



CUADERNOS de Geomorfología de Cuba

Número 1, julio del 2021



■ MORFOESTRUCTURAS. Tercera parte Vías de clasificación y caracterización.	1
■ Vladimir Otero Collazo, su huella en la Espeleología	32

Queridos colegas y amigos:

Desde el lanzamiento de CubaGeográfica a finales del 2015 ustedes nos han sugerido hacer una publicación que permita exponer, con el detalle y la extensión merecidas, las nuevas ideas y evidencias geomorfológicas junto con algunos materiales inéditos que recopilaron muchos especialistas durante años de trabajo y de expediciones.

Por eso creamos los Cuadernos de Geomorfología de Cuba bajo el sello de CubaGeográfica, que serán parte de ella como una publicación dirigida a especialistas para exponer resultados que de otra forma difícilmente hallarían un espacio para ser tratados de manera debida.

Aspiramos a que éste sea el sitio para dar a conocer temas cuya divulgación quedó en suspenso o que no llegaron a todos los interesados. También podrán aquí exponerse las nuevas ideas e investigaciones, promover la discusión sobre las cuestiones medulares del relieve de Cuba, hablar de descubrimientos y de colaboración.

Desde este primer número invitamos a los especialistas del amplio abanico de ciencias del relieve y sus afines a exponer aquí sus trabajos.

Antonio R. Magaz y Armando H. Portela
Editores

Dedicatoria

A la memoria de mi maestro y amigo el doctor
Dmitri Anatolevich Lilienberg,
padre de la geomorfología científica cubana,
quien con su amplia visión me mostró los caminos
más importantes en el estudio del relieve.

Agradecimientos

A los esforzados miembros de la Sociedad Espeleológica de Cuba, por su contribución y apoyo a los trabajos de topografía subterránea.

En particular, Vladimir Otero Collazo, Oriol Chávez, Antonio González y Brigitte Pileta, de los grupos Ciro Berrios y Antonio Núñez Jiménez de La Habana

A Javier Yraola Rodríguez, y Yudiel Baldoquín Reyes del grupo Ariguanabo de Artemisa.

A Roberto Novo Carbó, Antonio Javier Quintana, Mayelín Hernández, Irisael González, Raudel del Llano, Hilario Carmenate y Pedro Luis Hernández de los grupos GEDA y Guaniguanico.

A José Eliécer Corella Varona, René Tejeda Míguez, Leonel Tauler y Reinerio Delgado del grupo de Exploraciones Científicas de Gibara. Todos ejemplos de esa institución de estudios subterráneos.

Morfoestructuras

Las vías principales para su identificación y caracterización

Por Antonio R. Magaz

Si entendemos por morfoestructura a todas las formas de la superficie terrestre que reflejan las particularidades de la estructura geológica, podría pensarse que su cartografía y todos sus atributos quedarían resueltos mediante la conciliación de los mapas topográficos y geológicos convencionales como procedimiento único.

Es cierto que estos materiales deben ser revisados en el curso de una investigación, pero estas unidades del relieve estructural quedarían insuficientemente caracterizadas en su origen, evolución, morfología y edad sin el análisis geomorfológico y la identificación de elementos clave que por lo general no aparecen representados en estas obras cartográficas.

Estos elementos son las superficies creadas por la denudación físico-química, las cortezas de intemperismo de las rocas, las formas de acumulación sedimentaria, las terrazas formadas por el mar y por los ríos, los cañones y los cauces enterrados y colgados, los saltos de agua, los deltas, las cavidades subterráneas y las depresiones cerradas, los manglares y lagunas, los arrecifes coralinos y las formas homólogas sumergidas en el mar.

Estas son formas y superficies de la escultura climática

cuya disposición vertical en el paisaje a manera de pisos y su distribución espacial reflejan los movimientos de las geoestructuras tectónicas que funcionaron durante la etapa de formación del relieve actual.

La morfoestructura identificada a través del estudio de estos elementos esta soportada y sustentada en los principios y leyes fisicogeográficas que funcionan en el medio natural y que explican la conexión entre los procesos endógenos y exógenos de formación del relieve.

Los geógrafos físicos conocen también que el desarrollo del relieve cubano es imposible de explicar sin considerar los procesos de intemperismo en las rocas carbonatadas en su conexión con la morfogénesis que tiene lugar en otros materiales.

Es conveniente recordar que las formas de conducción subterránea de los sistemas kársticos son sólo elementos contenidos dentro del sistema natural que están vinculadas y conectadas en su origen y evolución con otros procesos de la morfogénesis de orden regional que funcionan bajo la influencia de los cambios climáticos y tectónicos.

Antes de denominar a una cavidad subterránea con un término genético propio de procesos que han sido reportados y demostrados en otros territorios lejanos, hay que reconocer previamente, además de la diferencia de los medios hidrogeológicos, su posición en la evolución del paisaje geográfico, es decir, su relación con las variaciones durante el Pleistoceno de los conectados niveles de base marino, fluvial y subterráneo, que es establecer su vínculo con la serie vertical geomorfológica de superficies de planación de distinta génesis y calcular su correlación con estos y otros elementos básicos y luego, a través de este análisis, identificar su origen.

Sobre todo esto trata esta tercera parte de Morfoestructuras que, como se ha dicho, son piezas fundamentales para entender y explicar el medio geográfico y las formas u objetos geomórficos individuales, en particular las cuevas de los terrenos calcáreos.



La definición de la morfoestructura es ambigua si no se estudia su reflejo en la escultura exógena del relieve

Dmitri A. Lilienberg

Sistema de terrazas abrasivas karstificadas en la Meseta de Cabo Cruz

Foto: Parque Nacional Desembarco del Granma

La teoría de las morfoestructuras y sus métodos de análisis aplicados al territorio cubano es un tema apasionante y es básico para comprender el intrincado desarrollo de los paisajes en su magnífica diversidad. Pero el tema es tan extenso y detallado que no cabe en una publicación corta.

Por su amplitud y complejidad teórica, CubaGeográfica decidió abordar este asunto en tres partes.

En la primera se trató la aplicación al relieve cubano de los conceptos teórico-metodológicos de la geomorfología estructural y la identificación de los principios básicos de clasificación para la elaboración del primer mapa morfoestructural nacional.

La segunda parte se dedicó a la génesis y evolución de las morfoestructuras y se enfatizó en la necesidad de crear un modelo de desarrollo geológico para la etapa eocénica-holocénica con enfoque geomorfológico estructural que explique correctamente el relieve de Cuba.

Esta tercera parte se dirige a conocer los morfoelementos esenciales para explicar las morfoestructuras, porque son los que permiten determinar su morfogénesis, su evolución y su cronología relativa o absoluta.

Estos morfoelementos areales son las

superficies poligenéticas de planación del relieve, las cuales se han formado como resultado de la denudación o la acumulación correspondientes a etapas de estabilidad de los niveles de base que se producen entre otras de inestabilidad tectónica o glacioeustática que promueven el movimiento vertical de estos niveles hasta otra nueva posición de planación. En el medio académico estas superficies son reconocidas con los términos de aterrazamiento y superficies de planación, que en el relieve se distribuyen como pisos de distribución heterogénea.

El **aterrazamiento** consiste en distintos niveles topográficos donde las escarpas que los separan no presentan deformaciones cortantes ya que su formación ha dependido de la exogénesis, aún cuando el nivel de abrasión, erosión o karstificación haya sido la causa de la posición tectónica del territorio. Son las terrazas marinas, fluviales, deltaicas y los pisos del karst superficial y subterráneo.

Las **superficies de planación** son restos exogenéticos de mayor extensión que ocupan los niveles cimeros. Corresponden a largas etapas denudativas regionales de peniplanación o pedimentación que se hallan a diferentes niveles y pueden estar delimitadas por fallas posteriores a su formación^[1].

LA FAMILIA MORFOESTRUCTURA/MORFOESCULTURA

La formación del relieve ocurre por la acción combinada de los procesos endógenos y exógenos, que en esencia tienen su origen en el comportamiento de las condiciones tectónicas y climáticas propias de la historia natural.

El tipo de proceso exógeno que modela el relieve (marino, fluvio-marino, fluvial, kárstico, fluvio-kárstico, denudativo, quimógeno, biógeno y otros) no depende de la tectónica, aunque esta sí determina la distribución de la exogénesis, su ámbito de acción, la intensidad y el carácter de las formas creadas (morfología y morfometría).

Existe un estrecho vínculo entre la morfoestructura y la morfoescultura que las convierte en una familia interdependiente. Por ello, la determinación de la tectónica nueva y de la morfoestructura puede ser discutible

[1] Estos términos no deben confundirse con **escalonamiento**, término usado en Cuba para designar a las superficies de diferente altura, cuyos límites escarpados se relacionan con fallas. Estas son unidades orográficas morfotectónicas de bloque, que forman estilos tridimensionales en el relieve y la estructura geológica moderna. Su origen es endógeno.

si no se refleja en la variabilidad de la escultura del relieve.

Esta relación estrecha se entiende a través del principio de *unidad e interacción dialéctica morfoestructura-morfoescultura-movimientos tectónicos recientes*. Según este principio, la morfología, morfometría, génesis, evolución y edad la escultura exógena es el reflejo en la superficie de las estructuras geológicas que funcionan como un fondo rector.

Para identificar las morfoestructuras no basta el estudio de la relación entre la litoestructura y el relieve a partir de la correlación entre la cartografía geológica y la topografía. También hay que estudiar las variaciones morfo-métricas, morfogenéticas y cronológicas de la serie vertical de superficies de planación poligenéticas. La experiencia mundial reconoce que el conjunto de unidades orográficas formadas y delimitadas por deformaciones tectónicas disyuntivas en su evolución, encuentra reflejo en la variabilidad de las formas esculturales creadas por el conjunto de los procesos exógenos (Timofeev, D. A., 1977; Ranstman, E.Y., 1979).

