayoría de los casos la combadura del relieve que correspondía a esta antigua línea costera, se conserva en las regiones de afloramientos de esta facies hasta la actualidad. La facies terrígena de los sedimentos de la Transgresión Vedado, formada en las zonas internas de la plataforma marina, adyacentes a la tierra, estuvieron representadas por la Fm. Bayamo, que se distribuyó y acumuló como una secuencia muy importante en la cuenca del Cauto. Esta formación representó la facies marina areno-arcillosa que se asoció con la facies conglomerática de la Fm. Dátil. Esta facies terrígena se transformó en facies carbonática dentro de las zonas interiores de la plataforma marina, a una distancia más o menos considerable de la línea costera. Sin embargo, en algunas regiones esta facies carbonática forma terrazas adyacentes a las pendientes abruptas formadas en las rocas más antiguas. La constitución del relieve en esas zonas y el carácter del contacto entre los sedimentos de la Transgresión Vedado y las rocas precuaternarias, no permiten dudar que la zona de acumulación sedimentaria carbonática en estas regiones, comenzó justamente al lado de la línea costera no dejando lugar para la facies terrígena.

En general, la reconstrucción paleogeográfica de este intervalo permite llegar a la conclusión de que la Transgresión Vedado tenía dimensiones comparables con las de las transgresiones oligo-miocénicas. Cuba nuevamente fue dividida en unas cuantas islas, aunque a juzgar por el material de la facies terrígena y por la presencia de gravas y cascajos de rocas magmáticas y metamórficas en las calizas coralinas, formadas directamente en las costas compuestas por estas rocas, el medio de acumulación de los sedimentos en las costas, en la mayoría de los casos, se diferenció por el alto nivel energético.

Fueron características del relieve de éstas las alturas absolutas relativamente pequeñas y en concordancia con esto una pequeña desmembración del relieve. El relieve montañoso evidentemente se conservó en aquellas mismas regiones donde existía durante la precedente etapa mioceno- pliocénica.

Al parecer existió en este intervalo un debilitamiento general de la actividad tectónica, una reducción de la diferenciación de los movimientos, entre los que predominan las elevaciones de pequeña amplitud y la existencia de zonas de estabilidad tectónica. La actividad cársica tuvo un desarrollo normal, posiblemente semejante a la etapa precedente.

En la Fig. 2 se brinda un esquema paleogeográfico para este intervalo.

Regresión Vedado/Guevara y Transgresión Guevara.

El siguiente intervalo en la historia del desarrollo geológico lo ocupó la Transgresión Guevara, asociada con el intervalo regresivo Vedado/Guevara. Precisamente en ese intervalo regresivo se considera que la plataforma marina de las partes occidental y central de Cuba se secó completamente y la configuración de la línea de costa era muy semejante a la configuración del límite exterior de la plataforma.

El análisis del carácter de los contactos directos entre los sedimentos de las transgresiones Vedado y Guevara; de las diferencias en la posición geomorfológica de estos sedimentos y de las intercalaciones espaciales entre ellas, junto con el análisis de los cambios hipergénicos de los sedimentos terrígenos de la Transgresión Vedado (formaciones Guane, Dátil y parcialmente Bayamo) y de los rasgos litológicos de la sedimentación primaria de la Fm. Guevara, permiten arribar a las siguientes conclusiones:

- Durante la Transgresión Guevara el área total de tierra en el territorio cubano se redujo más que durante la Transgresión Vedado, al parecer el nivel del mar se elevó a una gran altura. Hasta el momento solo se han reconocido en esta transgresión depósitos terrígenos pertenecientes a la Fm. Guevara.
- Sobre la base del análisis de la constitución del relieve actual, se puede inferir que este intervalo fue un período de activación de los movimientos tectónicos y de un aumento de su diferenciación. Aunque el relieve montañoso solo existió realmente en los bloques Sierra Maestra y Escambray, las llanuras se conservaron de la erosión solo en zonas aisladas de la tierra que existieron en el actual territorio cubano.
- En las llanuras de Cuba las formas cársicas del relieve continuaron desarrollándose en este intervalo y en las regiones de relieve de colinas, que no fueron inundadas por el mar durante las transgresiones, más aún. Las variaciones de la potencia de la Fm. Guevara, observada en cientos de perforaciones en las llanuras cubanas, se relaciona con el relleno de los embudos cársicos y de otras irregularidades también cársicas por parte de los depósitos de esta formación.
- Los sedimentos de la Fm. Guevara fueron sometidos al intemperismo químico. Las esmectitas de estos depósitos fueron destruidas y transformadas en caolinita y caolinita-esmectita. La redistribución en el perfil de las sustancias produjo el color abigarrado de los depósitos y el surtimiento de concreciones ferruginosas, que se unen en los complejos lateríticos.

Regresión Guevara/Villarroja y Transgresión Villarroja.

El medio paleogeográfico de esta regresión y posterior transgresión presenta características muy singulares. En primer lugar, esta transgresión dejó una secuencia de sedimentos de color rojo muy variada cuya analogía en la historia geológica de Cuba es desconocida. En segundo lugar y según la consideración de Kartashov *et al* (1981), la culminación de este intervalo coincidió con un notable e importante límite paleoclimático y tectónico y en relación con esto último, una transformación brusca del relieve de Cuba. El análisis de todos estos factores permitió concluir lo siguiente:

- Con bastante frecuencia se puede observar que los sedimentos de color rojo de la Fm. Villarroja sobreyacen a los sedimentos intemperizados de la Fm. Guevara, a veces cortando sus propios

horizontes superiores. Raras veces debajo de los sedimentos de Fm. Villarroja se conserva el perfil del suelo desarrollado sobre los sedimentos de Fm. Guevara. Se puede suponer que el intervalo Guevara/Villarroja fue relativamente breve, ya que la superficie de las llanuras formadas por sedimentos de la Fm. Guevara en la mayoría de los casos no fue deformada, y los sedimentos de la Fm. Guevara se conservaron completamente de la erosión provocada por los procesos fluvio-denudativos.

- En la parte occidental de la zona central de Cuba (región de Manacas) y en la llanura sur de Pinar del Río, los sedimentos de Fm. la Fm. Villarroja no recubren a la Fm. Guevara. Al parecer, estas zonas, a diferencia de muchas otras regiones de Cuba, experimentaron una notable elevación durante el período de Regresión Guevara/Villarroja y las mismas no fueron cubiertas por el mar durante la siguiente Transgresión Villarroja. Estas pequeñas elevaciones diferenciadas fueron realmente las precursoras de la activización de los movimientos tectónicos que comenzaron después de la Transgresión Villarroja.
- En las llanuras de Cuba, al igual que en el intervalo anterior las formas cársticas del relieve continuaron desarrollándose durante este intervalo. También el relieve de colinas que no fueron inundadas por el mar, sufría intensa carsificación. Las variaciones de la potencia de la Fm. Villarroja, también alcanza, ocasionalmente, varias decenas de metros e indudablemente donde esto ocurre, rellena las irregularidades del relieve cársico infrayacente.
- Los sedimentos de la Fm. Guevara fueron sometidos al intemperismo químico. Las esmectitas de estos depósitos fueron destruidas y transformadas en caolinita-esmectita. La redistribución en el perfil de las sustancias produjo el color abigarrado de los depósitos y el surgimiento de concreciones ferruginosas, que se unen en los complejos lateríticos. Al parecer, estos complejos lateríticos tienen menos espesor aquí que en la Fm. Guane, lo que posiblemente se vincula con la intemperización.
- La variedad de rasgos litológicos de la Fm. Villarroja (los tonos rojo vivos de los sedimentos producidos fundamentalmente por la presencia de hidróxido de hierro roentgenoamorfos, la presencia de una gran cantidad de concreciones ferruginosas redepositadas que juegan en los sedimentos el papel de gravas y cascajos, el predominio de las caolinita-esmectitas en el material arcilloso de los sedimentos), demuestran que la fuente principal de materiales terrígenos de estos depósitos fue la corteza de intemperismo de coloración abigarrada desarrollada en los sedimentos de la Fm. Guevara.
- La escasez de restos orgánicos en las cuencas de acumulación sedimentaria, contribuyó a la conservación de los pigmentos rojos en los sedimentos de la Fm. Villarroja. El factor principal que impidió el desarrollo de la actividad vital de los animales y plantas en estas cuencas poco profundas, fue realmente la gran turbidez de las aguas, provocada por la abundancia de material limo-arcilloso depositado en estas cuencas, proveniente de la corteza de intemperismo erosionada.

Regresión Villarroja/Jaimanitas y Transgresión Jaimanitas.

Para este intervalo se puede concluir lo siguiente:

- En la mayoría de las regiones de Cuba, la línea costera de la facies carbonática de la Transgresión Jaimanitas se desplazó tierra adentro en comparación con la línea costera actual, no más que algunos cientos de metros, excepto en la llanura sur de la Isla de la Juventud y en la Ciénaga de Zapata, las que fueron inundadas por el mar de Jaimanitas.
- La posición geomorfológica de las llanuras formadas desde la superficie por sedimentos de la Fm. Villarroja no deja dudas acerca de que la brusca reducción de los tamaños de la transgresión inmediata, estuvo dada por la enérgica elevación tectónica del archipiélago cubano durante el intervalo Villarroja/Jaimanitas y no por la menor elevación del nivel del mar. Según datos de Kartashov *et al* (1981) la amplitud de las oscilaciones varió de 0 a 700 m. Ejemplo de ello es el bloque Moa-Baracoa que ascendió 700 m.
- Los sedimentos de la Transgresión Jaimanitas no solo están representados por depósitos carbonáticos, sino también terrígenos (formaciones Camacho, Cauto, Jamaica y Siguanea). Indudablemente la acumulación carbonática aumentó en comparación con intervalos anteriores, lo que tal vez se relacione con la disminución de la cantidad de material terrígeno dejado en la plataforma por los procesos fluvio-denudativos a pesar de que hubo un aumento de la energía potencial del relieve, debido a la actividad tectónica.
- En las llanuras costeras de la parte central y oriental de Cuba, los sedimentos de las formaciones Camacho y Cauto ocupan su superficie. Específicamente, en la parte central, los actuales ríos atraviesan la llanura a una profundidad de 20-25 m en las inmediaciones de las suturas de las llanuras. Aguas abajo la profundidad de este corte disminuye gradualmente, llegando a desaparecer en las desembocaduras de los ríos.
- A finales de la Transgresión Jaimanitas los rasgos principales del relieve actual de Cuba, probablemente ya estaban formados.

Últimas regresiones y últimas transgresiones del Pleistoceno.

Posiblemente con las últimas transgresiones del Pleistoceno Superior, se pueden vincular los depósitos de las formaciones La Cabaña y Playa Salado, Cayo Guillermo y Playa Santa Fe.

Indudablemente, estas fueron transgresiones de alcance limitado, que solo afectaron algunas regiones de las costas de Cuba. Se puede suponer que los cambios del medio paleogeográfico no fueron tan grandes en este intervalo.

La alteración secundaria de las arcillas de la Fm. Camacho se limita a la disolución de los carbonatos en los horizontes superiores y su redeposición en el horizonte eluvial a una profundidad de 1,5-2,0 m.

Evidentemente, el clima de este intervalo, como el del anterior, fue semejante al actual y si la cantidad de lluvias superó la norma actual, ella no fue mayor de 100-200 mm anuales.

Transgresión holocénica.

Con respecto a esta transgresión existe un punto de vista, el cual plantea que la misma representó una brusca elevación del nivel del mar que disminuye fuertemente e incluso se interrumpe por completo 5000-6000 años AP, por esto no se elevó por encima del actual.

De acuerdo con otro punto de vista, el nivel del mar se extiende a unos cuantos metros por debajo de la máxima o de las máximas de la transgresión. El final del Holoceno fue la época de las oscilaciones regresivo-transgresivas del nivel del mar con las amplitudes dentro de los primeros metros. Ducloz (1963), Ionin *et al* (1977) y Shantzer *et al* (1976) sostienen este punto de vista y relacionan las terrazas costeras holocénicas y las más grandes barras de tormentas con la transgresión flandriana.

Durante esta transgresión surgieron los contornos actuales de la Isla de Cuba; así como los pantanos en las depresiones cársticas de la Península de Zapata, Ciénaga de Lanier y otras regiones de Cuba.

Según Ionin *et al* (1975), en la plataforma marina de Cuba y sus costas, las huellas de la transgresión holocénica están registradas con bastante claridad, tanto en las capas de los depósitos, como en las formas características del relieve. Cuando a principios del Holoceno el nivel del océano mundial se encontraba a 20-25 m por debajo del actual, comenzó la última inundación de la plataforma marina de Cuba. En esta época, posiblemente, debido a su carácter intermitente no homogéneo, en algunos sectores del borde exterior de la plataforma marina, fueron formadas las superficies abrasivas de la tercera y cuarta terrazas, ubicadas a las profundidades de 25-26 y 18-20 m.

Según estos últimos autores la lenta inundación de las aguas de la región del Caribe a principios del Holoceno, condujo al regreso a la plataforma marina de Cuba, de los corales formadores de arrecifes.

BIBLIOGRAFIA

Ducloz, CH. (1963): ***Etude geomorphologique de la region de Matanzas, Cuba***. Arch. Sci. Soc. Phys. et Nat. Vol. 16. Fase 2 p. 351-402.

Ionin, A. C., B. C. Medved, Y. A. Pavlidis (1975): ***Terrazas submarinas del shelf de Cuba (en ruso)***. Revista Estructura del shelf en zonas tropicales del océano. p 53-125.

Ionin. A, S, Yu. A. Pavlidis. , O. Abello (1977): ***Geología de la plataforma marina insular de Cuba (en ruso)***. Acad. Cs de la URSS. Edit. Nauka; p. 1-125.

Iturralde- Vinent.M (1977): ***Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba***. Acad. Cs. Cuba. Inst. Geol. Paleont. Inf. Científico-Técnico No. 20 p. 1-24.

Kartashov, I. P, A. G. Cherniajovski, L. L. Peñalver (1981): ***El Cuaternario de Cuba (en ruso)***. Edit. Nauka. Vol. 356 145 p.

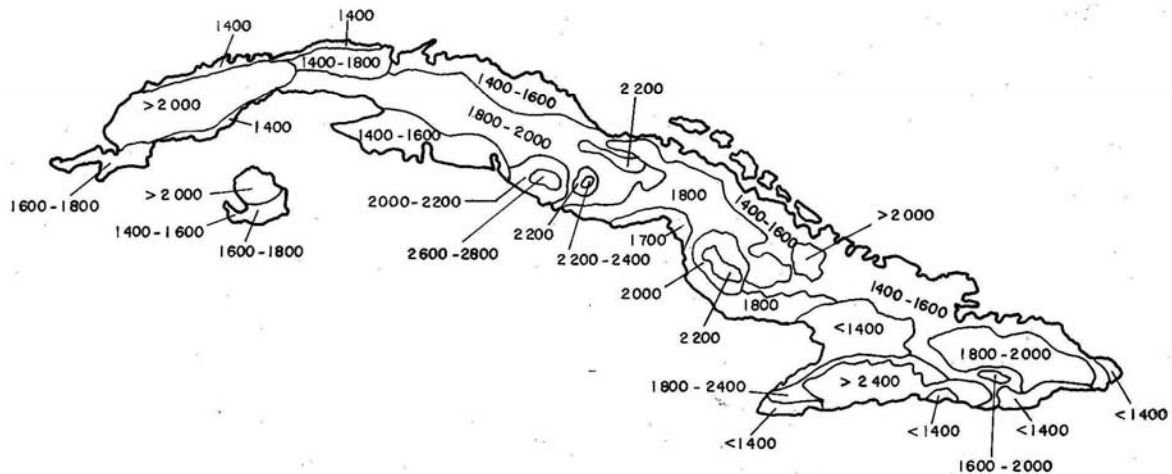


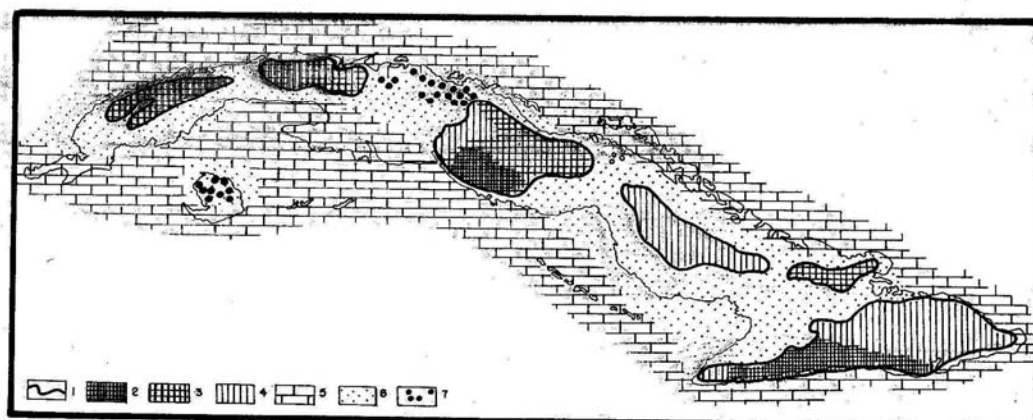
Ortega, F (1983): **Una hipótesis sobre el clima de Cuba durante la glaciación de Wisconsin.** Cien. Tierra y Esp. No.7 p. 57-68.