Esta es la razón que justifica que en las investigaciones morfotectónicas y morfoestructurales generales sea imprescindible el estudio detallado de las terrazas marinas y fluviales, las superficies de planación, el carácter de los valles y de las formas kársticas, las cortezas de intemperismo, el suelo y otros elementos de la escultura.

A continuación se exponen, a través de casos estudiados, las formas en que se presentan las relaciones entre la morfoestructura y las esculturas denudativa, quimógena, fluvial, fluvio-kárstica, kárstica, marina, fluvio-marina o deltaica y biógena.

I LA NEOTECTÓNICA REVELADA EN LA ESCULTURA DENUDATIVA Y QUIMIÓGENA

La escultura denudativa domina las unidades del relieve que han experimentado una larga evolución en condiciones subaéreas como son las regiones de morfoestructuras heredadas montañosas, emergidas tectóni-

camente desde Eoceno medio y el Oligoceno y que han sido reactivadas a partir del Mioceno superior, después de haber sufrido una larga etapa de aplanamiento.

Otras superficies denudativas de importancia regional coinciden con las llanuras interiores altas del eje insular, emergidas durante el Oligoceno y que no sufrieron en su totalidad los efectos marinos de la transgresión miocena.

La escultura denudativa de las llanuras altas axiales del archipiélago está formada tanto por superficies originalmente denudativas (no modeladas por el mar durante una emersión rápida), como por superficies originalmente marinas antiguas que fueron alteradas por la denudación diferencial, con una fuerte expresión de los complejos rocosos.

Entre el complejo de formas que integran estas superficies morfológicamente heterogéneas se encuentran alturas pequeñas y aisladas de bloque olistolíticas, alturas pequeñas, cuevas y microcrestas aisladas y en cadena en monoclinales, alturas pequeñas en cuerpos litoestructurales intrusivos y volcánicos relictos, entre otras. Todas estas formas están expuestas en la superficie por erosión diferencial (relieve petromórfico o litomorfoestructural).

En estas alturas aparecen tanto inselbergs como de monadnocks, lo que refleja la exposición de estos lugares a un largo período de denudación y erosión con elementos de peniplanación davisiana interrumpida en el tiempo por la tectónica a ritmos (presencia de pedimentos incipientes) y distorsionada en la morfología por la diferenciación exógena de las rocas.

Entre todo este complejo de formas de las superficies esculturales denudativas se destacan cortezas de intemperismo en las rocas, formadas por procesos geoquímicos durante etapas húmedas y de elevamiento tectónico. La formación de cortezas eluviales en superficies amplias, levemente inclinadas, subhorizontales y planas ubicadas en mesetas, planaltos y divisorias altas ha permitido fijar la *edad del relieve* original de las superficies de un ortoplano temprano en el Mioceno inferior

y medio y uno posterior en el Plioceno-Pleistoceno temprano. Esto supone una gran diferencia morfogenética y cronológica con las superficies del *oroplano*, que tienen cortezas deluviales o depositadas y eluviales más recientes.

Las cortezas eluviales derivadas de cualquier tipo litológico presentan varios horizontes minerales entre los que se destaca un litomars inferior donde se identifican con claridad las estructuras originales de las rocas, elemento que denuncia su formación in situ. La ausencia de este horizonte es la característica más importante para identificar las cortezas depositadas por erosión, donde no se presenta una transición geoquímica gradual entre las rocas frescas y las zonas minerales de la corteza.

Los cálculos relacionados con la edad Plioceno antiguo-Cuaternario Inferior de la corteza de intemperismo eluvial del oriente cubano fueron realizados a través del método hidrogeoquímico absoluto (Bugelsky y Formell, 1967) y concuerdan con los datos geomorfológicos relativos a la edad de las nuevas superficies plioceno-cuaternarias que aparecen en la cartografía como “depositadas” sobre la inicial del ortoplano Neógeno inferior y medio (Del Corral, 1944; Lilienberg, 1970 y 1973; Portela, et al. 1989; Magaz y Cisneros, 1996 y Magaz, 2017).

El área de distribución de las cortezas analizadas geoquímicamente y valoradas geomorfológicamente en su cronología comprende los niveles de planación de 800-900 m de las superficies planas de la meseta Altos de la Calinga y de los restos del planalto de la sierra de Moa, así como las superficies planas situadas entre 700 y 720 m de los bloques morfotectónicos situados al sur del Poblado de Yamanigüey. El altiplano de Pinares de Mayarí por su altitud, edad, constitución geológica y tipo de cortezas de intemperismo puede ser considerado en esta categoría del paisaje.

Las relaciones de posición y la yacencia entre las cortezas eluviales “in situ” y depositadas, deluviales o transportadas de distinta edad, dejan ver una alternancia temporal que se sucede

en orden y que también se repite, de etapas de formación de cortezas y de su ulterior lavado y deposición de los productos de intemperismo, lo cual está relacionado respectivamente con las etapas alternas de tectogénesis y planación del relieve, así como con las fases húmedas correspondientes a las edades interglaciales del Pleistoceno.

Este ciclo de formación y lavado se repitió en la historia geomorfológica hasta nueve veces si consideramos el número de superficies de la serie geomórfica vertical de Cuba formadas

durante el Pleistoceno. Sin embargo, como cuatro superficies de esta serie se desarrollaron durante fases secas y frías de edades glaciales (glaciaciones Nebraska y Wisconsin), el ciclo debe haberse repetido solo 5 veces ya que la insuficiencia de lluvias no debe haber facilitado ni la formación ni el lavado de las cortezas de intemperismo donde se requieren, respectivamente, tanto una elevada transferencia de agua en el subsuelo para las transformaciones geoquímicas como una alta energía de flujo para el lavado físico de estos materiales.

Cuando se cartografían en detalle los materiales originales del intemperismo (eluviales) y los depositados por erosión (deluviales), se puede reconocer la edad y las áreas de distribución de los movimientos neotectónicos discontinuos dentro del Pleistoceno. Un caso muy representativo es la presencia del llamado “pseudokarst” en rocas ultrabásicas de la meseta Altos de la Calinga, en sus bloques elevados entre 950-1175m (Nuñez, et al, 1967), que se originó a causa del lavado gradual durante el Pleistoceno medio de las cortezas de intemperismo ferríticas

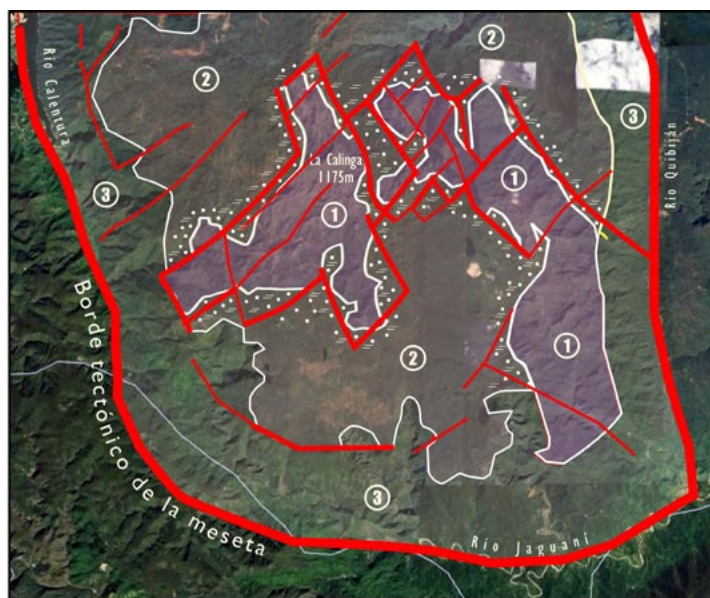


Figura 1. MORFOESTRUCTURAS E INTEMPERISMO El Alto de la Calinga



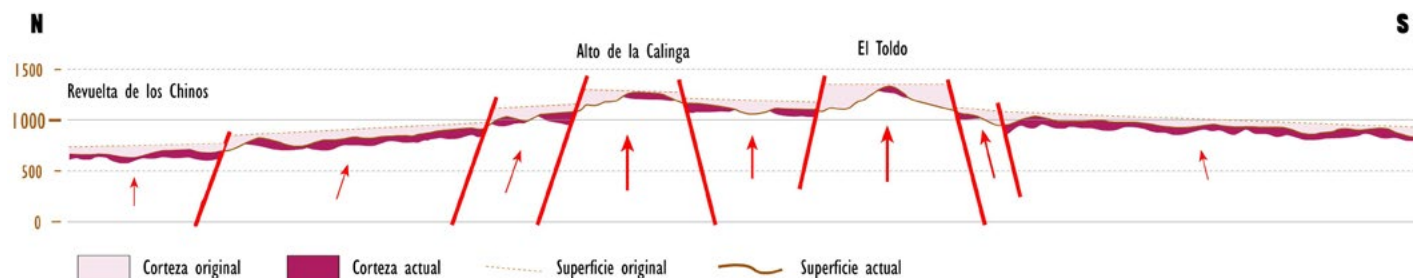
SUPERFICIES ESCULTURALES

- ① Fluviokársticas, más elevadas tectónicamente, parcialmente desprovistas de la corteza de intemperismo original.
- ② Denudativas de planalto, conserva la corteza original.
- ③ Erosivas de vertiente, sin cortezas de intemperismo.

Extensión de las cortezas deluviales

CÓMO LA ESCULTURA SE AJUSTA A LA MORFOESTRUCTURA

La cartografía de las superficies de génesis exógena (esculturales) y sus materiales friables ayuda a hallar los bloques morfotectónicos que componen la meseta pues permiten identificar los elementos del sistema de morfoalineamientos que los limitan. Este caso muestra la estrecha relación entre la morfoestructura activa y la escultura denudativoquimiógena. En el relieve cuya emersión fue temprana la morfoestructura se revela por los restos del ortoplano neógeno y por las diferencias en el desarrollo morfogenético exógeno y de las cortezas de intemperismo de las rocas.