Shantzer, E. V., O. M. Petrov. , G. L. Franco (1975): **Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba. Las terrazas pleistocénicas de la región Habana-Matanzas y los sedimentos vinculados con ellas.** Acad. Cs. Cuba. Ser. Geol. 21 p. 3-26.

Peñalver, LL, M.Cabrera, H. Trujillo, M. Fundora, H. Morales, J. Pérez Lazo, M. Sánchez, I. Pedroso. (1999): **Cambios climáticos en Cuba Centro- Oriental durante el Cuaternario sobre bases geológicas (Inédito).** Archivo IGP. La Habana.

ESQUEMA DE PALEOPRECIPITACIONES DE CUBA DURANTE EL PLEISTOCENO HUMEDO.
(EN MILIMETROS)
ESCALA. 1:5 000 000

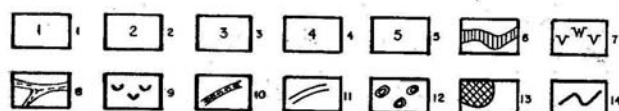
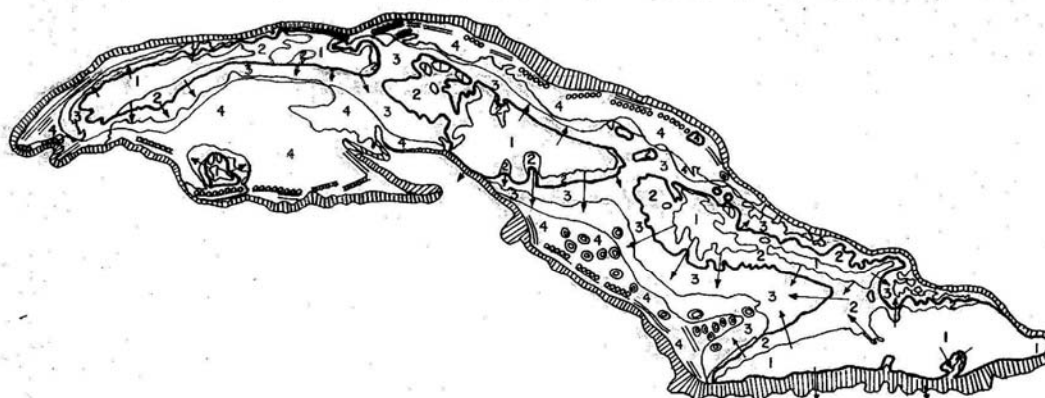




ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO DE CUBA DURANTE EL TIEMPO DE TRANSGRESION VEDADO.

1) línea costera en el tiempo de Transgresión Vedado, 2) montañas, 3) colinas, 4) llanuras, 5) zona de acumulación de sedimentos principalmente carbonatados, 6) zona de acumulación de sedimentos principalmente terrígenos, 7) sectores de desarrollo de pequeñas islas y cayos en el Shelf.

ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO DE CUBA DURANTE EL SANGAMON
(120 000 - 130 000 años AP, según A.S. Ionin, et al 1977).



1- Montañas y colinas, 2- llanuras que incluyen elevaciones de menos de 200 m., 3- sedimentos de facies terrígenas de las zonas costeras y de la plataforma marina, 4- sedimentos de facies carbonatadas de la plataforma marina, 5- sedimentos de facies organógenas, 6- pendiente insular, 7- formas cársticas del relieve, 8- paleocauces fluviales submarinos, 9- eolianitos, 10- barras, 11- arrecifes, 12- arrecifes de lagunas interiores, 13- dirección predominante del arrastre de los materiales terrígenos, 14- línea costera.

GEOMORPHOLOGY AND GEOLOGY OF SAN ANTONIO DEL SUR, GUANTÁNAMO, CUBA: ITS CONTRIBUTION IN PRODUCING LANDSLIDES.

Enrique Castellanos Abella⁽¹⁾, Cees Van Westen⁽²⁾

(1) Instituto de Geología y Paleontología (IGP), Vía Blanca y Carr. Central, San Miguel del Padrón, CP 11000, Ciudad de La Habana, Cuba, Teléfono: 55-7232, e-mail igpcnig@ceinai.inf.cu

(2) International Institute for Aerospace Survey & Earth Sciences, Hengelosestraat 99 P.O. Box 6, 7500 AA Enschede, The Netherlands, westen@itc.nl

ABSTRACT

The current geomorphology of San Antonio del Sur has many different and complex features conditioned by: the Caribbean-North America inter-Plate zone, climatic conditions and paleoclimatic oscillations during the Quaternary period. In general, the current landforms were created by a combination of horizontal and vertical movements, being more frequent the first ones until the Middle Eocene, as from which the vertical movements prevail mainly with strike-slip faults. These landforms present gravitational forms that have generated different types of landslides in the study area.

This paper presents the geomorphology and geology of San Antonio del Sur area, making emphasis in the causes that produce landslides. The different geomorphological complexes, the genetic landforms and subforms are explained besides the different lithologies. It is discussed the different hypothesis of the geomorphological evolution in the study area and the gravitational forms that produce landslides.

Due to climatic, tectonic and lithological factors, the study area has different landforms from the coast (at southern part) to the north. In this way, seven geomorphological complexes were defined: the coastal hills, the terrigenous hills, the limestone hills, the metamorphic hills, the alluvial valley, the accumulative slopes and the Caujery depression. The evolution of the area can be explained using two models: one for the Caujery Valley and one to explain the coastal hills and the Baitiquirí pound-shape bay. The reason to use two models is because both areas have developed independent landforms due to different causes that are explained in the paper. The principal landslides are located (in order of importance) in the Caujery Scarp, in the coastal hills and in the accumulative slopes at northern of Baitiquirí. It is outstanding the Jagüeyes landslides in the Caujery Scarp, recognized as the biggest in Cuba. Among the most common landslides are the rotational landslides, translational landslides, rock falls, topples and debris flows.

Introduction

The geomorphology has strong influence in producing landslide. The conditions from which many landslides are activated can be determined by the current landforms and its descriptions. It may provoke, some times, large disasters where many casualties and economic losses may happen. In Cuba the landslides are small comparable with other regions in the world. A remarkable area for landslide in Cuba is the San Antonio del Sur area and its surrounding specially the Caujery Valley around which many scarps are actually landslide areas.

This paper presents a geomorphological study of San Antonio del Sur area focusing in its consequence for landslides. The study covers a general overview of the main landforms and its origin as well as the different hypothesis about how the current landforms were created.

The study area, San Antonio del Sur municipality and its surrounding contain such contrasting characteristics. The area is located at 60 kilometers of the capital's province Guantánamo with an extension of 600 square kilometers. The figure no.1 show the location of the study area.

The geomorphology of the study area, as well as of the whole island, is conditioned by: The Caribbean-North American inter-Plate zone, Climatic conditions and the paleoclimatic oscillations during the Quaternary period.

In general, the landforms were created by the combination of horizontal and vertical movements. In the Meso-Cenozoic Era, before The Middle Eocene, the movements were predominant horizontal and compressional acting, with folding and thrusting of several types of rocks into parallel belts along the island. After the Middle Eocene the movements were predominant verticals and characterized by strike-slip fault and extensional movements, sedimentation and blocks structures. The thrust-belts made large orographic units, but, even when they are important, the morphostructures are controlled by the strong neotectonic development, especially in the study area.

Due to climatic, tectonic and lithological factors, the study area has different landforms from the coast to the north. The coastline presents the more intensive semiarid region in Cuba (annual average temperature of 26 degrees Celsius and annual precipitation less than 600 mm) while inland, around Puriales de Caujeri town, tropical rain forests are predominant (annual average temperature of 23 degrees Celsius and annual precipitation more than 2000 mm). Tectonically, the area is the convergence of three principal systems, which seem to be still active. The lithology differences are also extraordinary, since the area presents several alternating layers of sedimentary rocks and the eastern part is almost totally covered by metamorphic rocks, which belong to a volcanic arc with many rock types.

Previous Research

There are not many papers on the geomorphology of the study area at detailed scale. One important publication was the last edition of the Nuevo Atlas Nacional del Cuba (Gutierrez, 1989), where the relief of the island was described according to many genetic characteristics. The atlas presents several maps regarding the relief and its genesis, with many general characteristics.

Another important publication (Magaz et al., 1991) describes the southern (coastal) parts of the study area and gives an inventory of the different landslides from Baitiquirí to Maisi (the easternmost corner of Cuba).

Materials and Methods

The applied geomorphological survey in the study area was done with the photointerpretation and later, the field checks. In the interpretation the area was subdivided in 603 Terrain Mapping Units (TMU). A terrain-mapping unit groups the following aspects (Meijerink, 1988): geomorphologic origin and physiography, lithology, morphometry and soil geography. According with the specific interests of this research each unit was differentiated in the stereo image on the basis of one or more of the following criteria: geomorphology origin, specify origin, morphometry and lithology. Additionally two more aspect was recorded: the geomorphological process and the complex. All these data was stored in a database

using a Microsoft Access Application. The first three criteria were store as origin, main unit and subunit in the database. With them, a geomorphological map was created at 1:50 000 scale. In the map the boundaries of the original terrain mapping units remain, although some of them have the same geomorphological origin and therefore the same color. Another complementary and linked database was designed specially for the units, which are landslides or part of it. In the landslides database an extra 8 data was recorded for 296 units.

There was recorded also in the data base many statistics for each unit such as average, maximum, minimum, standard deviation, etc. of the morphometry variables slope angle, slope shape, internal relief and drainage density. All the data and the maps are part of a geographic information system application able to update, edit, analysis and manager the information with emphasis in disaster management applicability.

Description of the geomorphological complexes

The complexes are a geomorphological regionalisation considering the genesis, lithology and geography of the different landforms in the study area. Taking into accounts these factors and after photointerpretation and image analysis, the area was subdivided in the following Complexes: Coastal hills, Accumualtional slopes, Limestone hills, Metamorphic hills, Terrigenous hills and Caujeri depression. The distribution of the complexes is shown in Figure 2.

Coastal Hills

The coastal hills in the study area are isolated hills parallel to the coastline. The length is variable, depending of the mouths of the rivers, as the coastal hills are cut by the drainage system. The width is also variable and is between one or two kilometers. In the study area there are three coastal hills: between El Naranjo and Baitiquirí bay, between the Baitiquirí bay and Sabanalamar bay (Loma Los Aposentos) and between Sabanalamar bay and Macambo town. These three hills are located parallel to the coastline and separated by three different lineaments. Consequently, Loma los Aposentos in the northernmost, El Naranjo-Baitiguiri bay is in the middle and Sabanalamar Bay-Macambo is the Southeast. One distinguished feature of the coastal hills is their top, which is almost horizontal and covered by a more resistant layer, probable Santa Cruz formation. It is possible to see local karst forms due to dissolution in the top layer of the coastal hills. The hills have different altitude and profile .The top of El Naranjo-Baitiquirí hill is around 190 meters; of Loma los Aposentos between 220 to 280 and of Sabanalamar bay-Macambo hill is between 100 to 130 meters. Also the isolated hill Pan de Azucar has similar altitude, of 220 meters. Figure 3 shows different Coastal Hills profiles for the three main coastal hills in the area.

Geologically, the Coastal hills are composed of four main geological formations, which play an important role in the current form of the hills and in the process going on. The lithology is different in the southern (coastal) side and in the northern side. The north side is totally covered by the Maquey formation, which are mainly terrigenous rocks and are susceptible to landslides. The coastal slope, characterised by marine terraces is composed of the Maya formation, except for the lowest terraces, which are composed of recent (Holocene) marine deposits. These recent marine deposits act as “rings” of the coastal hills and are

uplifted between 5 and 10 meters from the current sea level. They are useful to recognize if coastal landslides were pre-Holocene or Holocene, depending of the conservation of these deposits. The vegetation is rare, although there are some endemic species typical from semiarid zones. The soil is also scarce due the high erosion, slope steepness and lack of humidity. The drainage system is limited to few channels because the proximity to the sea and the relative small area of the coastal hills.

Accumulational Slopes

The Accumulational Slopes are located between the Coastal Hills and the Limestone, geographically between San Antonio del Sur - Baitiquirí and Sierra de Mariana. In addition, there is another area to the east of the Sabanalar River and south of Sierra del Covento. In fact, it is an intra-mountainous fluvio-marine plain with deltaic origin. This complex is lightly sloping to the south (sea) side with angles between 5 and 15 degrees as average. The area is elongated and curved with a width of around 2 kilometres.

The Accumulational Slopes are composed of recent (Quaternary) deposits transitioning from colluvial, in area close to the mountains, to Alluvial in the southern part of this complex. The materials are gravels, yellow and reddish sandy clays, which are generally compacted. The lithology also varies in the Southwest part and in the east part of this complex where the main rocks are from formations Cilindro, Maquey and San Luis.

This complex seem to belongs to an old planation surface, which collected all the sediments coming from the upward area, what is now Sierra de Mariana, during the Pleistocene. The extension and volume of the quaternary sediments reveals that the rainfall at that time was larger than currently. This might be true considering the fact that in the northern border of Sierra de Mariana the drainage seems to be cut-off due to large mass movements. In both the western and eastern sides of the area, the Pleistocene sediments are not present. In the western side the drainage system was sufficiently strong to erode the sediments to the Baitiquirí bay, besides this part appears to be slightly more uplifted. In the eastern part the pre-Quaternary formation overly the Ophiolites and the area has an irregular relief.

The planation surface is raised 10 to 30 meters above the current erosion levels, creating around ten new channels, which eroded the old plain and generated erosional scarps with the same high differences. These channels control the poor drainage in the area. Due the proportion of the terrigenous material, the water is infiltrated and the channels are being lost in the lower parts.

The vegetation is sparse with isolated shrubs being more common in the Southwest part. The land is mainly fallow, although in the Southwest there are some cattle farms.

Limesone Hills

The Limestone Hills include Sierra de Caujeri and Sierra de Mariana. This complex is located in the entire western side of the study area, although Sierra de Mariana also covers until the central part. The Limestone Hills is a monoclinal plateau with an average altitude of 500 meters. It is composed mainly of limestone of Yateras formation. Karst dissolution is present and generally in relation with tectonic processes. Then, there are karst depressions and isolated karstic hills. Wherever the upper limestone layers were eroded, coinciding with the drainage system, the underlain layers belonging to the Maquey

formation are outcropping. Therefore, the erosional process is increasing due to the low competence of Maquey formation rocks.

The tectonic structure plays an important role in this complex since large fault scarps limit the area in the south and east. The south scarp has around 100 meters high difference and gives the impression of a normal fault as a consequence of extensional stress. The east scarp is the boundary of Sierra de Caujeri and also seems to be a normal fault. Both scarps are where most of the landslides are located in the study area. It is remarkable also the subsidence of a large rectangular block in the area of La Tinaja, at the west of El Mije. This block was subsiding and tilted to the south by two main faults, which even can be traced into the Caujeri valley. The interruption of Sierra de Caujeri scarp by these two faults is an indication of the dependence of one fault system to the other one.

Due to the karstic and tectonic processes in the limestone hills, the fluvial system has a combined pattern where rivers follow fault lines and karst-dissolved zones. Moreover, there is a significant the number of rivers and streams, which start close to the Sierra de Caujeri scarp to the west at such altitude as 700 meters. The Limestone hills are mainly covered by forest, although some parts are burned. The area is almost unpopulated and, therefore the terrain is underexploited.

Terrigenous Hills

The Terrigenous Hills are located in the central and north-central part of the area. They are composed of terrigenous and volcanogenic rocks belonging to the Cilindro, Charco Redondo, San Ignacio, San Luis and El Cobre formations. Due to the large number of rock types, the landforms are also diverse, but in general they differ from moderate to severely dissected hills. They can be classified as folded and dissected mountains (500-600 m) and hills (300-500). The area shows diverse altitudes between 200 and 500 meters with extreme exceptions.

Structurally, the Terrigenous hills are the limit between the Foldbelt and the Neoautochthon in the study area in an approximately north-south direction. The drainage system is well developed and also follows this north-south direction, collecting the water and sediments from the metamorphic rocks in the east, and from the terrigenous hills itself in the west. The water is collected to the main drainage, which is the Sabanalar River and is stored in the Plamarito Dam. After the dam, the river also receives all the water coming from the west belongs to Caujeri valley. The vegetation is abundant and varied. Mainly coffee plantation and secondary individual farmers use the area. The rill and gully erosion is present and there are isolated landslides.

Metamorphic Hills

The Metamorphic hills are present in the east and north-east part of the. They are composed of the Sierra del Purial formation and the Ophiolites. Although the lithology is different in both geological units, from a geomorphological point of view, there are not many differences between these two units in the study area. This is because, the competence of the rocks and the tectonic processes going on are more or less the same. The volcanogenic and metasedimentary rocks of Sierra del Purial formation and the Ophiolites rocks are both included in the Metamorphic hills complex. This complex also presents an isolated rounded

outcrop in the north part of the Caujeri valley, east of Mameyal and Letreros. This outcrop, belonging to the Sierra del Purial formation, seem to be a "window" of the metamorphic rocks where the young material were complete eroded.

The Metamorphic hills are the most dissected, from moderate to severely dissected, rocks in the study area. The area also has the highest parts reaching up to 1,060 meters high. They constitute folded blocks in relation with intensive neotectonic uplift. The new displacements are clearly in the design of the fluvial network, which are shaped in the combination of the neotectonic and metamorphic rock type. The area is mainly forest with abundant vegetation and there are some parts, which are used for coffee plantations.

Alluvial Valleys

The Alluvial valley complex is related to the recent sediments accumulated close to the principal river systems. Sabanalamar river floodplain, Macambo river floodplain and the most recent fluvial channels in the Caujeri valley are part of this complex. They are composed of alluvial and swampy deposits. The alluvial deposits are mainly gray and grayish mud, sandy mud and sandy clay. The swampy deposits are accumulations of mangrove rest, silting up fluvial lacustrine accumulation rich in carbonates, clays and peat. This complex is essentially a fluvial plain with a combination of erosive and accumulation processes. Accumulation is prevailing in the Sabanalamar and Macambo floodplains and erosion in the Caujeri valley. Three floodplain levels are recognizable: active, occasionally submerged and exceptionally submerged floodplains. The area is regularly inundated during intensive rain. It is not totally recognized the fluvial terraces levels.

Close to Sabanalamar bay and in the surrounding of San Antonio del Sur town, there are brackish water swamp lagoon and swamp deposits. The mangrove vegetation is abundant only in Sabanalamar river mouth where the brackish water is accumulated. The channels in Caujeri valley are the widest in the study area, between 2-5 meters; and in some places even 10 meters. They are dry most of the time and are used for local transportation. The bottom of the channels is totally covered by pebbles with a regular diameter of 10 centimeters and smaller. The channels in Sabanalamar river are more narrow and permanently cover by water. The pebbles are around the same size being smaller in the mouth of the river.

Caujeri Depression

Caujeri depression complex was called to Caujeri valley and the colluvial deposits of Sierra de Caujeri scarp including the main scarp. The area is a sequence of Scarp-colluvial-alluvial deposits, where in some parts it is difficult to distinguish the boundary between one type of deposits and the other. In the geological maps, San Luis formation has been mapped between the colluvial deposits of the scarp and the alluvial deposits of the valley. However, during the fieldwork this formation was not recognisable and all de material in this area seems to be terrigenous material originated by the combination of landslides and the weathering process.

The valley can be considered as erosive fluvial plain, relatively high (between 200 and 300 meters above sea level), presenting frequent small hills. The origin of the valley seems to be tectonic-structural and the

main process going on is fluvial erosion. The scarp and colluvial deposits are a consequence of several multiple and successive landslides. The slope's shape is very variable due to overlapping of the mass movement processes. Therefore, many steps, including concave and convex forms, can be found in the slope profile, but three main steps can be recognised.

The lower or front part of the slope was delimited by mapping the end of the landslide transport zone. But, in many landslides, this boundary is not exactly recognisable, especially in the mud flow or debris flows where the material slides down until it is mixed with the alluvial deposits. The drainage is actually starting in the main scarp from where many springs originate. There are many small streams in the main scarp or in the colluvial deposits down hill, which are not in the topographic map and they are used for minor agricultural use. As soon as the drainage enter into the valley, only the main streams remains since the small ones infiltrate into the soil. This means the existence of high infiltration capacity in the valley. In some areas, the erosion creates large gullies in the valley and it is possible to see a lower layer with large unsorted materials belongs to previous mass wasting processes.

Towards the landform evolution modeling in the study area

The landform evolution in the study area can be explained using in two main models. One to explain the Caujeri valley and one to explain the Coastal hills and the pouch-shape bays. The reason of these two models is because in certain time both areas were developing independent landform due to different causes.

The Caujeri valley is an inland depression of the graben-type with high elevation differences up to 500 meters. The valley is limited in the west by a large scarp of Sierra de Caujeri, with constantly active west-retrogressive movements due to landslides. On the other hand, the valley is also surrounding by major fault scarps, which argued the depression form. Therefore, the origin of Caujeri valley can be interpreted as a combination of tectonic and mass wasting processes. The main fault systems (Mariana and Caujeri) started to generate a graben depression after the Second Transgression-Depression (Lower Miocene to Late Miocene). Later, a chain of landslides was moving back the Sierra de Caujeri scarp with an average of two kilometers, some times even three kilometers.

Regarding the Coastal hills, more literature is available. Talking about the marine terraces as early as 1945 the Dutch geologist F. G. Keijzer interpreted them "as a sign of intermittent uplift of the land". Thereafter, the last paper published about the marine terraces (Peñalver et al., 1998) characterized the lithology and other characteristics of the different terraces levels. One of the issues is the pouch-shape bays. They are distributed not only in the study area (Baitiquirí bay) but also in the entire coast along the eastern corner of Cuba. The better interpretation for this phenomenon is the eustatic change of sea level. Another possibility is the tectonic downward movement, which is not very possible since marine terraces show exactly the opposite: upward tectonic movement.

However, another aspect to find an answer for the isolation and linear shape of the Coastal hills. It may be possible (Keijzer, 1945) by the tectonic movement either slightly folding or faulting, by unconformable

cover of "protective" rocks and by both. In the study area there are no signs of anticline or syncline forms, but there are tectonic lineaments (see Figure 4), which limited the coastal hills in the north side. Unfortunately these lineaments are not so clear in the field due to the competence of the Maquey formations rocks.

Finally, three aspects are important to explain and they seem to be genetically close related: the pouch-shape bays, the marine terraces and the isolated and linear shape of the coastal hills. The recent evolution relief can be explained as an intermittent uplift, together with erosional process in the north side of the coastal hills, during the Pleistocene

The tectonic setting and the upper layer of the coastal hills generated its isolation and linear shape. Later, in the last glaciation the erosive levels were much lower than the actual sea level and the mouth of the river were more dissected than as are now (Figure 4-B). When the sea level goes up, these areas were occupied (Figure 4-C) and finally differential movements now lifted the land out of the sea again generating the pouch-shape bays and the marine terraces (Figure 4-D). Wherever the recent sediments were enough, they filling up the bays as probable happened in Sabanalamar bay with the large amount of sediments coming from the Caujerí valley.

Conclusions

The relief of the study area was created by the combination of horizontal and vertical movements. The horizontal ones predominated up to Middle Eocene and later mainly vertical movements took place. The landforms in the area are a result of climatic, tectonic and lithological factors, which, due to their variability, present different geomorphological regionalization.

The area can be subdivided into six complexes: coastal hills, accumulative slopes, limestone hills, metamorphic hills, terrigenous hills, and mass movements complex.

The coastal hills are isolated, monoclinical, karstic, tectonic-structural hills with marine terraces parallel to the coastline. The limestone hills are a monoclinical plateau controlled by the tectonic and the lithology with karst dissolution. Terrigenous hills are folded, dissected small mountainous and pre-mountainous. The Metamorphic hills are folded blocks of metamorphic rocks with intensive neotectonic uplift. The alluvial valleys are erosive and accumulative fluvial plains with alluvial and swampy deposits. The Mass movement complex are the colluvial deposits of Caujeri scarp and the erosive fluvial plain of Caujeri valley with tectonic-structural origin.

The Caujeri valley was originated by a combination of tectonic and mass wasting processes. The coastal zone was affected by intermittent uplift with intensive erosion controlled by the tectonic lineaments. Later, eustatic movements during the last glaciation moved down the erosive levels and when the sea level rose again, the pouch-shape bays were created.

Bibliography

Gutierrez, G. O. et al. 1989. *Nuevo Atlas Nacional de Cuba. Instituto de Geografía, Instituto de Geodesia y Cartografía*. 85 p.

- Magaz, A., et al. 1991. El complejo de formas del relieve gravitacional en la franja costera Baitiquirí-Punta de Maisí provincia de Guantánamo, Cuba. In *Morfotectónica de Cuba Oriental*, colectivo de autores, Ed. Academia, La Habana 1991.
- Magaz, A. 1996. Personal communication about 'The Particularity of the Gravitational Morphogenesis in Cuba'.
- Meijerink, A.M.J. 1988. Data Acquisition and data capture through terrain mapping units. *ITC Journal*, ITC, Netherlands, p. 23-44.
- Keijzer, F.G. 1945. Outline of the Geology of the Eastern Part of Province of Oriente, Cuba. Ph.D. dissertation at Utrecht University, Utrecht, 234 pp.
- Peñalver, L.L.; M. Cabrera; C. Ugalde. 1998. Características geológicas de las terrazas marinas del tramo Yateritas-La Maqueyera, en el sureste de Cuba. *Geología y Minería '98*, Memorias Tomo I: 556-558

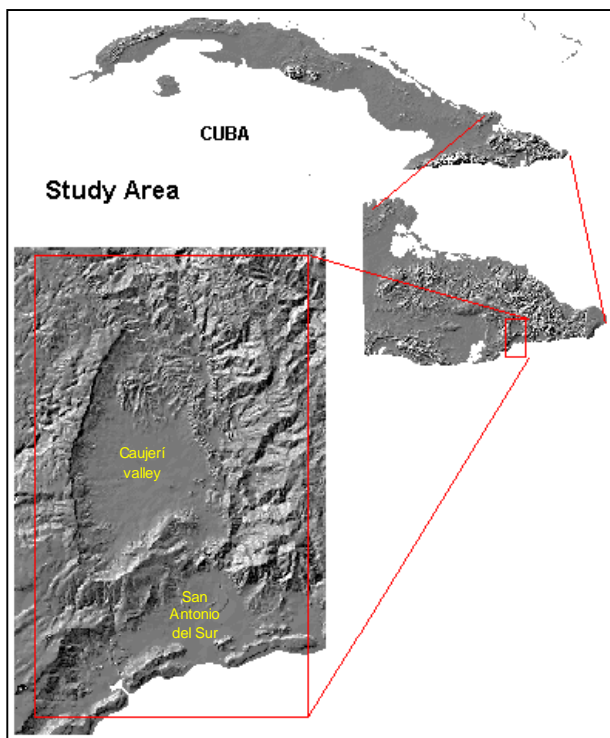


Figure No. 1 Study area. San Antonio del Sur and its surrounding.

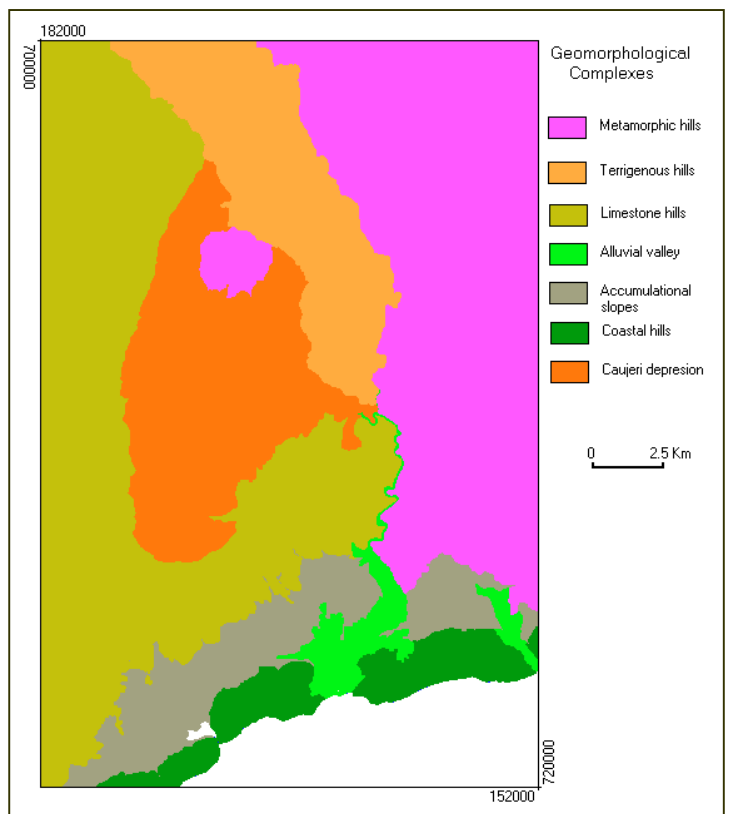
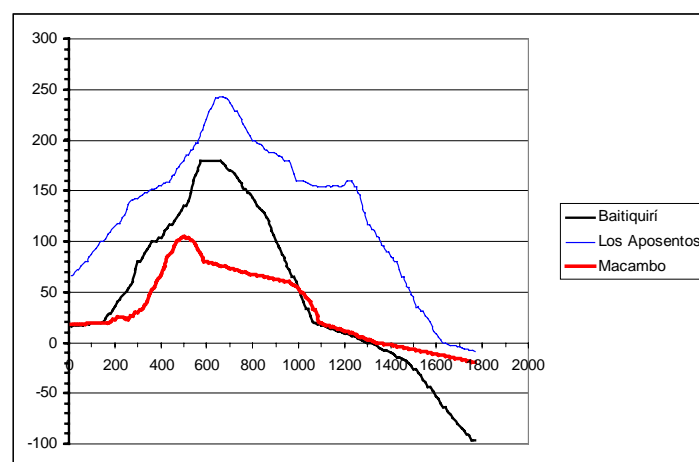


Figure 2. Geomorphological complexes in the study area



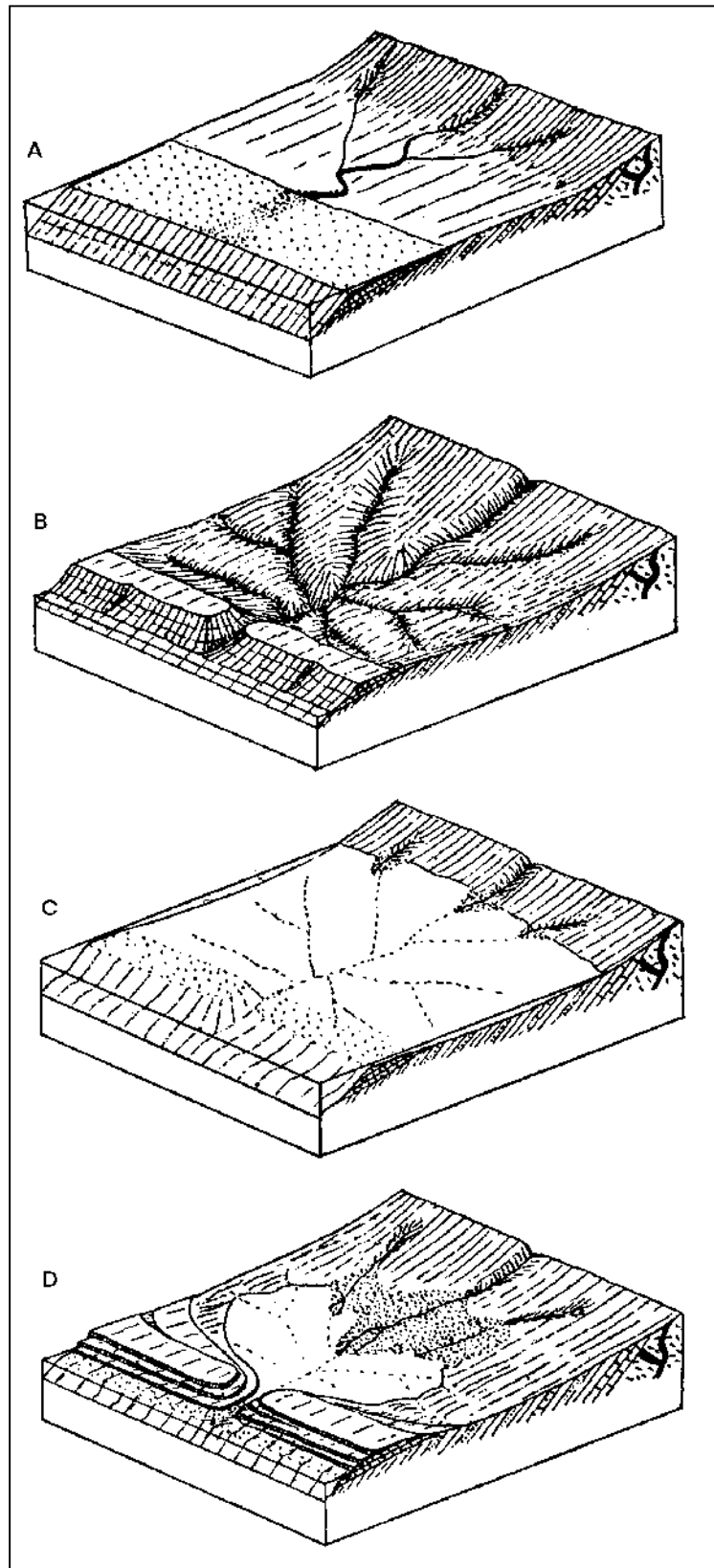


Figure 3. Different Coastal Hills profiles Figure 4. Coastal hills and pouch-shape bay evolution hypothesis
(Taken from Keijzer, 1945)

MAPA DE DEPOSITOS CUATERNARIOS DEL ARCHIPIELAGO CUBANO A ESCALA 1:250 000

Peñalver.L.L¹, Cabrera. M¹, H.Trujillo², H. Morales², J. Pérez Lazo³, M. Fundora³, L. Molerio³, M.guerra³, I. Pedroso³

(1) Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Carretera Central. Ciudad de La Habana, 11000 CUBA. Fax : (537) 55 70 04. E-mail igpcnig@ceniai. Inf. cu.