¿QUÉ REVELAN LA DISTRIBUCIÓN Y LA GÉNESIS DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO

En las áreas más elevadas tectónicamente (Altos de La Calinga y El Toldo) la corteza de intemperismo está ausente o tiene un espesor muy reducido por el lavado areal denudativo y fluvio-kárstico. Las cortezas originales de las zonas más bajas y de menor pendiente están cubiertas por cortezas

acarreadas, deluviales, depositadas por la denudación de las zonas altas. La distribución de las cortezas in situ y las acarreadas contribuye a distinguir los bloques que forman el levantamiento general. La escultura denudativa revela la composición neotectónica y la morfoestructura del territorio.

originadas durante el levantamiento del Plioceno al Pleistoceno temprano que consolidó la montaña.

Morfoestructura y cortezas de intemperismo en la meseta de la Calinga

En la sección esquemática de la Fig. 1 se muestra la distribución continua de la corteza eluvial de intemperismo formada durante los levantamientos tectónicos en el Plioceno-Cuaternario inferior (magenta claro) y la superficie actual (magenta oscuro) después del lavado parcial de estos materiales en el relieve más elevado (mediante karst en ultrabásicos), convertida ahora en cortezas deluviales o depositadas en el relieve más bajo, en posiciones periféricas de la base de los levantamientos internos de la meseta. En los bloques altos se identifican superficies desnudas con serpentinita expuesta en los embudos de intemperismo de la base de la corteza de manto y muy pocos restos de la corteza original.

Las áreas más elevadas (Altos de La Calinga y El Toldo) se hallan desprovistas de la corteza eluvial original o están muy reducidas desde arriba o desde abajo en sus horizontes a causa del lavado fluvio-kárstico por vía superficial y subterránea. A su alrededor, en zonas más bajas y de menor pendiente se hallan los productos de cortezas deluviales o depositadas por erosión y acarreo sobre las cortezas originales de las zonas bajas y planas.

Los cortes naturales revisados en el campo y las muestras colectadas en el trayecto entre los bloques altos y kárstificados hasta las partes planas más bajas de la meseta (Luisa Ñíguez, comunicación personal) corroboran la veracidad del levantamiento geomorfológico preliminar realizado (Magaz y Cisneros ob.cit.).

Los bloques morfotectónicos que forman la meseta se revelan en la cartografía de ambas superficies esculturales, que son diferentes en sus formas y materiales friables (mapa escultural, Fig.1). Estas superficies ayudan a revelar los morfoalineamientos que limitan a estas unidades. Este estudio de caso muestra la estrecha relación que existe entre la morfoestructura activa y la escultura del

relieve denudativo-quimógeno y la importancia en la cartografía de la diferenciación morfogenética escultural como clave para entender el desarrollo morfoestructural.

En las áreas planas, alejadas de los levantamientos más enérgicos y protegidas de la erosión, se conserva también la corteza in situ original de zonación mineral completa mientras que en los bordes de la meseta, la inclinación de sus vertientes tectónico-erosivas no permitió la formación de la corteza de manto. Así la escultura denudativa ha revelado la composición neotectónica y la morfoestructura del territorio.

En los sistemas montañosos, grupos de alturas y en llanuras altas axiales cuya emersión fue temprana, la morfoestructura está revelada por los restos altimétricos del ortoplano neógeno así como por las diferencias en el desarrollo escultural exógeno y de las cortezas de intemperismo de las rocas.

II LA NEOTECTÓNICA REVELADA EN LA ESCULTURA FLUVIAL

La extensa superficie de planación denudativa original del Mioceno inferior y medio (el ortoplano) fué cortada y elevada en bloques a distintas alturas a partir del Neógeno superior-Plioceno. En el relieve contemporáneo esta superficie se conserva a manera de restos situados en los diferentes niveles cimeros de las montañas, las alturas y las llanuras altas del eje insular y constituye la superficie más antigua que se conserva en el relieve actual del archipiélago.

Comenzó entonces su disección y la elaboración de la serie vertical de superficies de planación del oroplano erosivokárstico. Estas superficies poligenéticas que caracterizan a las cuencas hidrográficas cubanas se añaden a la original y se establecieron epigenéticamente en forma discontinua como efecto de los movimientos eustáticos del nivel de base marino causados por eventos tectónicos y climáticos.

Estas superficies no están extendidas por igual en todo el territorio ni tienen la misma altitud ni desnivel entre ellas. Algunas de ellas pueden estar ausen-

tes en ciertas áreas y tener diferente edad, su característica esencial es la asimetría. Si la serie vertical de superficies poligenéticas se hubiera formado como causa primera por los movimientos glacioeustáticos, su serie sería idéntica a lo largo del país hasta los niveles superiores de altitud pero esto no se observa en el aterrazamiento y en los pisos del kárst en ningún lugar que se detalla, salvo en cortas distancias, circunscritas a ciertas unidades orográficas delimitadas por deformaciones tectónicas disyuntivas.

La estructura geométrica de la serie de superficies de planación poligenéticas es heterogénea debido a la combinación de los movimientos eustáticos de origen glacial con los de origen tectónico. El denso fraccionamiento neotectónico de estilo germánico que formó los rasgos fundamentales del relieve del megabloque cubano dió lugar a que cada unidad morfotectónica de la orografía haya tenido una historia de movimiento propia dentro de sus límites durante la emersión del territorio. Esta característica natural de tipo azonal hace posible la aplicación de los métodos que definen la geoestructura neotectónica a través de la cartografía de las superficies esculturales de planación, cuya variabilidad permite construir el plano morfotectónico de la morfoestructura activa.

La escultura fluvial y el control de los procesos kársticos

La escultura fluvial esta integrada fundamentalmente por un sistema de superficies estrechas de terrazas conservadas o que pueden ser reconstruidas por fragmentos divididos por erosión. Ellas son erosivas, erosivo-acumulativas y en menor número acumulativas, y están epigenéticamente desarrolladas sobre el ortoplano de denudación.

Teniendo en cuenta el retardo de la acción erosiva a los cambios del nivel del mar, las terrazas fluviales presentan alturas relativas inferiores si se les compara con las terrazas marinas cronológicamente equivalentes.

D.A. Lilienberg (1973) basándose en las variaciones de los cursos inferiores de los valles y en las edades de las superficies denudativas y marinas cor-

tadas por los ríos, consideró la edad de las superficies fluviales como:

- Holoceno (1-2 y 3-4 m),
- Pleistoceno tardío (10-12 y 20-25 m),
- Pleistoceno medio (30-40, 45-50 y 60-65 m) y
- Pleistoceno temprano (75-85 y 90-110 m) de alturas relativas sobre el cauce.

En las superficies fluviales son notables las diferencias morfológicas y morfométricas en los espectros de terrazas debido principalmente a causas tectónicas. En general, en numerosas cuencas o sectores de ellas ocurre una sucesión en el tiempo de los procesos fluviales a los fluviokársticos y después a los kársticos, presentándose incluso más tarde un regreso a la circulación fluvial una vez que han sido devastadas secuencias de rocas carbonatadas y aflorado nuevamente horizontes impermeables más profundos, como ocurrió en zonas del Escambray.

También en la actualidad pueden encontrarse cuencas donde están presentes los tres funcionamientos en alguno de los tercios de la unidad hidrológica, aunque en las montañas predomina el funcionamiento kárstico de recarga en el tercio superior de numerosas cuencas hidrológicas y en las llanuras en el inferior. Se puede hablar de sistemas fluviokársticos integrados de diverso tipo en estructura y funcionamiento.

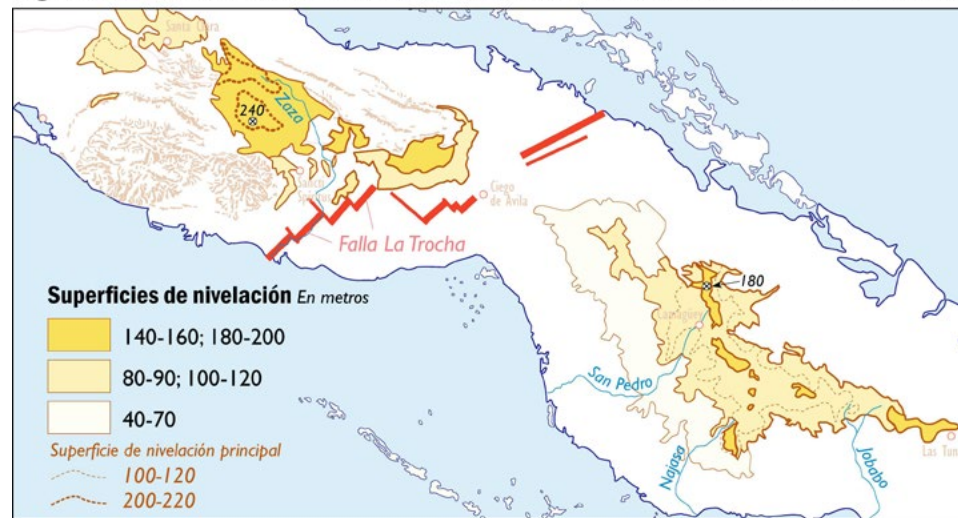
En el complejo de formas de la escultura fluvial se presentan restos erosivos, ríos encajados en llanuras, deltas y paleodeltas, cañones, meandros atrincherados y torrentes de montaña, paleocauces colgados y enterrados, saltos, rápidos, capturas, barras acumulativas y otras formas. En este punto es importante resaltar la importancia que tiene para el esquema evolutivo el nivel de fluencia antiguo (paleocauces), hoy sepultado que se presenta en el macrobloque Camagüey.