(2) Empresa GEOCUBA, Santa Clara.

(3) Instituto de Geofísica y Astronomía.

RESUMEN

Este mapa abarca tanto la región insular emergida como la plataforma marina e incluye más de 200 columnas litológicas de pozos, que representan las diferentes unidades conocidas. Se destacan 15 unidades litoestratigráficas de edad cuaternaria, así como cinco depósitos innominados de edad holocénica y uno pleistocénico. Se incluyen para el Plioceno superior- Pleistoceno inferior las formaciones Vedado, Río Maya, Alegrías, Guane, Dátil y Bayamo. Para el Pleistoceno inferior se considera la Fm. Guevra y para el Pleistoceno medio la Fm. Villarroja, ambas de carácter terrígeno. El Pleistoceno superior incluye las formaciones Camacho, Jamaica, Cauto, Sigüanea, Jaimanitas, Cayo Guillermo, Guanabo y Playa Santa Fe. Estas tres últimas de carácter eólico, reconocidas solamente en la costa norte de Cuba.

En el Holoceno se distingue la Fm. Los Pinos y los depósitos palustres, biogénicos, marinos y aluviales y para el Pleistoceno indiferenciado los depósitos eluvio-coluvio-proluviales. Las unidades fueron establecidas y cartografiadas, principalmente, partiendo de criterios litológicos y geomorfológicos, los que permiten ubicarlos tentativamente en la escala del tiempo geológico y confeccionar un esquema de correlación estratigráfica para el Cuaternario, que también acompaña al mapa.

ABSTRAC

The map stretches the insular region as well as the shelf and includes more than 200 lithologic columns of wells representing the different stratigraphic units described.

There are 15 conspicuous litoestratigraphic unities of Quaternary age, five holocenics deposits and one of Pleistocene all of them are unnamed. The Upper Pliocene-Pleistocene formations Vedado, Río Maya; Alegrías, Guane, Dátil and Bayamo are included. The Guevara formation of early Pleistocene and Villarroja formation of Middle -Late Pleistocene bath of terrigenous composition also are considered. The Upper Pleistocene includes the followings formation: Camacho, Cauto, Sigüanea, Jaimanitas, Guanabo, Playa Santa Fe and Guillermo. The last 3 units are eolic, only recognised in the northern coast of Cuba. Of Holocene age the authors considers: marshy deposits and biogenic, marines, alluvial and eolics and for undifferentiated Pleistocene are the eluvi-proluvi- colluvial deposits.

The different units were mapped and established based on lithologic criteria and geomorphologic studies too. These criteria allow to situate them in different geologic time scales and to make a geologic correlation scheme and stratigraphic correlation chart of Quaternary time that is also included in the map.

INTRODUCCION

En 1970, bajo la dirección del especialista ruso I.P..Kartashov, comenzaron las investigaciones temáticas sobre la Geología del Cuaternario en Cuba, que permitieron elaborar un esquema de subdivisión estratigráfica para los depósitos de esa edad (Kartashov *et al*; 1981) Este esquema se incorporó en la confección de los mapas geológicos de Cuba a las escalas 1:250000 y 1:500000, publicados ambos en la década del ochenta. A partir de 1981 y bajo la dirección de uno de los autores (L.L.Peñalver) se han realizado investigaciones más detalladas sobre el paleoclima, la estratigrafía y otros aspectos, que han permitido elaborar el mapa de referencia a la escala 1:250000. En este mapa se utiliza una versión actualizada del esquema de correlación estratigráfica, que se logró confeccionar partiendo de la utilización de criterios o métodos litológicos y geomorfológicos, junto con la fauna índice que contienen algunas unidades. De esta forma, se brinda una información genética y paleogeográfica de los sedimentos cuaternarios. Esto permitió vincular las diferentes subdivisiones del esquema de correlación estratigráfica con determinadas etapas del desarrollo geológico. Estas etapas se manifestaron no solo en Cuba, sino en una región mucho más amplia, pudiendo correlacionarse con las glaciaciones e interglaciaciones de latitudes altas y medias. De esta manera, las principales unidades terrígenas y carbonáticas fueron depositadas durante las diferentes transgresiones glacioeustáticas que se repitieron a lo largo del Pleistoceno. Solo un reducido número de formaciones tiene una génesis mixta, casi siempre aluvial marina.

Para la confección del mapa se utilizaron los levantamientos geológicos provinciales a escala 1: 250 000 del Instituto de Geología y Paleontología; así como los levantamientos geológicos detallados a escala 1:100 000 y 1: 50 000 de diferentes regiones de Cuba; el informe de Sistematización y Generalización de la Geología de la Plataforma Marina de Cuba, con relación a la Prospección de Minerales Sólidos. Se utilizaron también más de 3000 perforaciones de diferentes tipos realizadas en toda Cuba y los datos de puntos de documentación básica recopilados en más de 25 años de labor relacionadas con la geología del Cuaternario.

El mapa abarca tanto las región insular emergida como la plataforma marina. Además se incluyen más de 200 columnas litológicas de pozos que representan las diferentes unidades que se reconocen. A continuación se pasará a una breve caracterización de las subdivisiones estratigráfica y sus diferentes unidades. Algunas de ellas, como la Fm. Salado y las unidades informales calcarenita López Orta y marga Yucayo, aunque están validadas en el Léxico Estratigráfico no han sido consideradas aquí, ya que no es posible su cartografía a tal escala.

UNIDADES DEL PLIOCENO SUPERIOR- PLEISTOCENO INFERIOR

Aquí se distinguen las formaciones Vedado, Río Maya, Alegrías, Guane, Dátil, y Bayamo. Todas estas unidades son sincrónicas y deben contener el límite Neógeno – Cuaternario.

Fm. Vedado. Está constituida por calizas coralinas biohémicas coralino-algáceas y biodetríticas, masivas o con estratificación local poco clara, duras, a veces aporcelanadas, en parte porosas y cavernosas, recristalizadas, que contienen corales en posición de crecimiento o sus fragmentos y en ocasiones inclusiones de material terrígeno, con frecuencia dolomitizadas. Su matriz puede ser micrítica o micrito-arenítica. Está compuesta por calcita y parcialmente por calcita magnesial con dolomita o protodolomita. Contienen, por lo general, numerosas impresiones tubulares del coral *Acropora prolifera*; así como relleno de un material rojizo carbonatado-arcilloso con goethita. Puede contener lentes de calcarenitas. Colores blanco, amarillento y a veces rosado. Entre sus fósiles índices están: Ostrácodos: *Bairdia dimorpha*, *B. pillosa*, *Bairdoppilata triangularis*, *Cytherella dominicana*, *Perissocytheridea* aff. *P. bicelliformis*, *Quadracythere* ex. gr. *Q. bichensis*, *Radimella confragosa*; Moluscos: *Calyptrea equestis*, *Chione woodwardi*, *C. elattocostatum*, *Cypraea* cf. *C. patrespatriae*, *Marginula depressa*, *Lucina* cf. *L. podragrina*, *Ostrea frons*; Corales: *Acropora prolifera*, *Montastrea limbata*, *Pachyseris rugosa*, Equinoides: *Brissus sagrae*, *Clypeaster cubensis*, *C. dalli*, *Schizaster cubensis*; Crustáceos: *Mitrax hispida*.
Corresponde a un complejo arrecifal. Se han reportado hasta 196m de espesor.

Fm. Río Maya. Calizas micríticas, frecuentemente aporcelanadas, conteniendo corales en posición de crecimiento y fragmentarios, así como subordinadamente moldes y valvas de moluscos, todos recristalizados, siendo abundante el coral *Acropora prolifera*. Las calizas están formadas por calcita, se encuentran frecuentemente dolomitizadas. El contenido de arcilla es muy variable. Contiene abundantes clastos de material terrígeno, su granulometría varía entre arenas y cantos. En ocasiones existen intercalaciones de conglomerados polimícticos de granulometría variable y cemento calcáreo. El color es blanco, amarillento, rosado o grisáceo. Sus fósiles índices son: Corales: *Acropora prolifera*, *Diploria sarassotana*, *Montastrea* cf. *limbata*. Moluscos: *Nodipecten* ex gr. *nunezi*, *Spondylus americanus* cf. *giganteus*.

Fm. Alegrías. Calcarenitas y biocalcarenitas de granos medios, bien cementadas, sin macrofauna, masivas, constituidas por restos muy rodados de algas calcáreas, foraminíferos y entre 2 y 15 % de granos de cuarzo, plagioclasa, rocas volcánicas e impregnaciones de fosfato. Aparecen recristalizadas y clarificadas en superficie formando un casquete de 1 a 3 m de espesor. Esto es resultado de la meteorización, la cual también provoca la desintegración a mayor profundidad, convirtiendo la roca en un material terroso. No se observan estructuras sinsedimentarias. Color crema. No se han reportado fósiles. Su edad se ha propuesto de acuerdo a su posición estratigráfica y sobre todo por su alto grado de litificación. Corresponde a una costa acumulativa arenosa, en un ambiente de bajos costeros, playas,

barras y dunas costeras, en comunicación con el territorio emergido por medio de canales de mareas. Mayor de 20 m de espesor.

Fm. Guane. Está constituida por conglomerados, gravas, arenas y arcillas arenosas, débilmente cementados por arcillas. Presentan sus depósitos estratificación indefinida lenticular y más raramente cruzada. El material clástico es redondeado y semiredondeado. Su composición es oligomíctica, con predominio de las rocas silíceas. El cemento arcilloso aparece en las partes intemperizadas del corte compuesto por los siguientes tipos faciales: caolinítico, hidromicaceo-caolinítico y esmectítico. En su parte alta contiene concreciones ferruginosas y *hardpan*. Colores abigarrados. Su edad se ha propuesto de acuerdo a su posición estratigráfica. Se depositó en un ambiente aluvio- marino. Puede alcanzar hasta 50 m de espesor.

Fm. Dátil. Depósitos de cantos rodados, bloques, guijarros, constituidos de sílica por alteración hidrotermal de rocas volcánicas, los cuales predominan en la premontaña. Existen también arenas arcillosas de composición polimíctica. Estas se encuentran en forma de intercalaciones y lentes, llegando a predominar en zonas alejadas de las montañas. Todos de coloración abigarrada. El material fragmentario es poco redondeado, rocas poco cementadas, estratificación horizontal, que se manifiesta principalmente en la alternancia de los sedimentos de las diferentes granulometrías. El material cementante tiene una estructura escamoso-fibrosa, de composición heterogénea. En los horizontes inferiores relativamente poco intemperizados predomina la esmectita, pero puede encontrarse también clorito-esmectita e hidromicas. En la parte superior más intemperizada el cemento arcilloso es más homogéneo, predominando la caolinita esmectita interestratificada. Su edad se propone de acuerdo a su posición estratigráfica. Su ambiente de sedimentación es aluvio-marino. Se ha alcanzado hasta 34 m de espesor.

Fm. Bayamo. Arenas grises y amarillo grisáceas de granos finos, con lentes de areniscas y conglomerados de guijarros finos e intercalaciones de arcillas arenosas verde-grisáceas y arenas arcillosas manchadas de gris. En las arenas con frecuencia se puede observar la estratificación. Las fracciones gravo-areno-limosas son de composición polimíctica. Predominan los granos de volcanitas alteradas en la facies de esquistos verdes, granos de epidota, rocas silíceas, cuarzo, feldespatos, cloritas, zeolitas y granos y peletas bien redondeados, de composición carbonatada. Los granos de arenas gruesas están bien redondeados, mientras que los granos más finos son subangulares. Los sedimentos están débilmente cementados por cemento carbonatado. La componente carbonatada del cemento está representada por calcita y en la arcillosa predominan las esmectitas y subordinadamente aparecen clorita y probablemente clorita- esmectita interestratificada. No han sido reportados fósiles. Su edad se ha propuesto sobre la base de su posición estratigráfica. Ambiente de sedimentación es marino-aluvial y en parte estuarino. Su espesor oscila entre 10 y 120 m.

UNIDADES DEL PLEISTOCENO INFERIOR

La única unidad cartografiada para este intervalo es la Fm. Guevara, que está constituida por arcillas plásticas (montmorilloníticas y montmorillonito-caolínicas), arenas, gravas finas, fragmentos de corazas ferríticas (*hardpan*) y cantos. La composición es oligomítica, con predominio de las rocas silíceas. El cemento arcilloso tiene como principal componente la esmectita, aunque también puede encontrarse esmectita alumino-ferruginosa y caolinita-esmectita. Presenta alto contenido de pisolitas y nódulos ferríticos. La estratificación es horizontal no clara, paralela. Su coloración es variable, abigarrada. No se han reportado fósiles. Su edad se ha determinado de acuerdo a su posición estratigráfica y es posible que abarque parte del Pleistoceno Medio. Su ambiente de sedimentación es marino. Su espesor no excede los 50 m.

UNIDADES DEL PLEISTOCENO MEDIO

A este intervalo corresponde solamente la Fm. Villarroja, la cual está constituida por arcillas arenosas y areno-limosas, arenas arcillosas y arenas cuarzosas de distintas granulometrías, pigmentadas por hidróxidos de hierro (goethita). Contiene finos lentes y capas de gravas de tamaño variado, frecuentemente con buen redondeamiento y selección, constituidos por cuarzo y más subordinadamente por fragmentos de *hardpan*, así como concreciones ferruginosas. Las arcillas son principalmente caolinita-esmectita. La estratificación es poco discernible, localmente lenticular. Tonalidades variables, de rojo amarillento a rojo violáceo. No se han reportado fósiles. Su edad se ha establecido de acuerdo a su posición estratigráfica. Su ambiente de sedimentación se considera **marino, aunque algunos autores consideran que puede corresponder a cortezas de intemperismo redepositadas, generadas a partir de diferentes tipos de rocas y movilizadas en condiciones insulares, con una posterior reelaboración marina en algunas partes. Espesor de 3-40 m.**

UNIDADES DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

Esta es la etapa de mayor variedad en los depósitos acumulados, representados en las siguientes formaciones: Camacho, Cauto, Siguanea, Jamaica, Jaimanitas, y las formaciones eólicas Guanabo, Playa Santa Fe, y Guillermo.

Fm. Camacho. Está constituida por limos areno-arcillosos y arcillas limosas con intercalaciones de gravas finas y concreciones de carbonato, así como cristales dispersos de yeso. Color carmelita y

grisáceo. No se han reportado fósiles. Su edad se ha establecido sobre la base de su yacencia sobre depósitos del Pleistoceno y de su posición geomorfológica e hipsométrica. Se depositó en un ambiente marino. Su espesor alcanza hasta 3 m

Fm. Cauto. Está compuesta por arcillas, limos, arenas, gravas polimícticas y conglomerados polimícticos, con estratificación horizontal y cruzada. Coloración gris y gris pardusca. No se han reportado fósiles. Su edad se ha establecido por su posición estratigráfica. Constituyen depósitos aluviales y deluviales, con alguna influencia marina cerca de la desembocadura del Río Cauto, que debe haber sido mayor durante las transgresiones del Plioceno y el Cuaternario. Su espesor alcanza de 3-4 m

Fm. Sigüanea. Está compuesta por arenas cuarzosas de granulometría variable con intercalaciones de gravas de igual composición. Subordinadamente contienen fragmentos de *hardpan* y minerales pesados e intercalaciones poco potentes de arcillas limosas y turba. Colores blancuzco, amarillento o gris, raramente rojizos. No se han reportado fósiles. Su edad se ha propuesto de acuerdo a su posición estratigráfica. Su espesor excede los 10 m. Estos depósitos parecen haber constituido originalmente una llanura marina que luego fue cubierta nuevamente por el mar. Los materiales que entran en la composición de las arenas se han derivado de las cortezas de intemperismo del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud, y de las formaciones Guane y Guevara.

Fm. Jaimanitas. Está formada por calizas biotriticas masivas, generalmente carsificadas, muy fosilíferas, conteniendo principalmente conchas bien preservadas, corales de especies actuales y ocasionalmente biohermos. Los bolsones cársicos a veces se encuentran rellenos por una fina mezcla carbonato- arcillosa ferruginosa de color rojo ladrillo. Pasan a biocalcarenitas de granulometría y estratificación variables o masivas. En mayor o menor cantidad pueden contener fragmentos de sedimentos terrígenos, incluyendo calizas preexistentes. Es frecuente encontrar variaciones litofaciales y biofaciales. En general la cementación es variable y en su superficie presenta un casquete recristalizado de evaporita y caliche combinados, de 1 a 2 m de espesor, por debajo del cual, en ocasiones, la roca aparece desintegrada, convertida en un material terroso. La coloración predominante es blancuzca, rosácea o amarillenta. No han sido reportados fósiles índices. Su edad se ha determinado por datos radiométricos, criterios geomorfológicos y por su posición estratigráfica. Predominan las facies de playa, postarrecifal y arrecifal. Probablemente su espesor no excede de los 10 m

Fm. Guanabo. La constituyen biocalcarenitas finas bioturbadas, con estratificación laminar cruzada (eolianitas), que se desagregan en lajas por efecto de la meteorización. El corte puede aparecer interrumpido hasta por dos generaciones de paleosuelos. Color amarillo pardusco. No se han reportado fósiles. Su edad se ha propuesto por su posición estratigráfica. Corresponde a dunas costeras, formadas en un clima tropical con dos estaciones bien definidas: una seca, con movimiento de arenas y de crecimiento de las dunas y otra húmeda, con proliferación de vegetación rastrera y fijación de la duna. Esto parece haber ocurrido en varios ciclos.

Fm. Playa Santa Fe. Calcarenitas laminares de grano medio a fino, medianamente consolidadas, con gran porosidad secundaria y estratificación cruzada, que contienen moluscos terrestres. Por alteración se desagregan en finas lajas. Colores blanco amarillento- pardusco a gris amarillento. No han sido reportado fósiles. Su edad Pleistoceno superior tardío se ha determinado por su posición estratigráfica y características litológicas (wisconsiniana). Su espesor no parece ser mayor de 10 m. Corresponde a dunas costeras, formadas en un clima tropical con dos estaciones bien definidas: una seca, con movimiento de arenas y crecimientos de la duna y otra húmeda, con proliferación de vegetación rastrera y fijación de la duna.

Fm. Guillermo. Calcarenitas de matriz micrítica, todas de granos finos a medios, con bioturbación, sin microfósiles reportados, pero entre los biodetritos hay algas, miliolidos, soritiidae, equinodermos, etc. Se pueden distinguir hasta tres horizontes de laminación cruzada con inclinación de 0 a 30 grados al NE-SO, y NO-SE. Los mismos se encuentran separados por superficies levemente alteradas (diastemas). Color gris-crema con un casquete de meteorización gris oscuro. No han sido reportados fósiles. Su edad se ha establecido sobre la base de su posición estratigráfica y su grado de litificación. Su espesor es 12 m. Corresponde a dunas costeras, formadas en un clima tropical con dos estaciones bien definidas: una seca, con movimiento de arenas y de crecimiento de las dunas y otra húmeda, con proliferación de vegetación rastrera y fijación de la duna. Esto parece haber ocurrido en varios ciclos.

DEPÓSITOS DEL PLEISTOCENO INDIFERENCIADO

Existen depósitos pleistocénicos que debido a su rango de edad y a sus muchas variaciones faciales no es recomendable separarlos en unidades cronolitoestratigráficas. En el mapa de referencia solo se distinguen los depósitos eluvio-coluvio- proluviales.

Los depósitos eluviales (cortezas de intemperismo) alcanzan un gran desarrollo sobre las rocas volcánicas, metamórficas, serpentiniticas y granitoidicas. Sus espesores son variables, por ejemplo, pueden alcanzar hasta 40 m en las serpentinitas argilizadas hidrotermalmente. Muchas de estas cortezas desarrolladas en sistemas montañosos o colinos forman un complejo de depósitos coluvio-proluviales, los cuales resulta difícil separar en trabajos generales. Por tal razón es más práctico unificarlos bajo el término de eluvio-coluvio-proluvio. Estos continúan formándose en la actualidad.

DEPOSITOS HOLOCENICOS

Aparecen varios tipos de depósitos holocénicos, que no han sido divididos en unidades cronolitoestratigráficas, debido a la gran variación facial que presentan; así como a su bajo grado de litificación corta edad. Entre ellos se destacan los depósitos marinos, los depósitos aluviales, los palustres, los biogénicos y los eólicos.

Los depósitos marinos son las arenas carbonáticas biogénicas y quimogénicas, que forman las playas actuales y depósitos de diferentes granulometrías en la plataforma marina, con mezcla de material terrígeno y biogénico no carbonáticos. También incluyen camellones de tormentas de arenas carbonáticas, envolviendo bloques de calizas y corales. Además, se tienen aquí rocas de playas (*beach rock*). Pueden alcanzar hasta 5 m de espesor.

Los depósitos aluviales están constituidos por arenas carbonáticas, cuarzosas y polimícticas, de color gris. A veces con estratificación horizontal o cruzada. Pueden alcanzar 10 m y más de espesor.

Los depósitos palustres están representados por dos tipos de ambientes diferentes. Uno son los pantanos de mangles, que se originan en el mar y están representados por facies carbonático-arcillosas y limos de composición organogéno-carbonáticas. El otro son los pantanos costeros de agua dulce, representados por residuos vegetales y limos carbonáticos, fundamentalmente. Espeso de 1-2m.

Los depósitos biogénicos, separados de los anteriores por su significado económico, están constituidos por materia orgánica semidescompuesta (turberas) de color negro. Alcanzan hasta 10 de espesor.

Entre los depósitos holocénicos, excepcionalmente se nominó la Fm. Los Pinos, debido a su grado de consolidación. Está constituida por calcarenitas oolíticas y biocalcarenitas con estratificación cruzada. Se distribuye en varios cayos del Archipiélago Sabana- Camagüey y en las costas de Habana-Matanzas. Pueden alcanzar hasta 10 m de espesor.

CONCLUSIONES

-Se reconocen varias unidades cronolitoestratigráficas y depósitos innominados que cubren todas las subdivisiones reconocidas para el Cuaternario. Las edades asignadas a las unidades se han podido establecer gracias al empleo de métodos o criterios litológicos y geomorfológicos.

-Algunas determinaciones paleontológicas; así como radiométricas y estudios paleomagnéticos recientes, confirman la justeza de las edades propuestas, aunque aún deben realizarse investigaciones más detalladas para mejorar en el futuro su cartografía.

BIBLIOGRAFIA

Cabrera. M, LL Peñalver, C.M. Pérez, C. Ugalde, A Barriento, R. Guerra, M.E Chávez, E. Nápoles, J. de Huelves, O. Bouza, L. Rivas, M. Sosa, A. Zúñiga, L. Orbera (1997) . *Estudio geólogo-ambiental del ecosistema Sabana- Camagüey (Inédito)*. Archivo IGP. La Habana.



Cabrera, M, J. Oro, R. Reyes, J.L. Alvarez, G. L. Franco, R. Rodríguez y L.L Peñalver (1990): *Sistematización y generalización de la geología de la plataforma marina de Cuba con relación a la prospección de minerales sólidos (Inédito)*. Arch. Inst. Geol. y Paleont. La Habana.

Kartashov I. P, A.. G Cherniajovski, L.L. Peñalver, (1981): *El Cuaternario en Cuba*. Edit. Nauka. vol 356. Moscú, 145 pp

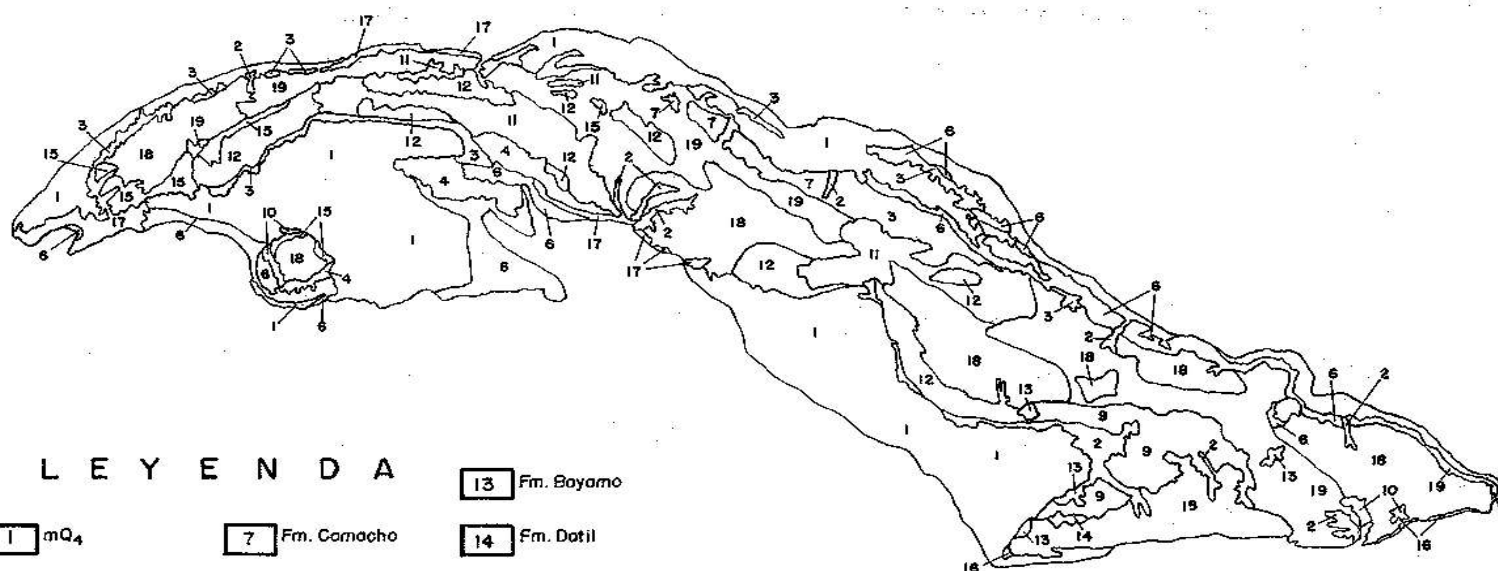
Peñalver. LL, M.Cabrera, H. Trujillo, M. Fundora., H. Morales., C.Ugalde, M. Sánchez, I. Pedroso. (1999): *Cambios climáticos en Cuba Centro- Oriental durante el cuaternario sobre bases geológicas (Inédito)*. Archivo IGP. La Habana.

Peñalver. LL, A. Barriento, C. E.Hernández, V. Estrada, J Alvarez, A. Méndez, J. Pérez Lazo, M. Fundora (1996): *Mapa de Depósitos Cuaternarios de Cuba y su Plataforma Marina Insular a escala 1:500 000*. Edit. por GEOCUBA. La Habana.

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



MAPA DE DEPOSITOS CUATERNARIOS DE CUBA Y SU PLATAFORMA MARINA SIMPLIFICADO DE LA ESCALA 1: 250 000.



LEYENDA

1 mQ ₄	7 Fm. Comacho	13 Fm. Boyamo
2 alQ ₄	8 Fm. Siguanea	14 Fm. Datil
3 pQ ₄	9 Fm. Cauto	15 Fm. Guane
4 bQ ₄	10 Fm. Jamaica	16 Fm. Río Maya
5 Fm. Playa Santa Fe	11 Fm. Villarroja	17 Fm. Vedado
6 Fm. Jaimonitas	12 Fm. Guevaró	18 Eluvio-cóluvio-cóluvio
		19 Rocas pre-cuaternarias

GEOMORFOLOGÍA DE LA REGIÓN DE MOA

Alina Rodríguez Infante.

*Instituto superior Minero Metalúrgico, Las coloradas S/n, Moa, Holguín, Cuba,
E-mail: arinfante@moa.minbas.cu*

Resumen

Teniendo en cuenta la necesaria profundización del conocimiento de las características geomorfológicas de la región de Moa para la evaluación sismotectónica y en los estudios medioambientales se realizó la presente investigación con el objetivo de realizar la zonificación geomorfológica a partir de la aplicación de un conjunto de métodos geólogo – geomorfológicos.

Como resultado de ello se hizo evidente en primer lugar, que aún cuando los procesos morfogénicos iniciaron su acción directa en periodos tan jóvenes como el Mioceno - Plioceno, en el relieve actual del noreste oriental se ponen de manifiesto muchas morfoestructuras heredadas de los procesos geodinámicos iniciados a fines del Mesozoico y que se extendieron hasta el Paleógeno y que a pesar de la vigorosa reestructuración neotectónica aún se reflejan en el mismo.

Abstracts

Keeping in mind the necessary knowledge of the geomorphologic characteristic of the region of Moa for the seism tectonic evaluation and in the environmental studies was carried out the present investigation with objective of carrying out the zoning geomorphologic starting from the application of a group of geologist - geomorphologies methods.

As a result of it became it evident in the first place that still when the morphogenic processes began their direct action in periods so young as the Mioceno - Plioceno, in the current relief of the oriental northeast shows many inherited it morph structures of the initiate geodynamics processes at the end of the Mesozoico and that they extended until the Paleógeno and that in spite of the vigorous restructuring neotectonic they are still reflected.

Introducción

El relieve de Cuba oriental, al igual que el relieve cubano en general es el reflejo de la alta complejidad geólogo estructural resultante de la acción de procesos compresivos durante la etapa Mesozoica y el Paleógeno, a los cuales se han superpuesto desplazamientos verticales, oscilatorios, diferenciados e interrumpidos así como la separación en bloques del territorio.

Genéticamente el relieve de Moa está clasificado dentro del tipo de Horst y bloques que corresponden a los cuerpos de rocas ultrabásicas elevadas en la etapa neotectónica a lo largo de dislocaciones antiguas y rupturas nuevas, poco o ligeramente diseccionados. A partir de esta clasificación regional y tomando como base los criterios de clasificación que Portela [3] y otros usaron en la confección del mapa geomorfológico de Cuba se procedió al estudio detallado de las formas del relieve y zonificación geomorfológica del área, determinándose en el territorio dos zonas

geomorfológicas fundamentales: la zona de relieve de llanura y la zona de relieve de montañas, con subtipos específicos.

Aunque no fue objetivo de este trabajo la determinación del origen y edad del relieve, por los resultados obtenidos con la aplicación del conjunto de métodos geólogo - geomorfológicos se hace evidente que aún cuando los procesos morfogénicos iniciaron su acción directa en el modelado de la superficie en periodos tan jóvenes como el Mioceno - Plioceno, en el relieve actual del noreste oriental se ponen de manifiesto muchas morfoestructuras heredadas de los procesos geodinámicos que se iniciaron a fines del Mesozoico y se extendieron hasta el Paleógeno, responsables de la formación del sistema de escamas tectónicas que caracteriza al complejo ofiolítico y que a pesar de la vigorosa reestructuración neotectónica aún se reflejan en el mismo.

Genéticamente el relieve de Moa y sus áreas adyacentes está clasificado según el nuevo Atlas Nacional de Cuba dentro del tipo de Horst y bloques que corresponden a los cuerpos de rocas ultrabásicas elevadas en la etapa neotectónica a lo largo de dislocaciones antiguas y rupturas nuevas, poco o ligeramente diseccionados, [2].

Geomorfología del Territorio.

Tomando como base los criterios de clasificación que Portela y otros [3], usaron en la confección del mapa geomorfológico del Nuevo Atlas Nacional de Cuba se procedió al estudio detallado de las formas del relieve y zonificación geomorfológica del área de trabajo mediante la aplicación de métodos de fotointerpretación geomorfológica, confección e interpretación de mapas morfométricos y observaciones de campo. Como resultado del estudio se clasificó el territorio en dos zonas geomorfológicas fundamentales: la zona de relieve de llanura y la zona de relieve de montañas, con subtipos específicos que se describen a continuación y que se muestran en el mapa de zonas geomorfológicas, [Figura 1].

Zona de Llanuras. Se desarrolla en toda la parte norte del área ocupando la zona comprendida desde la barrera arrecifal hasta los 100-110 m de altura hacia el sur. La formación de estas llanuras está relacionada con la acción conjunta de diferentes procesos morfogénicos que en ella han actuado, predominando los procesos fluviales y marinos.