NEOTECTÓNICA Y ESCULTURA FLUVIAL EN LA REGIÓN CENTRAL

Desarrollo de los valles fluviales en las llanuras centrales

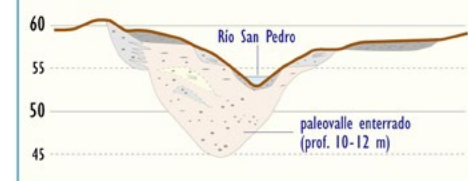
Un buen ejemplo de ello es la variabilidad de la escultura fluvial en los

Figura 2. DESARROLLO DIFERENCIADO DE LOS BLOQUES LAS VILLAS Y CAMAGÜEY



El levantamiento de los bloques de Las Villas y Camagüey tuvo una dinámica diferenciada a través de la falla La Trocha. Lo revelan el desnivel de 60 m entre sus superficies de planación y las diferencias de la escultura fluvial en cada uno: mientras que en las llanuras altas y medias de Las Villas los valles están excavados en el zócalo, en las de Camagüey son comunes los paleocauces enterrados bajo las bases de erosión actual, como se muestra en el perfil del río San Pedro, un corte que se repite en los valles bajos y medios de otros ríos.

Paleovalle enterrado bajo las terrazas y el cauce del río San Pedro, al suroeste del embalse Jimaguayú, Camagüey.



territorios llanos de Cuba (Fig. 2).

La densidad y profundidad de la disección en la Llanura Central de Las Villas es fuerte, su aspecto es colinoso, la disección vertical es de 50 a 100 m y altitud máxima de 260 metros.

En la llanura central de Camagüey, al este, la disección vertical erosiva es mucho menor, de 20 a 50 metros, por estar relacionada con elevamientos de menor amplitud e intensidad y una altitud máxima de 200 metros.

Hay una diferencia de 60 m. entre ambos bloques.

Si se comparan los valles de las llanuras centrales de los bloques Las Villas y Camagüey, formados sobre el mismo complejo de rocas volcánicas e intrusivas, se ven notables diferencias.

En la unidad morfoestructural del horst camagüeyano, cuya formación y desarrollo ocurrió a causa de movimientos tectónicos de amplio período, aparecen valles enterrados y terrazas acumulativas cortadas y enterradas bajo la red de drenaje actual ^[2].

Por su parte, el bloque horst Las Villas, que evolucionó bajo la influencia de

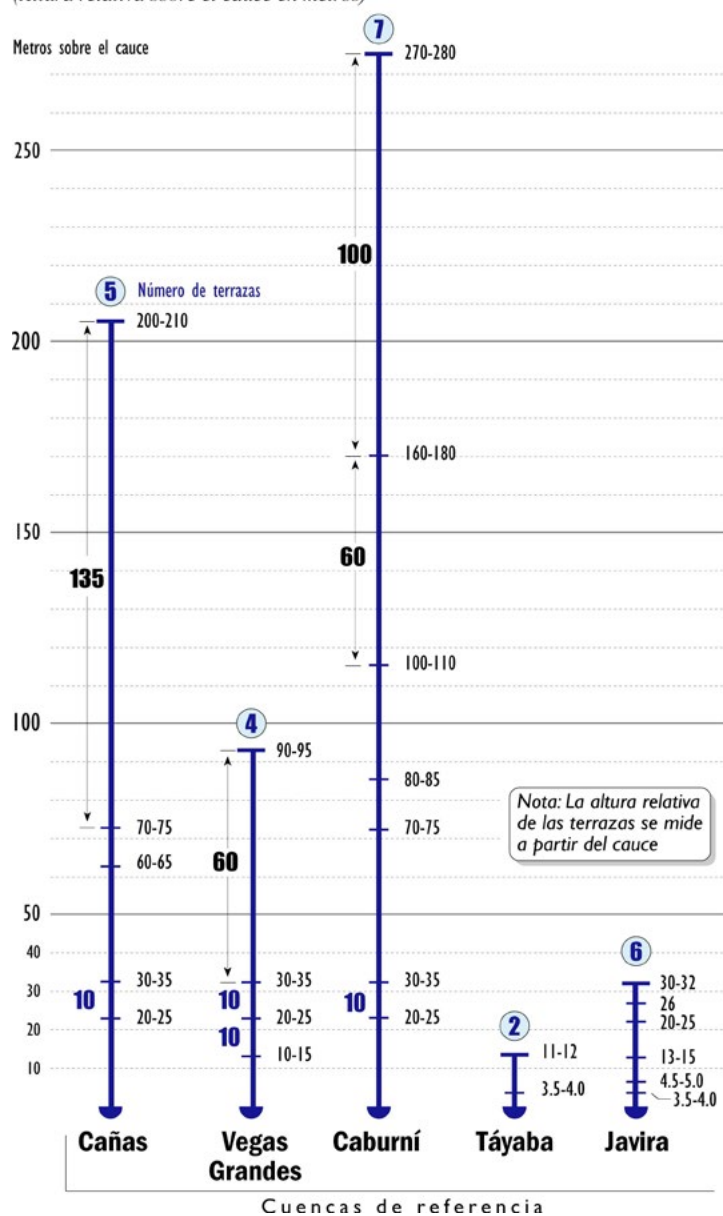
movimientos tectónicos más amplios y de corto período (con un ascenso casi continuo), presenta valles excavados en el zócalo, con o sin terrazas erosivas y escasos sedimentos. La falla La Trocha sirve de límite a ambos bloques cuya geodinámica es diferente. La evolución diferenciada de los valles de ambos bloques demuestra que durante el Pleistoceno esta zona de fallas cambió su funcionamiento de rumbo-deslizante siniestro a otro de resultante vertical.

Terrazas fluviales asimétricas en Guamuhaya.

Bajo los restos denudativos del orotopano, que ocupan posiciones altas del relieve, las superficies fluviales de orotopano se distribuyen a manera de pisos en las vertientes de las cuencas

^[2] La información sobre los valles sepultados aparece en perfiles geológicos someros de embalses construidos en las décadas de 1960 y 1970. Los perfiles muestran cauces y terrazas cortados y enterrados por debajo de los ríos actuales del bloque Camagüey, bajo las cuencas de los ríos Caonao, San Pedro, Najasa, Hormiguero y Zaza.

Figura 3. TERRAZAS FLUVIALES, MONTAÑAS DE TRINIDAD
(Altura relativa sobre el cauce en metros)



hidrográficas del interior del sistema montañoso (Fig. 3).

En las montañas de Topes de Collantes en el macizo Trinidad, más abajo de las superficies de planación denuclativas se identificaron terrazas fluviales a las siguientes alturas relativas sobre los cauces actuales:

Río Caburní: 20-25 m, 30-35 m, 70-75 m, 80-90 m, 110-120 m, 160-180 m y 270-280 m.

Río Vegas Grandes: 10-15 m, 20-25 m, 30-35 m y 90-95 m.

Río Las Cañas: 20-25 m, 30-35 m, 60-65 m, 70-75 m y 200-210 m.

En las premontañas se identificaron varias terrazas sobre los cauces actuales:

Arroyo Javira: 3.5-4 m, 4.5-5 m, 13-15 m, 20-25 m, 26 m y 30-32 m.

Río Tayaba: 3.5-4 m y 11-12 m.

Estas superficies secundarias de planación erosiva, distribuidas en forma de pisos, se desarrollaron sobre las originales denudativas y sus edades deben corresponder al Pleistoceno, aún sin diferenciar.

En la distribución altitudinal de las superficies de planación erosivas hay determinadas características muy significativas:

- Los espectros de terrazas en montañas y premontañas son diferentes por el número de terrazas, por su altitud absoluta y altura relativa.

- Hay diferencias internas en las montañas y premontañas reflejadas en los mismos indicadores morfométricos.
- Los espectros de las terrazas inferiores son similares en las montañas, lo que no se observa tan claramente en los valles de premontañas.

De acuerdo con estos datos (serie vertical de superficies erosivas) se infiere que en las montañas hubo movimientos diferenciados de 100 a 135 m en el Pleistoceno antiguo, disminuyendo en amplitud a 10-15 m en la etapa reciente. Probablemente a partir del Pleistoceno superior, las montañas y premontañas se desarrollaron con tendencia uniforme de movimiento ascendente discontinuo, como lo atestiguan los niveles de 30-35 m, 20-25 m y 10-15 m mantenidos en las cuencas principales.

AMPLITUD DEL ASCENSO NEO-TECTÓNICO Y RESPUESTA EROSIVA

Los valles fluviales más profundos se presentan en las montañas a causa de la elevada intensidad y amplitud de los levantamientos. En ellas hay marcadas diferencias internas de acuerdo con la energía potencial que alcanzan los escalones que conforman los estilos neotectónicos.

En las montañas de Guamuhaya el valor extremo de la disección vertical erosiva se acerca a 500 m (a altitudes de 900 a 1156 m, mientras que en la Sierra Maestra los valores máximos son de 800 y 900 m a altitudes de 1000-1974 m. En general, la profundidad del corte erosivo fluvial es aproximadamente el 40% de la altitud máxima en los territorios erosivos de las montañas constituidas por rocas terrígenas y el 25% en las llanuras. Mientras, la profundidad de la epikarstificación llega solo al 25% de la altitud máxima en los sistemas y aparatos kársticos de montaña, lo cual es resultado de la resistencia de las corazas carbonatadas a la erosión física.

Los bloques que elevaron la zona donde se halla el Yunque de Baracoa lo situaron a 575 m de altitud, los ríos respondiendo a ese levantamiento cortaron 60 m de disección vertical.

La meseta de Maisi se elevó por fallas

hasta 580 m de altitud. En respuesta a este levantamiento el río Yumurí cortó el macizo 85 m de disección vertical.

En las premontañas al norte de la Gran Piedra las fallas Baconao y norte de Loreto elevaron estos bloques 630 m. De ese total, el río Baconao cortó 240 m de desnivel erosivo.

Es decir, las respuestas a cada levantamiento son, respectivamente, niveles erosivos de 60 m, 85 m y 240 m. En estos escalones morfotectónicos la relación entre el levantamiento y el corte vertical como respuesta al aumento de energía potencial es respectivamente de 10 %, 15 % y 40 % de la altitud adquirida por tectónica en macizos constituidos por rocas terrígenas y carbonatadas.

Las morfoestructuras neotectónicas también están expresadas en los cambios o rupturas del perfil o el gradiente longitudinal de los cauces en forma de rápidos y saltos y en las secciones transversales de las vertientes de las cuencas.

En las montañas de Trinidad, cuando las rupturas tienen lugar en sedimentos erosionables, ellas se desarrollan remontando el cauce y pueden estar alejadas hasta un máximo de 1 000 m de la falla original (traza). En las rocas metacarbonatadas, las rupturas son morfoelementos de la escarpa de falla o están cercanas a la línea de falla. También se observa un desarrollo secuencial de las rupturas remontantes, como respuesta inmediata a los ascensos temporalmente discontinuos de las fallas, en cuyo caso se observan rupturas apretadas a distintas alturas sin fracturas en la base. Las más antiguas son las más altas y retiradas respecto a la fractura causal. Las cuencas más tectonizadas no han alcanzado perfiles de equilibrio.

La profundización erosiva desde decenas a cientos de metros alcanzó a varios horizontes de rocas karstificables en su parte superior o los ha cortado total o parcialmente dando origen a los sistemas merokársticos colgados, lenticulares, someros y a los holokársticos lenticulares profundos (Magaz, 1995). Como veremos en lo que sigue, los sistemas, los subsistemas

y las zonas de una región karstificada, además de estar condicionados por el factor litoestructural antiguo, están definidos por la morfoestructura en su geometría y su dinámica y por el corte erosivo resultante. Por todo ello para explicar la posición y las características morfogenéticas de las cavernas del endokarst es imprescindible reconocer la relación entre la estructura geológica moderna (Plioceno-Cuaternario) y el relieve de erosión.

La condición necesaria para el desarrollo acelerado de una fase de karstificación en las montañas es la disección diferencial erosiva de los espesores calcáreos. Las bases de erosión con distinta profundidad generan la diferencia de potencial necesaria para la circulación subterránea y la creación de la red de conductos embrionarios, las futuras cuevas del acuífero.

La información a coleccionar para establecer las correlaciones entre la morfoestructura y el karst son:

- la energía de los escalones morfotectónicos (altitud máxima);
- la profundidad de la disección erosiva (D_v);
- la profundidad y espesor de los horizontes karstificables y
- la diferencia del potencial hidráulico entre las bases de erosión que han alcanzado o cortado a estas rocas.

Como la evolución de los karsts de montaña ha transcurrido en forma polifásica (a causa de levantamientos tectónicos discontinuos y diferenciados) se hace necesario tener en cuenta en las correlaciones a la serie de niveles del cavernamiento en su altitud, desniveles entre cavidades y sus pendientes longitudinales así como sus relaciones con las terrazas de la escultura fluvial.

En las cuencas hidrográficas que forman el oroplano erosivo-kárstico del archipiélago, la morfoestructura está revelada en la distribución espacial de la profundidad de la disección erosiva, en la asimetría morfométrica de la serie vertical del aterramiento fluvial y de las cavidades subterráneas, en los cambios del gradiente

longitudinal de los cauces y las secciones transversales de los valles y en la presencia de paleocauces y terrazas enterradas.

III MORFOESTRUCTURA NEOTECTÓNICA EN LA ESCULTURA KÁRSTICA

El condicionamiento morfoestructural del karst de montaña se verifica en:

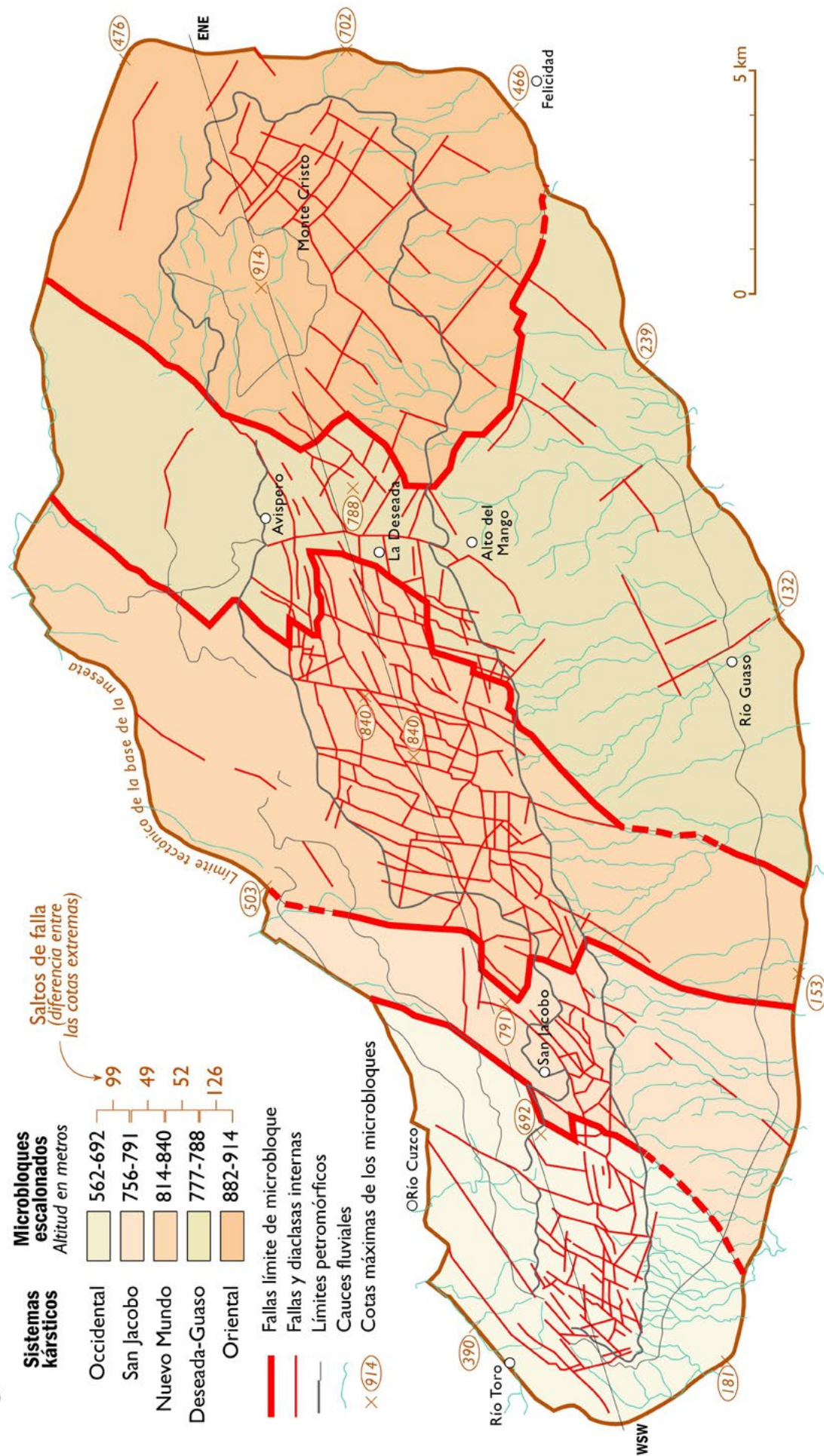
- la configuración espacial,
- la posición en el relieve,
- la morfología y la división interna de los sistemas kársticos,
- la distribución vertical de los pisos del karst,
- la profundidad de desarrollo superficial y subterráneo, y
- el funcionamiento hidrogeológico.

Considerando las relaciones esenciales entre la morfoestructura y el karst y su diversidad en las montañas y las llanuras cubanas, Díaz et al (1985) propusieron el concepto de *complejos morfoestructuro-kársticos*, los cuales se definen como las unidades territoriales fundamentales que muestran un determinado conjunto de relaciones entre la morfoestructura y la escultura kárstica, donde el tipo de morfoestructura es un factor de dependencia que controla –desde el punto de vista endógeno– la formación, el desarrollo y la estructura horizontal y vertical del karst, con las implicaciones que esto tiene para su funcionamiento hidrogeológico.

La variabilidad espacial de los estilos neotectónicos de mesobloque ^[3], en su relación con la litoestructura antigua modificada (tipos de morfoestructura) forma –si hay rocas karstificables– los complejos morfoestructuro-kársticos fundamentales o de orden superior (regiones).

[3] En el levantamiento morfoestructural de Cuba se identificaron las unidades morfotectónicas fundamentales de su plano activo. Ellas fueron denominadas como macrobloques, mesobloques, bloques y microbloques. Los mesobloques se corresponden en la orografía con las categorías del relieve de llanuras, alturas y sistemas montañosos.

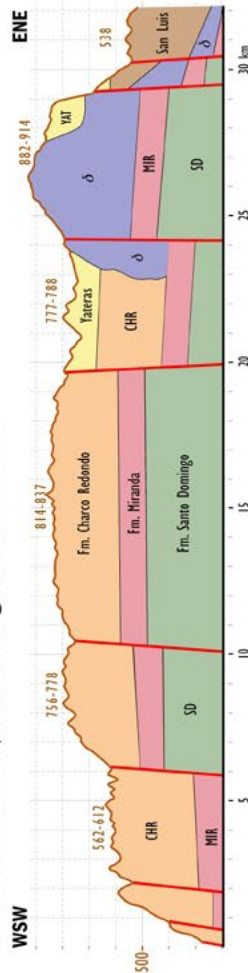
Figura 4. UNIDADES MORFOESTRUCTURO-KÁRSTICAS de la MESETA DEL GUASO



LOS BLOQUES ESCALONADOS DEL GUASO

La meseta del Guaso está dividida en cinco bloques tectónicos que ascienden hacia el este, desde 692 m hasta 914 m, con un bloque deprimido intermedio. Los bloques internos de esta edificación neógeno-cuaternaria se han identificado mediante la reconstrucción de las superficies de planación originales y de los fragmentos de divisorias y los paleovalles relictos. Un blindaje de rocas calcáreas, permite que en la parte superior de la meseta —el planalto— se conserven relictos del relieve primario, a diferencia de las vertientes de rocas erosionables, de donde han desaparecido. Los bloques internos están separados por fallas con saltos, de 99, 49, 52 y 126m. Es de esperar que el muro impermeable (fm. Miranda y Santo Domingo) esté desplazado en correspondencia con los bloques, como se muestra en el perfil longitudinal de la meseta.