Las llanuras acumulativas marinas ocupan el área comprendida entre la barrera coralina y el litoral, llegando a formar parte en algunos sectores de la zona litoral como ocurre en el extremo noreste de Cayo Moa Grande, Punta de Río Moa, Quemado del Negro, Punta del Mangle y Punta Guarico de Yamanigüey.



La actividad erosiva en esta zona es prácticamente nula debido a la protección al oleaje que ofrece la barrera arrecifal, estando limitada la misma a la remoción de los sedimentos en los periodos de intensas lluvias, como resultado del aumento de la descarga de los ríos. Los sedimentos que en ella se acumulan proceden de dos fuentes fundamentales de suministro; los provenientes de la erosión de las cortezas lateríticas, transportados por los ríos que desembocan en la zona, siendo el Río Moa el de mayor aporte al poseer la cuenca de mayor extensión y atravesar extensos sectores descubiertos de vegetación por los trabajos de extracción minera, y los provenientes de la barrera arrecifal, que al constituir el rompiente del oleaje, es abrasionada en su porción norte frontal, siendo los detritos acumulados en su parte trasera.

Los valores de las formas del relieve no pudieron ser calculados para esta zona por falta de información batimétrica detallada, no obstante se puede asegurar la existencia de valores de pendientes predominantes de 0° a 3° y sólo en pequeños sectores aislados y en la estrecha franja que bordea la barrera pueden llegar hasta 6° y 9°.

Geomorfológicamente esta zona de llanuras acumulativas marinas constituye un elemento de vital importancia en el territorio, ya que por su carácter de cuenca cerrada conforma un receptáculo natural para todos los materiales arrastrados desde la zona socio-económica construida en el litoral y sus alrededores, incluidos los elementos contaminantes, lo que puede conllevar a la destrucción de la barrera coralina y con ella a la propia cuenca, lo que provocaría el surgimiento o intensificación de procesos destructivos en la zona insular periférica, afectando al medio ambiente en todas sus dimensiones.

Las llanuras fluviales fueron clasificadas en acumulativas y erosivo-acumulativas en dependencia del proceso predominante en su morfogénesis. Las primeras, las llanuras fluviales acumulativas se desarrollan en toda la franja norte del área, entre la línea litoral al norte, hasta los 100-110 m de altura hacia el sur, en la zona correspondiente a la base del escalón inferior de las tierras emergidas y en las que se encuentran los cauces inferiores y desembocaduras de los ríos Moa, Cayo Guam, Cananova, Yamanigüey y Quesigua.

En esta zona los procesos erosivos son escasos y sólo se ponen de manifiesto a través de pequeños arrastres de suelos y acarcavamiento, generalmente asociados a taludes locales, en su mayoría de carácter antropogénico. Por otro lado, debido a su posición espacial e hipsométrica y sus pendientes que no sobrepasan como promedio los tres grados, constituyen una superficie óptima para la acumulación de los sedimentos arrastrados de los niveles superiores. Dentro del material que se acumula predominan los sedimentos fluviales.



Las zonas de llanuras fluviales erosivo-acumulativas se localizan en los valles de los ríos Cananova, Cabaña y Centeno, así como en la zona comprendida entre Quesigua y Cupey. En estas zonas la superficie topográfica pierde su regularidad al aparecer sectores de hasta 9° de pendiente, condicionando la existencia de procesos erosivos. La disección vertical oscila de 10 a 90 m/km², mientras que las isobasas marcan hasta 100 m y 50 m para el segundo y tercer orden respectivamente. La cota mas alta para esta zona es de 126 m. Los sedimentos que se acumulan en estas llanuras son de origen fluvial y su deposición es generalmente de carácter temporal, siendo removidos con frecuencia en los periodos de crecida.

Asociada genética y espacialmente con las llanuras fluviales y marinas y en la zona de intersección entre ambas, aparecen llanuras acumulativas palustres parálicas ocupando sectores con pendientes de cero a tres grados y valores de isobasitas nulos, donde predominan procesos acumulativos de sedimentos típicos de zonas pantanosas de color oscuro y olor fétido, anegadas en agua, siendo el mangle la vegetación predominante.

Toda esta zona de relieve de llanura de edad Cuaternario no ha estado exenta de la acción de los procesos tectónicos, pudiendo notarse con nitidez en el mapa la existencia de fallas que cortan y desplazan el relieve como la falla de rumbo nordeste que desplaza la llanura palustre del extremo oriental de área alrededor de 250 m, así como la llanura del norte y este de Punta Cabagán que está desplazada 750 m por una falla de dirección norte sur. En ninguna de las numerosas fallas que cortan estas zonas llanas se aprecian saltos verticales pronunciados, lo que da una idea de la agresividad denudativa y del carácter rumbo deslizante predominante para los movimientos novísimos de la región, y sólo movimientos verticales como reajuste.

Zona de Montañas. Esta zona geomorfológica es la más extendida dentro del área de las investigaciones ocupando toda la parte sur y central, además del Cerro de Miraflores y las zonas nordeste y noroeste del poblado de Cananova. Los valores morfométricos así como la configuración de las elevaciones son extremadamente variables en dependencia de las características litológicas, grado de agrietamiento de las rocas sobre las cuales se desarrolla y del nivel hipsométrico que ocupan. Teniendo en cuenta esos parámetros la zona de relieve de montaña fue clasificada en cuatro subtipos:

Zona de premontañas aplanadas ligeramente diseccionadas. Constituye la zona de transición gradual de las llanuras fluviales acumulativas y erosivo-acumulativas a las montañas bajas, como ocurre en la parte nordeste del área de la Mina Moa, apareciendo sólo como un sector aislado en Playa la Vaca al sur de Punta Cabagán, donde está bordeada por llanuras fluviales. Este zona se caracteriza por presentar elevaciones de poca altura que llegan en el área a valores máximos de



182 m y cimas aplanadas por los propios procesos denudativos, dentro de los cuales predominan la erosión por arrastre de las aguas superficiales y la meteorización que se hace intensa debido al dinamismo de las aguas subterráneas, aún cuando la conservación del eluvio sólo se hace posible en las cimas aplanadas como en Playa la Vaca, predominando para el resto de la zona suelos redepositados de carácter temporal, mientras que en las hondonadas y microcuencas es típica la repetición de capas de perdigones, intercaladas con material arcilloso, lo que evidencia su carácter deluvial. Para esta zona las pendientes llegan hasta los 12° mientras la disección vertical alcanza $100-150 \text{ m/km}^2$. Este tipo de relieve en algunos sectores aparece cubierto por la actividad socioeconómica.

Zona de submontañas y premontañas ligeramente diseccionadas. Se localiza en el área comprendida entre Cañamazo y Calentura, apareciendo en sectores aislados en las localidades de Cananova, El Cerro y Yamanigüey con elevaciones y cerros relativamente aislados de cimas redondeadas con pendientes variables que pueden alcanzar hasta los 15° y los valores de disección vertical llegan hasta los 130 m/km^2 . Las formas de relieve aquí desarrolladas son relictos de la erosión fluvial de las zonas montañosas periféricas. Los procesos erosivos son intensos y los suelos removidos constantemente, dando un carácter temporal a los depósitos que se forman en los valles y cañadas.

Zona de montañas bajas aplanadas ligeramente diseccionadas. Esta forma de relieve es la que adquiere mayor importancia en el estudio de la región por el área que abarca y por estar a ella asociados los mayores yacimientos ferroniquelíferos. Se desarrolla en toda la parte central y sudeste del área y corresponde al segundo nivel de la estructura escalonada que caracteriza la zona.

Los procesos de intemperismo son predominantes y están condicionados no sólo por la litología y el grado de agrietamiento de las rocas sobre las cuales se desarrolla, sino también, por la posición hipsométrica que estas ocupan. Al mismo tiempo, al ser las pendientes de bajo ángulo - de cero a seis grados - existe una excelente conservación del producto meteorizado, siendo erosionado sólo en los barrancos y escarpes asociados al sistema fluvial que se encuentra controlado por dislocaciones tectónicas. Actualmente y desde el inicio de la actividad minera en la región, se ha intensificado el arrastre de suelos y la degradación en general debido a las áreas que han quedado descubiertas por la extracción del mineral. En esta zona de montañas aplanadas se encuentra la mayor cota de la zona correspondiente a la elevación El Toldo con 1174 m de altura, alrededor del cual se han desarrollado numerosas formas del relieve cársico.



Para esta zona geomorfológica corresponden también los mayores valores del levantamiento que quedan evidenciados por rasgos morfológicos como barrancos, escarpes, formas cársicas, etc., y por los parámetros morfométricos como los valores de isobasitas que alcanzan 900 m para el segundo y oscilan entre 500-800 m para el tercer orden, llegando la disección vertical a variar en el rango de 200 a 550 m/km².

Zona de montañas bajas diseccionadas. Esta zona se localiza en los extremos sudeste y sudoeste del área y en el Cerro de Miraflores. Las elevaciones que constituyen esta zona se caracterizan por presentar cimas alargadas de orientación predominantemente nordeste con vertientes de paredes abruptas altamente diseccionadas por los sistemas de fallas que cortan y desplazan tanto las divisorias principales como secundarias. Los procesos morfológicos más abundantes son los erosivos fluviales y de forma subordinada los movimientos gravitacionales, los que son controlados por la vegetación que de forma general es abundante.

Los valores de la disección vertical oscilan entre 230 m/km² y 450 m/km². Si se comparan estos valores con los de las montañas bajas aplanadas, parece haber una contradicción ya que en estas últimas los máximos del rango de variación del indicador de la erosión de fondo es superior. Sin embargo, esto se justifica por encontrarse las montañas aplanadas en niveles hipsométricos superiores en zonas que son afectadas por los movimientos tectónicos de ascenso mas intensos, haciendo que en sus sectores periféricos los desniveles de altura por superficie sean superiores. Los niveles de base de erosión para los ríos de segundo orden alcanzan hasta 450 m en el área correspondiente a Sierra del Maquey y 300 m para Miraflores mientras que para el tercer orden son de 350 m y 90 m respectivamente. Por su parte las pendientes son altas, predominando los valores mayores de 9° con amplios sectores mayores de 15° e incluso, mayores de 30° en zonas asociadas con fracturas.

Geomorfológicamente a esta zona corresponden los mayores desplazamientos por fallas, siendo los casos más representativos la falla de orientación nordeste ubicada al nordeste de Cayo Perico que origina un rechazo horizontal de aproximadamente 90 m y la falla Cananova en el Cerro Miraflores con desplazamientos de alrededor de 1 km.

Conjuntamente con estas zonas geomorfológicas determinadas, aparecen en la región un conjunto de formas menores del relieve o elementos del paisaje que constituyen elementos importantes en la caracterización geomorfológica regional, son criterios de evaluación tectónicas y algunas representan un peligro para el medio ambiente. A continuación se hace un análisis de cada una de ellas partiendo de su origen e importancia en el contexto territorial.

Formas Cársicas. En las rocas del complejo ultramáfico, en el área comprendida entre las cuencas de los ríos Moa y Calentura por el noroeste y el cauce superior del río Jiguaní por el sudeste,

correspondiendo a la parte más alta del peniplano antiguo y a las mayores elevaciones de las Cuchillas de Moa (700-1200 m), aparecen dolinas, sumideros, lapiez o karren así como otras formas cársicas típicas de la zona como las estructuras columnares y piramidales de extremos afilados y cuellos erosionados. Muchas de estas formas aparecen alineadas y orientadas en dirección nordeste y noroeste sirviendo como criterio de fotointerpretación de estructuras disyuntivas.

Núñez Jiménez [1], ha publicado varios trabajos sobre la regionalización del carso cubano ubicando esta zona en el grupo III, denominado Región Cársica del Oriente de Cuba, en el subgrupo montañas de Moa, carso de los antillanos serpentinizados.

Otros autores no concuerdan con que las formas anteriormente descritas en peridotitas se les denomine con el término de cársicas, llamándolas como pseudocarso en peridotitas, al plantear que el proceso que las origina no es por disolución, si no por lavado de los ocre arcillosos debido a la acción de las aguas pluviales y de infiltración, es decir, que su origen está asociado a un proceso de lixiviación y sufusión a través de grietas y fisuras por donde se escurre el material acarreado.

El nombre de carso se le asignó a las formas exóticas del relieve presentes en la meseta de Karst en Yugoslavia donde se determinó una génesis por disolución de rocas solubles, generalizándose posteriormente el término para formas y génesis similares. Con el desarrollo de las investigaciones geomorfológicas se ha demostrado la existencia de estas formas sobre otras litologías donde no ocurre la disolución, por lo que se hace necesario reformular y hacer más extensivo la definición original de modo que incluya los procesos de sufusión dentro de las variables genéticas de las formas topográficas irregulares típicas del intemperismo químico.

Lo que es indiscutible en la región es la presencia de un sector de aproximadamente 120 km², de los cuales 72 km² están dentro del área objeto de investigación, de formas de relieve no típicas de la litología presente y que se asocian cronológicamente con las formas cársicas de los niveles superiores de las terrazas de Maisí [1]. Con menor densidad, este fenómeno aparece con frecuencia en las laderas de los márgenes de algunos cursos fluviales como por ejemplo en el río Cayo Guam y en la zona norte litoral.

En los estudios paisajísticos, en la evaluación medioambiental y en la proyección de la actividad constructiva este fenómeno debe tenerse en cuenta debido a la influencia del mismo en el comportamiento físico-mecánico de las rocas, en la dinámica de las aguas subterráneas y en los procesos erosivos.

Barrancos. Es muy frecuente dentro del territorio encontrar formación de barrancos en la parte alta y media de los ríos que atraviesan el complejo ofiolítico y que tienen un fuerte control estructural.

Estos barrancos alcanzan su mayor expresión en la parte centro meridional y llegan a desarrollar pendientes de hasta 45° con alturas máximas de 240 m, lo cual hace susceptible a estos sectores al deslizamiento y arrastre de suelos. Ante la actividad sísmica estos barrancos constituyen sectores de alta vulnerabilidad, no sólo por que su génesis está relacionada con las estructuras tectónicas activas del territorio sino también, por que favorecen la dinámica erosiva en su superficie que debido a las grandes pendientes se encuentran descubiertas de vegetación.

Existen otras dos formas del paisaje que aun cuando tienen un origen antrópico son tratadas en este epígrafe ya que deben constituir una preocupación constante para el hombre ante el peligro latente de las consecuencias que ellas puedan acarrear al medio ambiente.

Una de ellas son las áreas minadas y escombreras que con el crecimiento de la producción niquelífera se agigantan, constituyendo sectores descubiertos y desmembrados que aceleran el proceso de acarcavamiento, intensifican el arrastre de los suelos con la consabida ruptura del equilibrio fluvial y provocan la acumulación anómala de sedimentos en las zonas bajas.

La otra forma está constituida por las presas de colas que se multiplican en el paisaje moense y degradan progresivamente el medio físico. En la actualidad en Moa aproximadamente 20 km² de la superficie están afectados por estos fenómenos, sin tener en cuenta las áreas descubiertas por la actividad constructiva social e industrial y vías de acceso y se prevé, que con la puesta en funcionamiento a corto plazo de la nueva industria niquelífera en construcción, esta cifra se agrande.

Estas formas, además de alterar morfológicamente la superficie constituyen sectores de pérdida de la cobertura vegetal lo cual no sólo altera el ciclo hidrológico sino también facilita la acción de un agente erosivo intenso como el viento, corriéndose el riesgo de un proceso de desertificación artificial.

Al analizar el comportamiento del relieve en la región y tomando como referencia el mapa geólogo tectónico del territorio[4, 5], puede notarse la relación estrecha que existe entre las formas del relieve y las estructuras disyuntivas que afectan a las litologías de la región. Esta relación estrecha se hace más evidente con las estructuras falladas de dirección norte-noreste y noroeste que dividen el territorio en bloques morfotectónicos. En otros casos, puede observarse la expresión geomorfológica de estructuras más antiguas que a pesar de la intensa meteorización sufrida por las rocas en la región se conservan como es el caso de las zonas de contacto entre las rocas básicas y ultrabásicas al sureste del Cerro Miraflores y en la vertiente oriental de Río Quesigua, pudiendo al respecto concluir que a pesar del desarrollo intenso de los procesos denudativos en el relieve actual

del territorio, los rasgos tectónicos tanto de la etapa neotectónica como antigua se manifiestan con gran intensidad.

Conclusiones.

Geomorfológicamente el territorio fue caracterizado a través de las dos zonas geomorfológicas principales que en él se desarrollan: Zona de relieve de llanuras y zona de relieve de montañas, las cuales han sido descritas teniendo en cuenta los procesos morfogénicos y elementos morfológicos que la identifican, así como los elementos estructurales que la condicionan. De forma simultánea se han asumido los elementos del paisaje para la caracterización tectónica y en particular neotectónica del área.

Respecto a la tectónica se concluye que en el área de investigación de forma nítida y frecuente se pueden observar los elementos del relieve y las diferentes zonas geomorfológicas desplazadas o limitadas por estructuras tectónicas activas en períodos recientes.