MESETA DEL GUASO, Sección longitudinal ENE-WSW



Lo anterior se evidencia al comparar los tipos de las morfoestructuras (Díaz, et al, 1989) y del karst (Núñez, Panos y Stelcl, 1968). Los elementos individuales de las estructuras neotectónicas tridimensionales, incluyendo bloques, microbloques y sus fallas, crean la división estructural y funcional interna del karst en sistemas, subsistemas y zonas kársticas (Magaz, A., 2018) (Fig. 4).

En los sistemas, aparatos y zonas de las regiones kárstificadas, las fallas activas limítrofes de las unidades de bloque están reveladas en la asimetría de la serie de niveles del cavernamiento fluvial y freático, en lo heterogéneo de los pisos del karst. Esto es el efecto natural esperado ante la presencia de bloques neotectónicos diferenciados en su dinámica. Las fallas y fracturas inactivas durante la etapa morfogenética kárstica solo condicionan pasivamente la karstificación orientada sin la ocurrencia de desplazamientos apreciables del relieve superficial y subterráneo.

Las fracturas más importantes a las que hacemos referencia aquí son las que separan bloques tectónicos con diferente dinámica que pueden o no ser visibles en el interior de las cavernas, que se identifican a través de la asimetría de los pisos del cavernamiento y de los niveles de cima de las unidades orográficas mediante la topografía espeleológica y la cartografía morfotectónica empleada en el mapeo morfoestructural.

La asimetría morfométrica, morfogenética y cronológica en la serie vertical de superficies denudativas, marinas, fluviales y del intemperismo es una regularidad fisicogeográfica a lo largo de todo el archipiélago cubano y los pisos del karst no escaparon a ello a causa de las conexiones que existen en la naturaleza entre los sistemas erosivos y los kársticos, cuya evolución paragenética ocurrió a causa de diferentes posiciones del nivel de base correspondientes en un fondo tectónico de movimientos cambiantes, discontinuos o interrumpidos y oscilatorios que ha condicionado la exogénesis a nivel superficial y subterráneo.

Cuando los espeleólogos correlacionan

la altitud de las bocas cavernarias en las paredes mogóticas y de los cauces abandonados de su interior en diferentes serranías o macizos, podrán comprobar con regularidad que esas formas se pueden hallar a diferente altura porque ellas se formaron en unidades que emergieron y se elevaron con distinta intensidad y amplitud, así como en distintos momentos.

La asimetría en los espectros del cavernamiento abandonado por la circulación hídrica se debe a movimientos de falla que por lo general no se ven en el interior de las cuevas sino que dividen a las unidades orográficas morfotectónicas de movimiento diferencial en superficie. Su única expresión en el karst es en las series o espectros de niveles de cauces abandonados o cavidades subhorizontales freáticas de las zonas de conducción. De aquí la importancia que tiene la elaboración de perfiles verticales de cuevas más que de plantas.

Por ejemplo, si entre dos unidades morfológicas de la mogotería de la sierra de los Organos existen idénticos números de niveles, pendientes de los cauces, alturas relativas o desniveles entre ellos, pero estas series idénticas se hallan situadas a distinta altura; entonces la falla que los separa es activa y posterior en su funcionamiento a la formación fluviokárstica de las galerías. Si por el contrario todos los niveles del cavernamiento son totalmente diferentes en sus espectros, desde los más elevados y antiguos hasta los más recientes y bajos entonces la falla que los divide funcionó durante toda la etapa morfogenética subterránea y del relieve superficial. Las fallas activas son relevantes tanto en la generación como en la modificación del relieve, incluyendo el subterráneo.

Como vemos, los movimientos neotectónicos no solo han modificado la posición de los niveles del cavernamiento y las terrazas o superficies de génesis diversa después de establecidos, sino que también los ha condicionado diferentes desde su formación inicial pues se han identificado morfométricamente y en algunos casos, cronológicamente tanto:

1. Fallas neotectónicas tempranas de actividad prolongada a toda la etapa morfogenética marina y fluviokárstica, que han conformado las superficies diferentes desde el inicio como,
2. Fallas neotectónicas tardías que han modificado a las superficies de la misma edad después de formadas y
3. Fallas tempranas de funcionamiento interrumpido en algún momento del Pleistoceno, donde las superficies son diferentes hasta determinada altura con niveles sostenidos más bajos.

Algunos espeleólogos y karstólogos cubanos prestan más atención a las fracturas menos importantes para la evolución paleogeográfica de los sistemas kársticos, análisis que contribuye al conocimiento de la sismicidad más tardía del Holoceno y no a la paleosismicidad y a la evolución kárstica del Plioceno-Cuaternario.

Las observaciones y los levantamientos de los espeleólogos son indispensables en las condiciones de Cuba, donde los sistemas extrakársticos fluviales están conectados de diverso modo con el medio kárstico tanto desde el punto de vista estructural como funcional.

Para Cuba si comparamos los espectros de los niveles de cavernamiento de origen fluvial o freático (que han sido definidos mediante nivelaciones topográficas) en llanuras y montañas, salta a la vista su relación directa con las unidades morfotectónicas cuyo desarrollo dinámico ascensional ha sido diferente. Esto último es una regularidad geomorfológica.

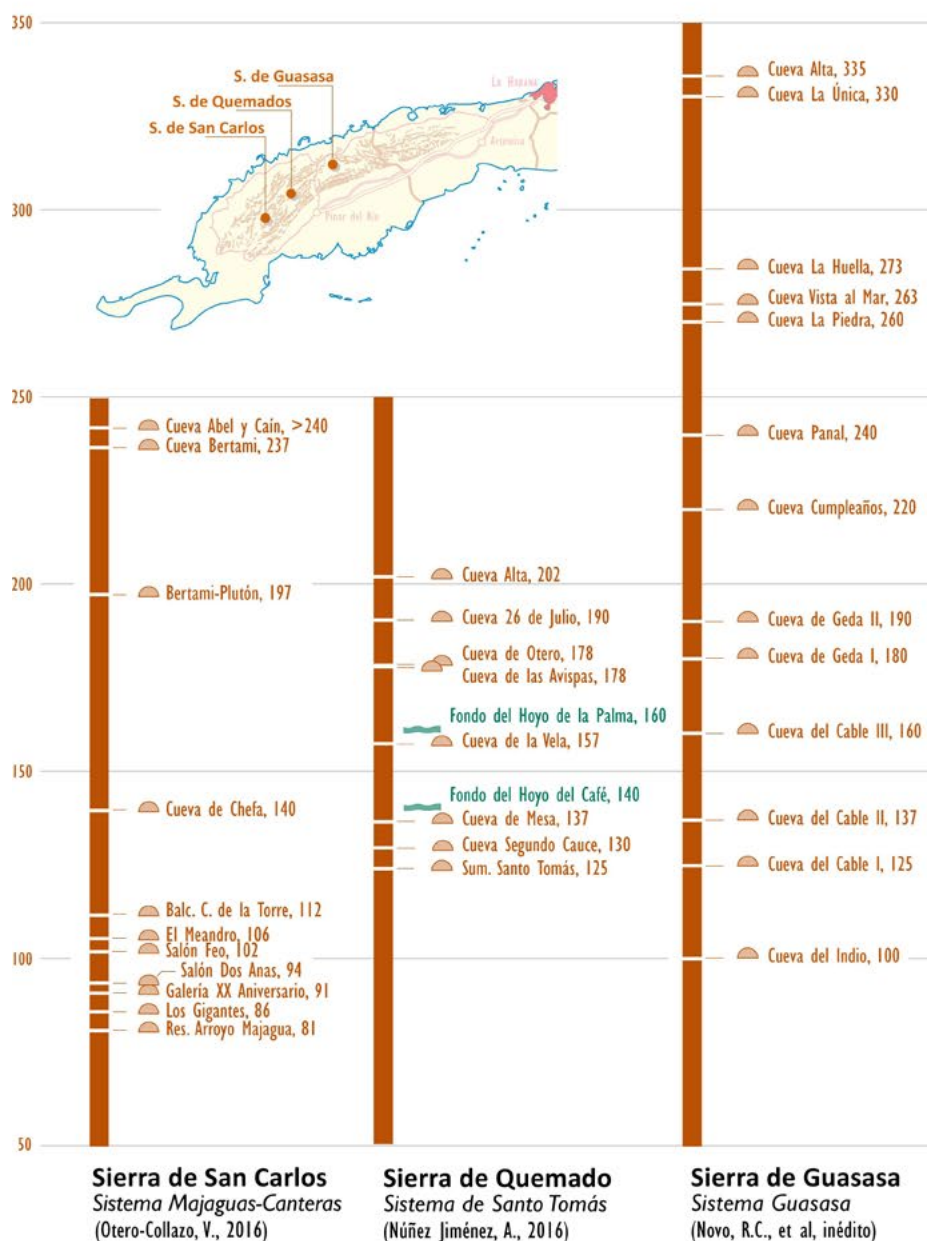
Los espectros de cavidades pueden ser diferentes hasta a nivel de subsistemas o aparatos kársticos (Fig. 5).

Si los pisos del karst se mantienen representados en la mayoría de las cuevas de un territorio, significa que ellas pertenecen a una misma unidad morfotectónica, como es el caso de las cuevas freáticas de la sierra de Cubitas, desarrolladas en idénticas condiciones de levantamiento dentro de los límites del bloque meridional más elevado (Viña y Labrada, 1970), (Fig. 6). Según

Figura 5. LOS PISOS DE CAVERNAMIENTO. Sierra de los Órganos

Las sierras individuales que forman la cordillera de los Órganos tienen una dinámica endógena diferenciada. Lo revela la asimetría del espectro vertical de las redes de cauces subterráneos que las cortan.

El número de pisos de cuevas transfluentes varía entre 7 y 13, con un desnivel máximo de 77 a 235 m entre los cauces actuales y los abandonados.



En este segmento del complicado sistema cavernario Majaguas-Cantera en la Sierra de San Carlos son visibles tres niveles subterráneos: el inferior en la Galería de los Gigantes, uno intermedio (marcado como “nivel bajo”) en la Galería de los Hermanos y otro superior (o “nivel alto”) en la propia cueva. El estilo, que se repite en toda la cordillera de Guaniguanico, tiene profundas implicaciones para conocer la dinámica de las morfoestructuras.

SISTEMA MAJAGUAS-CANTERA. Galería XX Aniversario



Cartografía subterránea de Vladimir Otero Collazo

estos autores “la densidad de niveles de cavernamiento en solo 96 m de la vertical entre el más alto y el nivel actual se debe a las amplias fluctuaciones estacionales que deben haber ocurrido también en el pasado”.

Sin embargo cuando estas fluctuaciones ocurren en bloques con diferente dinámica de levantamiento la serie no es simétrica. En la serie citada se identifica una zona de máxima concentración de niveles de cavernamiento entre 80 y 108 m de altitud. Por debajo de esta zona los niveles existen pero se encuentran más distanciados unos de otros. En nuestra opinión, esta distribución en perfil de los niveles de karstificación horizontal muestra el dinamismo del desarrollo de la morfoestructura en el bloque sur, cuyos levantamientos fueron discontinuos y de menor amplitud durante la etapa en que se concentraron los niveles, aumentando su amplitud al final del ascenso de la sierra, lo cual dió lugar a la interrupción del drenaje a través de los “pasos” (Magaz y Díaz, 1985; Magaz, 2017).

Por esto es necesario elaborar un mapa morfotectónico detallado durante el curso de la investigación (Ranstman, 1979; Hernández et al, 1991) para reconocer el escalonamiento morfoestructural, es decir, las unidades activas delimitadas por fallas donde cambian bruscamente los niveles de cúspide que proponen posibles límites disyuntivos importantes, responsables de la movilidad dispar de los bloques delimitados por ellos.

Algunos modelos teóricos elaborados sobre el desarrollo de los sistemas kársticos y erosivos no consideran la importancia de esta regularidad geomorfológica de Cuba. Si el abatimiento de las bases erosivas y kársticas en las montañas hubiera estado controlado únicamente por los cambios glacio-eustáticos, los espectros altitudinales de las superficies poligenéticas del relieve y del karst fueran homogéneos a lo largo de todo el territorio. Nada más distante a la realidad de la serie geomórfica vertical de las categorías, pisos y superficies de planación del relieve cubano, lo que está relacionado con la manifestación combinada de los

LA EVOLUCIÓN DE LA DINÁMICA ENDÓGENA EN EL MUNDO SUBTERRÁNEO

Los complicados sistemas de cavernas de la Sierra de Los Órganos ofrecen un registro formidable de la geodinámica diferenciada del territorio y de su división en unidades morfoestructurales independientes.



LA CAVERNA DE PALMARITO

Cauce subterráneo activo del sistema Palmarito. Estas galerías funcionales se formaron en el Holoceno como respuesta al último abatimiento de las bases erosivas en los valles intramontanos.



Foto de onlinetours.com



Foto de Vladimir Otero Collazo



LA CALZADA DE ANA BÁRBARA

La llamada Calzada de Ana Bárbara en el sistema cavernario Majaguas-Cantera es un cauce fluvial inactivo del Pleistoceno superior alto situado a 12m sobre las bases erosivas del Valle de San Carlos



CAUCE ABANDONADO DEL ARROYO MAJAGUAS

Cauce abandonado a 12-14m sobre el sumidero actual. Las tres galerías mostradas en las fotos son fases evolutivas conocidas, pero su distribución altitudinal en las sierras es diferente.



Foto de Vladimir Otero Collazo

movimientos neotectónicos diferenciados del megabloque cubano.

Entre las unidades morfotectónicas diferentes varían los espectros de las terrazas marinas inactivas emergidas y sumergidas, los de las terrazas fluviales, las superficies de planación denudativas y los pisos del karst. Estos elementos son diferentes en su número, posición altitudinal, alturas relativas, inclinaciones o basculamientos, cambios horizontales en dirección y en su ancho. Los cambios señalados en estos índices se observan con claridad en las diferencias existentes entre los espectros de las sierras de San Carlos, Sumidero-Resolladero, Viñales, Quemados, Guasasa, mogotes de Canalete y de la Sierra de La Güira, entre otras unidades del karst de los mogotes en las cuales también se han logrado identificar diferencias internas, como en el caso de los cambios en la altura en el cauce del ramal XX Aniversario del Sistema cavernario Majaguas-Cantera de la sierra de San Carlos, cerca del Hoyo de Los Helechos (Vladimir Otero, comunicación personal).

En este apartado se debe recordar que en las cuencas hidrográficas de la sierra de los Organos existen tanto fragmentos de cauces subterráneos abandonados y funcionales autóctonos que se disponen en la dirección de las serranías (sistemas longitudinales más extensos del país) como alóctonos procedentes de las Alturas de Pizarras del norte y del sur, que son transverso-diagonales de menor extensión. Por ello las alturas, las pendientes de cauce y otras características de la serie morfométrica de los pisos de paleofluencia, además de ser una función de la dinámica ascensional de las unidades tectónicas durante el Pleistoceno, también tienen que ver con su posición en los tercios de las cuencas, encontrándose a mayor altura en el entorno de las cabeceras y el tercio medio.

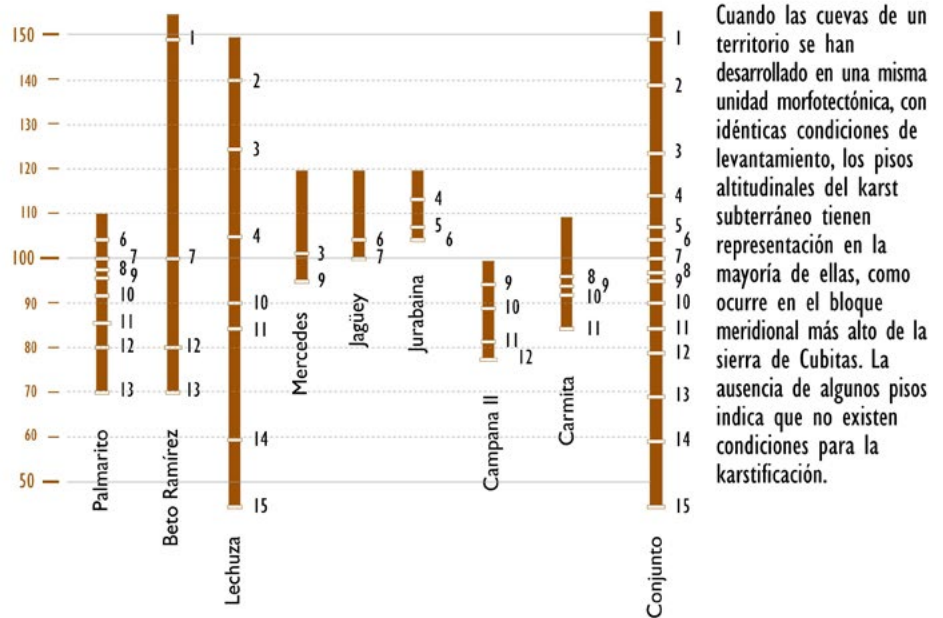
Regularidades generales de la karstificación en las llanuras y las montañas cubanas

El tercio inferior de numerosos valles en las llanuras cubanas sufre la mayor karstificación, con terminaciones ciegas y paleocauces someros, lo cual ha

Figura 6. NIVELES DE CAVERNAMIENTO FREÁTICO. Sierra de Cubitas



PISOS DEL KARST SUBTERRÁNEO



Reproducido con modificaciones al dibujo de Viña, N. y E. Labrada (1970)

Cuando las cuevas de un territorio se han desarrollado en una misma unidad morfoestructural, con idénticas condiciones de levantamiento, los pisos altitudinales del karst subterráneo tienen representación en la mayoría de ellas, como ocurre en el bloque meridional más alto de la sierra de Cubitas. La ausencia de algunos pisos indica que no existen condiciones para la karstificación.