Paralelamente a lo anterior fueron descritos elementos del paisaje, natural o antrópico, que son de vital importancia en la evaluación medio ambiental de la región y que deben tenerse en cuenta para la proyección de la actividad constructiva futura y en la conservación de las ya existentes.

Referencias Bibliográficas

1. Nuñez Jiménez A., Korin J., Finko V., Formell F. (1967) Notas preliminares acerca del carso en peridotitas, Sierra de Moa, Oriente, Cuba. Revista Geología No.1,
2. Oliva G. (1989) nuevo Atlas Nacional de Cuba. Instituto de Geografía, ACC,
3. Portela A. (1989) Relieve, nuevo Atlas Nacional de Cuba. Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba,
4. Rodríguez A. (1999), Estudio morfotectónico de Moa y áreas adyacentes para la evaluación del riesgo de génesis tectónica. Tesis doctoral.
5. Rodríguez A. (1998) Relieve y Neotectónica de la región de Moa. Revista Tecnológica, Serie Níquel, No.1.

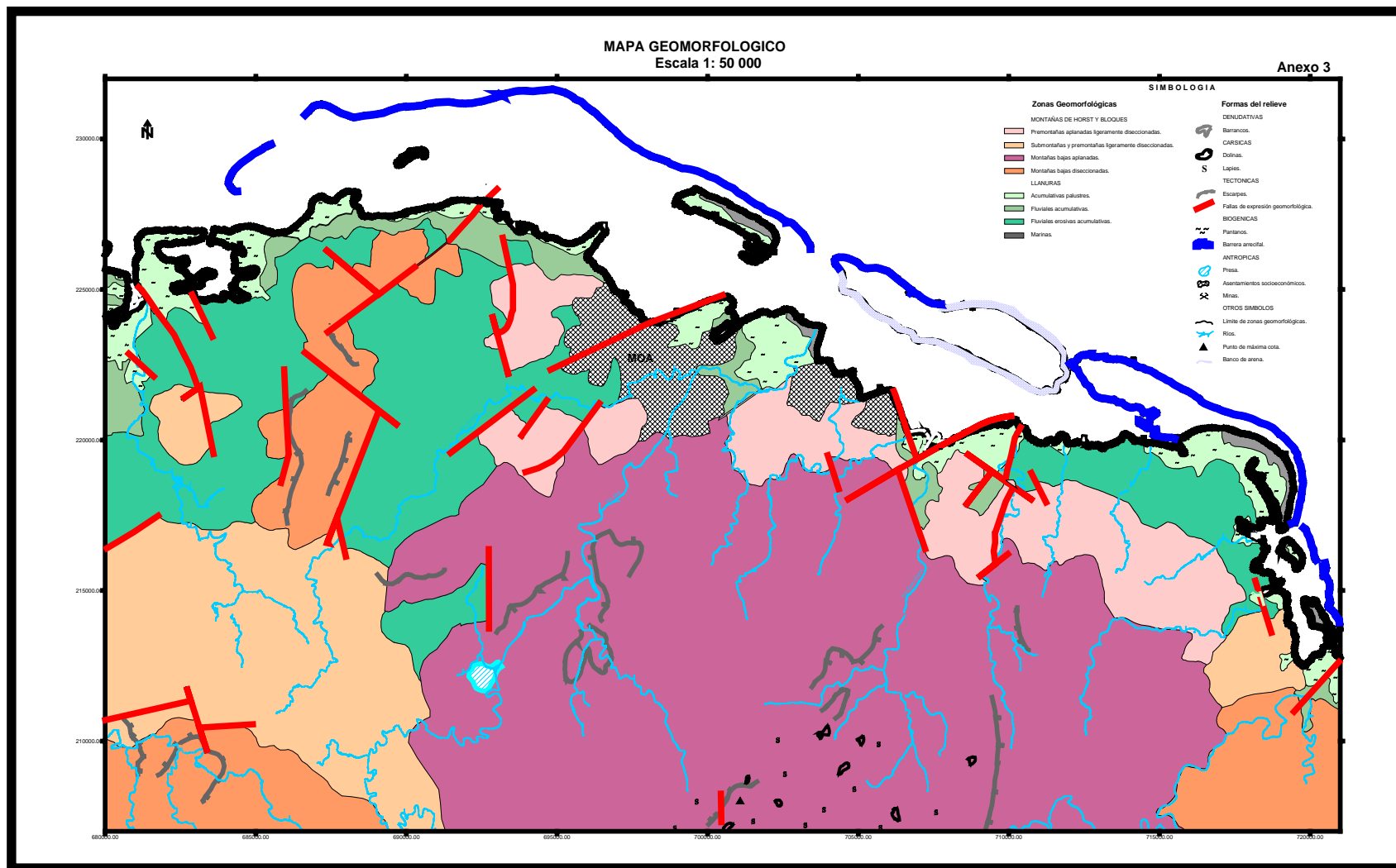


Figura 1: Mapa geomorfológico de la región de Moa.

NUEVOS DATOS SOBRE LA GEOMORFOLOGÍA DE LAS TERRAZAS MARINAS DE LA REGIÓN HABANA-MATANZAS

Ramón O. Pérez Aragón, Leandro L. Peñalver Hernández, Jesús Triff Oquendo, Ramón Rivada Suárez^(*)

^(*) Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Línea del Ferrocarril, San Miguel del Padrón, Ciudad de La Habana, Cuba. C. Elect.: igpcnig@ceniai.inf.cu

RESUMEN

Se analizan en detalle los diferentes niveles de terrazas marinas en un sector al noroeste de la ciudad de Matanzas, constatándose que un primer nivel se desarrolla en las rocas de la Formación Jaimanitas y otros tres superiores en rocas de la Formación Vedado. Se caracteriza el desarrollo de los diferentes elementos del proceso cársico en cada nivel de terraza, destacándose las diferencias entre el diente de perro desarrollado en cada una de las formaciones mencionadas. Así mismo, se distingue la diferencia en el desarrollo de casimbas y la formación de cavernas. Estas últimas son muy comunes en las terrazas elevadas de la Formación Vedado. Sobre la base de la fotointerpretación y especialmente mediante la utilización de maquetas tridimensionales del territorio obtenidas a partir del procesamiento digital del relieve y la confección del modelo digital del terreno, se pudo detectar por primera vez en Cuba Occidental, la existencia de un cuarto nivel de terraza marina ubicado entre los 75 y 100 m sobre el nivel del mar. Este cuarto nivel, desarrollado también sobre la Formación Vedado, no es continuo, al parecer debido a un marcado proceso erosivo, no obstante, sus relictos pudieron ser observados en varios lugares durante las comprobaciones de campo. Esta interpretación es completamente novedosa, ya que en la literatura geomorfológica de Cuba Occidental se reconocen como máximo tres niveles de terrazas marinas pleistocénicas, que tienen su mejor expresión precisamente en la zona de los trabajos, donde se conocen con los nombres de las terrazas de Seboruco, La Rayonera y Yucayo. Para el nuevo nivel de terraza propuesto, los autores sugieren el nombre de San José, coincidente con una de las localidades geográficas donde la misma aparece bien expuesta. Teniendo en cuenta la belleza del paisaje natural que ellas constituyen, su alto valor científico y su favorable nivel de accesibilidad, se sugiere que la región sea explotada desde el punto de vista del turismo ecológico o de naturaleza.

ABSTRACT

It has been analyzed in detail the different levels of marine terraces in a sector to the northwest of the Matanzas city, being verified that a first level is developed in the rocks of the Jaimanitas Formation and other three superiors in rocks of the Vedado Formation. The development of the different elements of the karst process is characterized in each terrace level, standing out the differences among the greeks developed in each one of the mentioned formations. Likewise, it is distinguished the difference in the casimbas development and the formation of caverns. These last ones are very common in the high terraces of the Vedado Formation. By photointerpretation and especially by using three-dimensional models of the territory, obtained by digital processing of the relief, it was detected for the first time in Western Cuba, the existence of a fourth level of marine terrace which is located between the 75 and 100 m over the sea level. This fourth level, also developed on the Vedado Formation, is not continuous, apparently due to an intense erosive process; nevertheless, its relicts could be observed in several places during the field checking. This interpretation is totally novel, since in the geomorphological literature of Western Cuba they are recognized as maximum three levels of Pleistocene marine terraces, that in fact have its best expression in the area of the works, where they are known as Seboruco, The Rayonera and Yucayo terraces. For the new proposed terrace level, the authors suggest San José's name, coincident with one of the geographical places where the same one appears very well exposed. Keeping in mind the beauty of the natural landscape that they constitute and their high scientific value and also their favorable degree of accessibility, it is suggested that the region would be exploited from the point of view of the ecological or nature tourism.

INTRODUCCIÓN

La región de estudio, sobre la base de la regionalización geomorfológica de M. Acevedo (1989), se encuentra enmarcada en las alturas de Habana-Matanzas, específicamente en el subgrupo Morro-Matanzas, comprendidos en la megarregión Cuba Occidental. Limita al norte con el Océano Atlántico, al sur con la ciudad de Matanzas, al este con las aguas que bañan la Bahía de Matanzas y al oeste con Canasí y con una parte del Valle de Yumurí. En las proximidades de esta zona e inmediatamente al este se localiza la Bahía de Matanzas, la que se prolonga debajo del mar mediante un cañón submarino que se extiende hasta los límites con el pie del talud insular, atravesando la pendiente abrupta, diseccionada, del propio talud insular. Precisamente en esta zona, Ch. Ducloz (1963), reconoció una meseta sumergida que va desde algunos centenares de metros hasta más de 1 km de ancho y donde se han reconocido 4 niveles de terrazas escalonadas que van desde -1 m hasta -40 m aproximadamente, y que según éste autor, de forma detallada ocupan las siguientes posiciones: de 0 a -1 m; de -2 a -6 m; de -10 a -17 m y de -20 a -55 m. La terraza más baja está limitada hacia el mar abierto por un acantilado vertical de 100 a 200 m de altura bajo las aguas. Estas terrazas son más evidentes en la orilla oriental de la bahía de Matanzas. La zona es eminentemente cársica, reconociéndose en la región emergida tres tipos fundamentales de carso: llano litoral con alturas menores de 20 m; llano con fenómenos cársicos superficiales frecuentes y alturas entre 10 y 50 m y también llano con escasos fenómenos cársicos superficiales con alturas que oscilan entre 20 y 100 m. En los dos primeros tipos de carso es frecuente el desarrollo del diente de perro, el que en el borde costero es más pequeño y menos desarrollado, mientras que en las terrazas marinas elevadas alcanza algunas decenas de cm de alto. Pequeñas casimbas conforman el relieve, tanto en la terraza marina bajas como en las elevadas. Nuestras observaciones de campo señalan que realmente la altura de los dos primeros tipos de carso se eleva hasta los 70 m sobre el nivel del mar. Junto con el desarrollo de las casimbas y el lapiez, no menos típica resulta la ocurrencia de grandes dolinas en algunas de las cuales se han formado grandes cuevas posiblemente de origen freato-fluvial.

MATERIALES Y MÉTODOS

Sobre la base de la fotointerpretación estereoscópica de imágenes aéreas pancromáticas y especialmente mediante la utilización de maquetas tridimensionales del territorio obtenidas a partir del procesamiento digital del relieve y la confección del modelo digital del terreno, se pudo detectar por primera vez en Cuba Occidental, la existencia de un cuarto nivel de terraza marina ubicado entre los 75 y 100 m sobre el nivel del mar. Este cuarto nivel, desarrollado también sobre la Formación Vedado y denominado por los autores como terraza San José, no es continuo, al parecer debido a un marcado proceso erosivo, no obstante, sus relictos pudieron ser observados en varios lugares durante las comprobaciones de campo. Esta interpretación es completamente novedosa, ya que en la literatura

geomorfológica de Cuba Occidental se reconocen como máximo tres niveles de terrazas marinas pleistocénicas, que tienen su mejor expresión precisamente en la zona de los trabajos, donde se conocen con los nombres de las terrazas de Seboruco, La Rayonera y Yucayo. Para el nuevo nivel de terraza propuesto, los autores sugieren el nombre de San José, coincidente con una de las localidades geográficas donde la misma aparece bien expuesta.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El relieve de Cuba está condicionado por su posición en el arco insular de las Antillas, en la zona de interacción de las placas de América del Norte y del Caribe, por su ubicación en el borde septentrional de la zona de los bosques tropicales periódicamente húmedos y por la influencia de las oscilaciones paleoclimáticas del Cuaternario. Ello determina la heterogeneidad, la complejidad, el carácter y el desarrollo de sus elementos morfoestructurales y morfoesculturales. Por otra parte, el desarrollo morfoestructural de Cuba se caracteriza por el predominio de las morfoestructuras de bloques, mientras que las formas plegadas son relícticas y muertas, a lo que se puede asociar que la etapa de formación del relieve cubano (y de la región de estudio) comienza en el Paleógeno, cuando se inician los movimientos verticales como tendencia fundamental y disminuyen notablemente los movimientos horizontales. En la zona de Matanzas, según Portela et al (1989) se distingue el grupo de alturas tectónico-estructurales de edad Neógeno-Cuaternaria, de bloques, pseudo periclinales y carsificadas, las que en el borde costero pasan a llanuras marinas aterrazadas (de series escalonadas), donde se destacan tres niveles reconocidos de terrazas, aunque los autores distinguen la presencia de los restos de lo que pudiera ser un cuarto nivel de terraza muy erosionado, siendo en este caso los dos niveles superiores abrasivos y abrasivo-erosivos, con alturas que superan los 50 m, estando diseccionados. Las superficies inferiores más jóvenes, son predominantemente abrasivas y abrasivo-acumulativas. A partir del Oligoceno Superior y hasta el Mioceno Medio tiene lugar una larga etapa de relativa estabilidad tectónica, con formación de cuencas sedimentarias tranquilas y separación del territorio en varias islas. El relieve durante ese tiempo fue denudado, formándose amplias llanuras planas y onduladas. Las superficies de nivelación más antiguas conservadas en el relieve actual son las desarrolladas entonces. En un amplio territorio de los alrededores de Matanzas, Ch. Ducloz (1963) reconoció siete superficies de erosión, las que consideró de génesis continental, es decir, peniplanos formados por la denudación continental de las rocas infrayacentes, una de esas superficies, denominada Superficie de Santoyo, se encuentra dentro del área de estudio y limita por el norte y noreste con las terrazas marinas, también nominalizadas por Ducloz. Teniendo en cuenta el grado de detalle que exige este trabajo, al presentarse un mapa geomorfológico a escala 1: 25 000, se pasa a describir las diferentes superficies presentes en la zona, comenzando por la más antigua y actualizando en todo lo posible la información brindada por Ch. Ducloz.

Superficie de Santoyo. Constituye, localmente, vastas extensiones que se miden por decenas de kilómetros cuadrados y es uno de los elementos morfológicos característicos de la región al noreste de la ciudad de Matanzas. Su estado de conservación es muy alto, distinguiéndose las combaduras e incluso los muy ligeros plegamientos que la han deformado. De una manera muy evidente se comprueba que se trata de una llanura de origen cársico, lo que se manifiesta por las relaciones del plano de la superficie con los relieves circundantes, así como por la naturaleza del suelo que la recubre (residual rojizo, arcilloso). La altura de esta superficie en la zona de estudio varía entre 70 y 130 m por el propio grado de desarrollo del carso, el que presenta en los lugares en que aun se conserva el diente de perro, una mayor erosión, estando éste prácticamente aplanado, sin las aristas agudas que caracterizan al lapiez que se desarrolla en las terrazas marinas de la Fm Vedado (Yucayo, San José y La Rayonera). Al mismo tiempo, en esta llanura ondulada, tiene poco desarrollo el sistema de casimbas y dolinas, muy común en las rocas más jóvenes de las terrazas marinas y en cambio se desarrollan nítidamente formas parecidas a los surcos de erosión por los cuales fluyen las corrientes temporales en épocas de abundantes lluvias. La altura de esta superficie en la zona de estudio varía entre 70 y 150 m. En la pendiente norte del gran anfiteatro del Valle de Yumurí, esta llanura ligeramente ondulada está ampliamente conservada en la superficie topográfica de la cuesta formada por las calizas y las margas de la cubierta miocénica correspondientes a las formaciones Güines y Cojimar. A lo largo de la línea cimera de la cuesta, la superficie alcanza altitudes de 120 a 130 m; ella va descendiendo suavemente hacia el norte siguiendo un plano cuyo declive es de alrededor de 2 grados, hasta una ruptura de la pendiente en los alrededores de la cota 70 m. Según Ducloz, la superficie de Santoyo debe tener edad Plioceno y debe ser anterior a las grandes glaciaciones pleistocénicas.

Terrazas marinas

Posiblemente en toda Cuba Occidental, la zona donde mejor se exponen las terrazas marinas sea, precisamente, en las inmediaciones de la región de estudio, donde estas gigantescas escaleras ascienden desde el nivel del mar hacia la cima de las colinas que encierran la bahía. Nos referiremos a continuación a las que se describen en el mapa geomorfológico propuesto.

Terraza de San José. Las observaciones de campo, así como la interpretación de las imágenes aéreas inducen a pensar que en algunas zonas, topográficamente más elevadas que las que se relacionan con la Tercera Terraza marina (Terraza de La Rayonera), se observan vestigios de lo que fue otra terraza, muy erosionada en la actualidad y que debe corresponder, siguiendo el orden numérico a la Cuarta Terraza. Las características geológicas de las rocas que conforman los remanentes de este nivel, son muy semejantes a las de las terrazas segunda y tercera (Yucayo y La Rayonera, respectivamente), ya que se trata también de rocas de la Fm. Vedado, con un diente de perro (lapiez) muy agudo, con un buen desarrollo de otros fenómenos cársicos como son las casimbas y dolinas. Más de una decena de puntos

de observación básica tomados en el campo atestiguan que las alturas a que se encuentra esta terraza oscilan desde 75 m hasta 100 m s.n.m en la actualidad. Esta superficie, prácticamente coincide con un área que Ch. Ducloz (1963) no definió, apareciendo como una zona en blanco en el mapa geomorfológico que elaboró para la región. El espesor de las rocas de la Fm. Vedado es muy pequeño en esta área, no sobrepasando, generalmente los 2.0 m de potencia. En muchas ocasiones las rocas infrayacentes de la Fm. Güines se acercan a la superficie, aflorando en aquellos lugares donde la erosión ha sido más intensa. La escarpa que debe separar esta terraza de la superficie de Santoyo, más elevada que ésta, no siempre puede distinguirse con nitidez. En ocasiones se presenta como un escalón de alrededor de 5.0 m de altura, otras veces el ascenso es gradual y es imposible hablar de una escarpa propiamente dicha. Estos son, entre otros, los efectos de la intensa erosión subaérea a que se ha sometido esta terraza, que por demás fue la primera que se formó. La zona en que más típicamente se observan los remanentes de esta terraza se encuentra inmediatamente al norte de San José, por lo que utilizamos este nombre para la misma. La edad de esta terraza, evidentemente, es Pleistoceno antiguo, anterior a los otros dos niveles de terrazas marinas que se desarrollan también en las rocas de la Fm. Vedado.

Terraza de La Rayonera. Esta terraza se puede seguir a lo largo de una distancia de 20km, desde Versailles hasta Punta Guanós, siguiendo el promontorio que forma la costa occidental de la Bahía de Matanzas. Ella está limitada hacia el mar en la región que se extiende desde Versailles hasta el promontorio de Punta de Uvero Alto por un acantilado vertical de 6 a 9 m. Al oeste de esa región ese acantilado disminuye de altura y al oeste de Punta Seboruco es reemplazado por un talud más o menos escarpado. El margen interior de la terraza está marcado por un talud de inclinación moderado, excepto en la región de la Finca Tejeiro, donde existe un pequeño acantilado (Ch. Ducloz, 1963). En esta terraza se desarrolla fuertemente el carso, observándose grandes dolinas y cuevas de origen freato-fluviales. En la región de Matanzas, cerca de la Fábrica La Rayonera, el borde externo de la terraza está a una altitud de 39 m, mientras que su borde interno está alrededor de 51 m, por consiguiente está afectada en esta región por un buzamiento hacia el mar de 3 a 4 grados. Hacia el oeste, la terraza disminuye la altitud y a la derecha de la Punta Seboruco, su borde externo no se encuentra a más de 25 m sobre el nivel del mar. El carácter marino de la terraza de La Rayonera es conservado únicamente en la región de Tejeiro donde se ven todavía los restos de un acantilado marino, así como líneas paralelas en el borde externo de la terraza y que deben ser de los strand-lines (líneas de corrientes), (Ch. Ducloz, 1963). La superficie de la terraza no es absolutamente plana, se observan allí irregularidades debidas a la erosión fluvio-cársica reciente, como al norte de Tejeiro o en los movimientos de rejuvenecimiento a lo largo de las quebraduras, tales como aquellas que se ubican en la Superficie de Santoyo, en la región de La Cumbre. Consideraciones altimétricas muestran que la terraza de La Rayonera debió ser tallada por el mar, cuyo nivel de base controló el aplanamiento de otra superficie ubicada fuera de la zona de estudio (Superficie de Bellamar (40-90 m), por lo tanto ella debe ser del Plioceno (Ch. Ducloz, 1963). Sin embargo, en la

actualidad, sobre la base de la edad que se le asigna a las rocas que constituyen esta terraza, los autores le atribuyen una edad posterior al Pleistoceno inferior. Sobre la superficie de esta terraza se observa al noreste de Tejeiro y en menor grado al norte de Los Mangos, una terraza secundaria que se eleva de 2.0 a 2.5 m por sobre la superficie de la terraza principal constituida por las mismas rocas de la Fm. Vedado. Esta terraza secundaria se localiza en las cercanías del límite con la terraza de Yucayo.

Terraza de Yucayo. Se denomina así a una terraza estrecha pero marcadamente bien definida y cuya altitud media en la región que bordea la Bahía de Matanzas es de 30 m. Ella está limitada hacia el mar por un acantilado vertical de 6 a 14 m que presenta en algunos lugares, en su base, grutas marinas indicando que, durante una época no muy remota, ella fue batida por las olas como lo son en la actualidad los arrecifes coralinos a lo largo de la costa de Matanzas. Este acantilado se extiende desde Versalles hasta alrededor del Promontorio de Punta Uvero Alto y de allí hasta Punta Guanós, a lo largo de una distancia de 18 km. En la región al este de Versalles, el borde externo de la terraza de Yucayo es de 24 m de altitud, mientras que su borde interno es de 30 m. Al este de La Rayonera, el borde interno asciende progresivamente hasta 33 m, su superficie, en esta región, está afectada por un declive hacia el mar de 1.5° , es decir, ella está menos inclinada que la terraza que la domina. Al igual que ésta última, ella no es completamente horizontal como se podría suponer a primera vista; incluso ella varía de altitud en límites bastante grandes. En las proximidades de La Rayonera, ella tiene una altitud media de 29 m, pero se reduce progresivamente hacia el oeste, alejándose del promontorio de Punta Uvero Alto. Al oeste de Punta Rubalcava, no alcanza mucho más de 20 m y en Punta Guanós, unos 15 m. A la altura de La Rayonera y hacia el norte existe una pequeña terraza secundaria que se levanta a 2-3 m por encima del plano principal de la terraza de Yucayo. A partir de Punta Uvero Alto esta terraza secundaria forma ella misma un escalón en la Terraza Yucayo. La existencia de un acantilado vertical en el borde interno de la Terraza de Yucayo, así como de "strand lines" en la parte de la terraza próxima a Punta Uvero Alto, confirma claramente su origen marino. La Terraza Yucayo está mejor conservada que la Terraza de La Rayonera, en la cual se encajona. Sin embargo, ella ha sufrido una erosión cársica muy prolongada, lo que se traduce en la formación de un lapiez y de un suelo residual de color rojizo. La edad asignada por Ch. Ducloz (1963) para esta terraza fue de Pleistoceno antiguo. Realmente ella debe ser algo más joven, posiblemente Pleistoceno medio.

Terraza de Seboruco. La Terraza Seboruco o arrecife levantado como lo definió Ch. Ducloz (1963) es el elemento fisiográfico del litoral cubano mejor preservado y el más persistente, alcanzando una altitud que varía entre 6 y 8 m. Esta terraza, a diferencia de las superiores, es la única que es constructiva (acumulativa) y está formada por calizas porosas que contienen numerosos corales, margas muy fosilíferas y algunas veces, calcarenitas. La base de estos depósitos es muy irregular, mientras que su parte superior forma un plano ligeramente inclinado hacia el mar. La superficie de esta banqueta caliza, en su parte exterior, está erizada de pequeñas asperezas (diente de perro) que se deben a la acción

disolvente de las salpicaduras del mar. Los depósitos de ésta Terraza de Seboruco han sido llamados Formación Jaimanitas por J. Brodermann (1943), nombre que aun se mantiene en uso. Este último autor sugirió una diferencia entre el arrecife levantado (Fm. Jaimanitas) de la época del Pleistoceno y las calizas del Seboruco de la época reciente. Al respecto, Ch. Ducloz (1963), consideró erróneamente que el Seboruco y la Fm. Jaimanitas correspondían a una misma formación, cuando en realidad hay un Seboruco que debe tener una edad holocénica y otro que efectivamente, coincide con la Fm. Jaimanitas. La denominada por Ducloz (1963) Terraza de Seboruco está formada por calizas blanquecinas, porosas, que contienen en algunos lugares corales en posición de crecimiento, calizas gredosas fosilíferas, gredas (margas) y calcarenitas. Estos depósitos con frecuencia han sido explotados como piedra de cantería. Su espesor es variable, en algunos lugares alcanza apenas pocas decenas de centímetros, mientras que en algunos acantilados de la costa llega hasta 6 m. Autores diversos han estimado espesores de hasta 12 m, e inclusive, de algunas decenas de metros. No obstante, el criterio más difundido es que su espesor no pasa de 8-10 m. La Terraza de Seboruco en la acepción de Ch. Ducloz (1963), en la región de Matanzas forma una estrecha banda costera que varía generalmente entre 100 y 500 m de amplitud, pero que localmente puede aumentar; ella está ligeramente inclinada hacia el mar y la altitud alcanzada por su borde interno varía entre 5 y 10 m. Vista a distancia ella parece horizontal. Con frecuencia está limitada hacia el mar por un acantilado de 1 a 6 m de alto, cuya base es batida por las olas. Existe generalmente al pie de este acantilado, una entalladura de unos 50 cm de alto por 40 cm de profundidad (notchline) debida a la erosión química y que corresponde a la zona de fluctuación media de las mareas. El borde interno de la terraza está marcado por el acantilado de la Terraza de Yucayo la cual tiene altura de 16 m y debe tener edad Pleistoceno antiguo según Ch. Ducloz (1963) y cuya base está en algunos lugares cortada por una solapa de disolución o surcada por grutas marinas. Al oeste de Punta Rubalcava, el borde externo de la terraza está a una altitud de alrededor de 2 m, mientras que su borde interno se eleva hasta 5 o 7 m. Ella se inclina hacia el mar de 1° a 3° . En la parte más convexa del promontorio de Punta de Uvero Alto, la Terraza Seboruco está cortada por grietas verticales generalmente paralelas a la costa. Estas fracturas, así como el pequeño fallamiento-promontorio de Punta Sabanilla, son las únicas indicaciones de que han ocurrido movimientos recientes que han afectado la terraza en la región estudiada. La edad de esta terraza debe considerarse del Pleistoceno Superior parte alta al Holoceno temprano.

Camellón de Tormentas. Sobre la superficie de la terraza baja, denominada por Ducloz (1963) Terraza de Seboruco se encuentra un Camellón de Tormenta bajo, de alrededor de 5 m de altura, que constituye una elevación muy alargada, de varios kilómetros de longitud, constituido por una arena biógena de grano medio que envuelve una enorme cantidad de bloques constituidos por corales de diferentes especies y de fragmentos de calizas de la propia Fm. Jaimanitas infrayacente. Lamentablemente, décadas atrás este camellón fue sometido a una excesiva explotación de sus arenas y en la actualidad sólo se pueden observar las acumulaciones groseras de corales y bloques de la caliza de la Fm.

Jaimanitas que quedaron como restos del proceso de cernido para la extracción de la arena. La edad de estos depósitos es Holoceno, posiblemente correlacionable con la Transgresión Flandriana, datada en unos 5 000 años A.P.

CONCLUSIONES

La detección de un cuarto nivel de terrazas por primera vez en la región reviste una gran importancia desde el punto de vista científico y constituye un aporte al conocimiento de la geomorfología de la región. Pero además, el propio hecho de que la región posea las exposiciones de terrazas marinas más notorias de Cuba Occidental, las cuales, conjuntamente con las demás manifestaciones de carso presentes conforman un paisaje natural de una gran belleza, le confiere importancia no solamente científica, sino también económica por su gran valor para la explotación del turismo ecológico o de naturaleza.

BIBLIOGRAFIA.

- Atlas Nacional de Cuba (1989). Colectivo de autores.
- Brodermann, J. (1943). Determinación geológica de la Cuenca de Vento. Rev. Soc. Cubano Ing. 34; 272-315.
- Cruz Rodríguez, F. et al (1999). Informe final sobre el reconocimiento geológico de la materia prima para cemento Bacunayagua-B. de Matanzas. Archivos Geominera.
- Ducloz, Ch. (1963). Estudio Geomorfológico de la región de Matanzas, Cuba. Archivo. Sci. Sec. Phys. Hist. Nat. Gêneve, 16 (2); 351-402.
- Formell, F. (1989). Mapa Tectónico de Cuba a escala 1:100 000 en Nuevo Atlas Nacional de Cuba.
- Hernández, A., et al (1975). II Clasificación de los Suelo de Cuba. Serie Suelos No.23 A. C. Cuba.
- Iturralde, M. (1977). Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. Informe Científico-Técnico No. 20. IGP. La Habana.
- Ionin, A. S. et al (1977). Geología de la plataforma marina de Cuba. Editorial Nauka, p.1-125
- Kartashov, I.P. et al (1981). El Antropógeno de Cuba Edit. Nauka. Vol. 356; p. 1-145. Moscú.
- Léxico Estratigráfico de Cuba (1992). Colectivo de autores. Manuscrito Archivos del IGP.
- Orbera, L. (1989): Mapa Neotectónico de Cuba a escala 1:2 000000 en Nuevo Atlas Nacional de Cuba.
- Peñalver, L. L., et al (1999). Informe final del Proyecto Cambios Climáticos en Cuba Centro-Oriental durante el Cuaternario sobre bases geológicas. Manuscritos. Archivos del IGP.
- Piotrowski, J. (1981). Texto explicativo del Levantamiento geológico de la provincia de Matanzas a escala 1:250 000. Manuscrito Archivos del IGP.
- Shantzer, E. V. et al (1976). Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba, las terrazas pleistocénicas de la región Habana-Matanzas y los sedimentos vinculados a ellas. IGP. Acad. Cienc. de Cuba, La Habana. Serie Geol. (21); 1-26

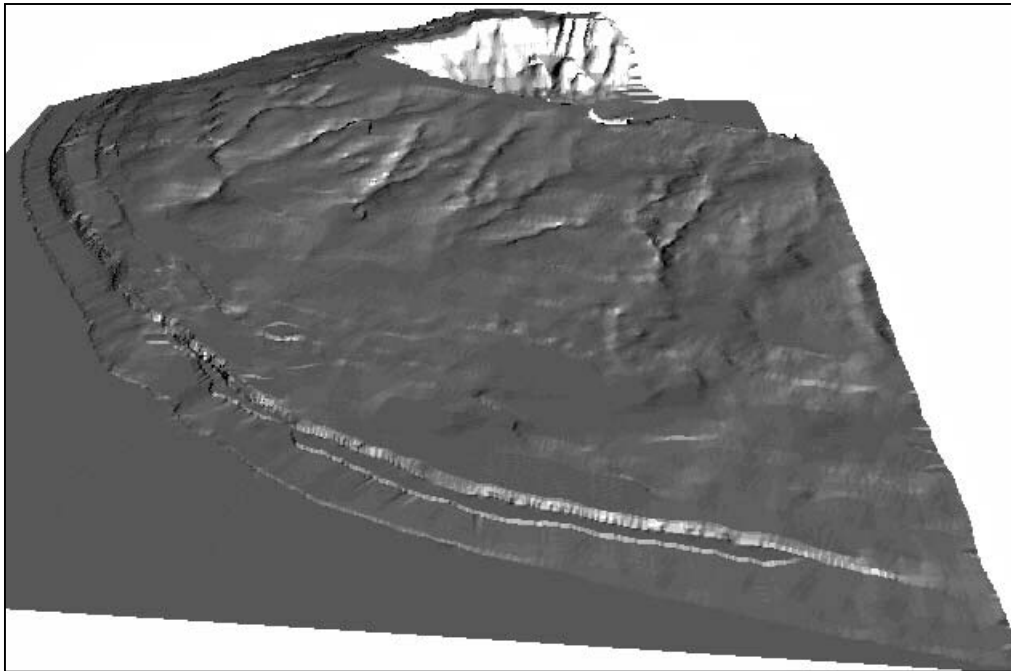


Figura 1. Maqueta tridimensional de la región estudiada. Obsérvese la clara expresión de los diferentes niveles de terrazas.



Figura 2. Solapa de abrasión de la escarpa principal de la terraza de Yucayo.



Figura 3. Cuevas freato-fluviales dentro de la terraza La Rayonera (Cueva de la Campana)