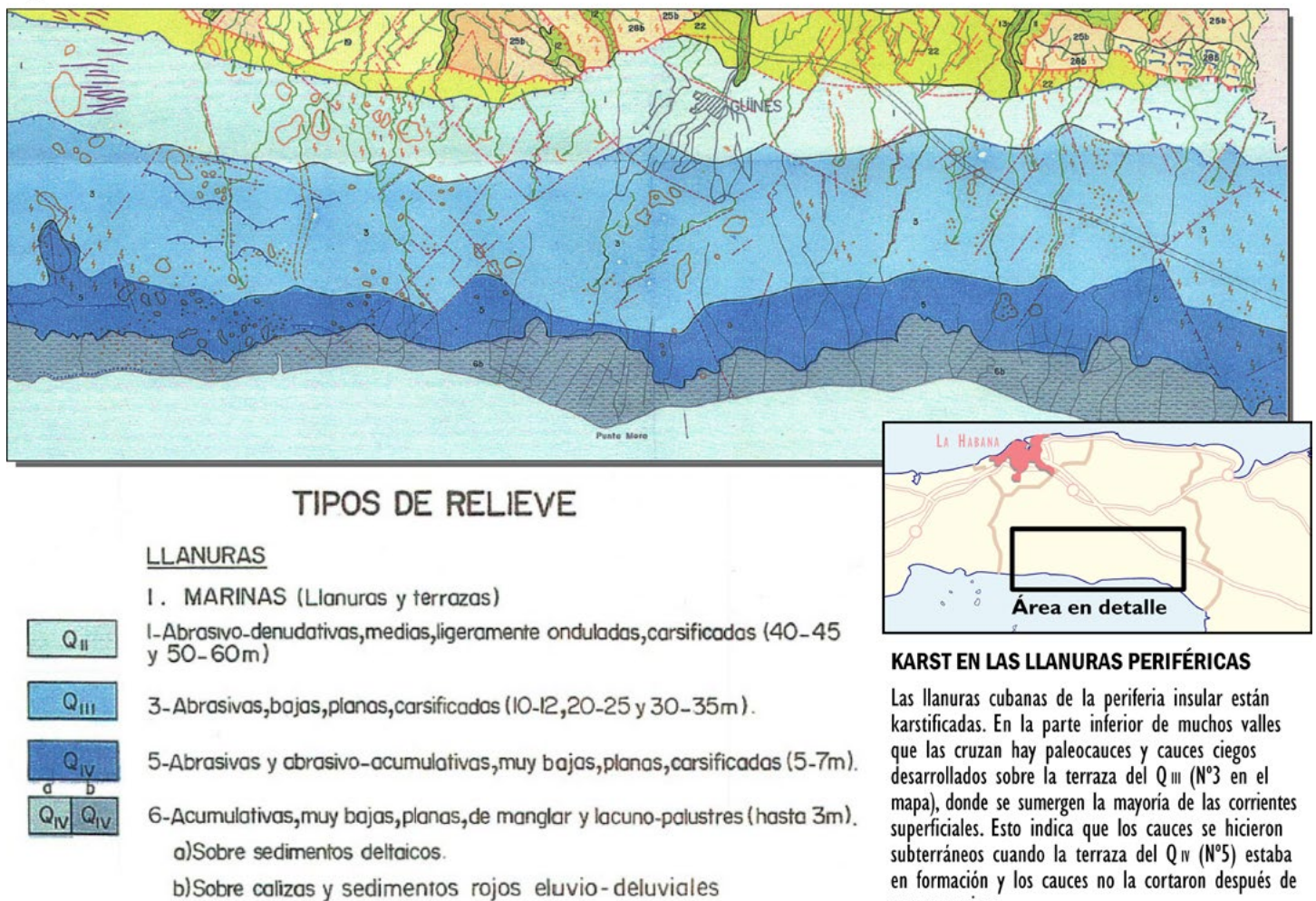
ocurrido por la presencia de la cobertura calcárea transgresiva de la periferia insular. Las cuencas hidrológicas superficiales se han reducido en área desde abajo hacia sus tercios medios.

Durante el máximo glacial Wisconsin (25-20 Ka BP), de la regresión marina del Pleistoceno superior, sincrónica con levantamientos discontinuos del terreno, fueron creados gradualmente tramos resecuentes de cauces sobre cada terraza que emergía. La etapa de la conversión del drenaje superficial en subterráneo se establece en cada cuenca por la edad de la terraza surcada

por el paleocauce y por la posición del cauce ciego relacionado con él.

En el mapa adjunto de la llanura marina karstificada del sur de La Habana (Fig. 7) la mayor parte de los valles (hoy paleovalles relictos) se desarrollaron hasta alcanzar o surcar la terraza del Pleistoceno superior alto, donde se convirtieron en ciegos, lo cual significa que la conversión del drenaje a subterráneo ocurrió cuando el nivel de base marino controlaba la abrasión de la terraza del Holoceno temprano que además no está surcada por los cauces después de su emersión.

Figura 7. MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA LLANURA DEL SUR DE LA HABANA



Reproducido del Mapa Geomorfológico de La Habana a escala 1:250 000 de Portela, A. y otros (1987)

En las montañas cubanas el tercio superior de numerosas cuencas hidrográficas se transforma con el tiempo en zonas de recarga subterránea. Eso define los sistemas kársticos colgados de alimentación autóctona, situados en sombreros estructurales calcáreos. En oposición a lo que ocurre en las llanuras, las cuencas superficiales de montaña en su evolución se reducen en área desde sus cabeceras hacia el tercio medio.

En las regiones karstificadas las unidades de bloque y microbloque que forman los estilos de la morfoestructura se reflejan en la división estructural y funcional de los sistemas, subsistemas y zonas kársticas, en la asimetría morfométrica y cronológica de los pisos del cavernamiento y en la observancia de los sistemas fluviales erosivos que evolucionaron en paragénesis con los kársticos.

IV LA MORFOESTRUCTURA Y LAS TERRAZAS MARINAS

Si caminamos por las avenidas Paseo, Los Presidentes o por 23 desde el malecón de La Habana hacia el interior notaremos que se asciende por una superficie topográfica escalonada con plataformas ligeramente inclinadas en dirección al mar, separadas por planos más escarpados. Lo mismo sucede en Gibara y en otras ciudades costeras en Cuba. En las áreas urbanizadas en las costas, a causa de la construcción de calles, carreteras, excavaciones y cimentaciones se han perdido los nichos o voladizos de marea, evidencias de la posición de antiguas costas así como la topografía original marina de las escarpas. Esta morfología responde a terrazas excavadas en las rocas por la abrasión marina en distintas épocas. La mayor parte de las pendientes costeras no están antrópicamente trans-

formadas y el aterrazamiento marino esta conservado y son la erosión, la karstificación y los procesos gravitacionales los encargados de atenuar o borrar la topografía marina original.

Las plataformas se forman en un tiempo donde los movimientos oscilatorios del mar y de la tierra han disminuido y la abrasión ha cortado la roca formando un plano inclinado de leve pendiente a determinado nivel. Por su parte la escarpa inclinada se obtiene durante un tiempo donde aumenta la intensidad y amplitud de los movimientos, lo que produce una pendiente de costa acentuada y a veces subvertical. Estos movimientos tectónicos y marinos son oscilatorios en el tiempo (sinusoidales en su curva temporal), de manera que, para que la terraza se forme tiene que labrarse en un lapso correspondiente a la combinación de un seno o una cresta en dichas curvas de movimiento

tierra-mar ^[4].

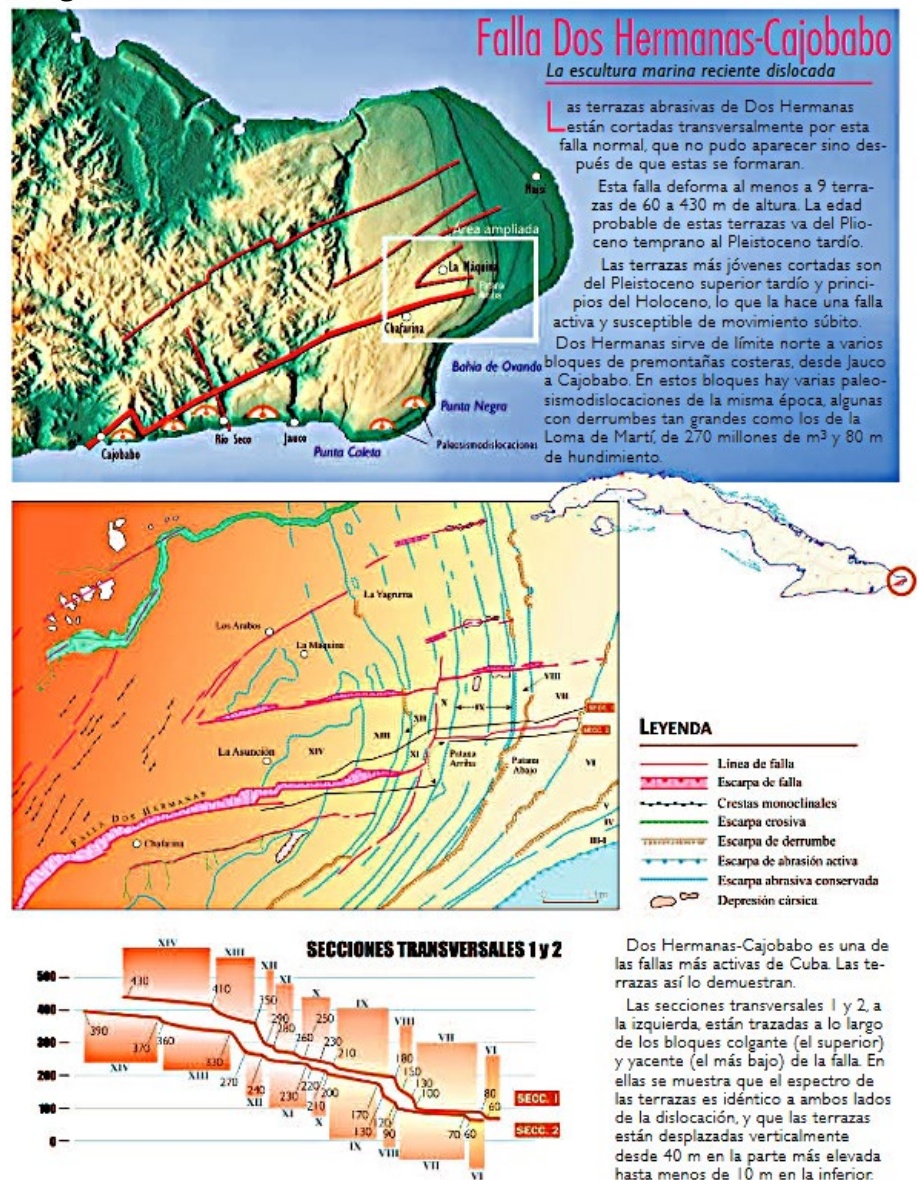
Los restos más altos de superficies aterrazadas de planación marina han sido identificados con claridad hasta altitudes de 520 m, en Punta Caleta en la meseta de Maisí (con 25 elementos) y hasta 600 m en un resto existente en el flanco sur de la sierra del Purial, en la provincia de Guantánamo (Magaz, A., 2017). En la Sierra Maestra que es el sistema montañoso más elevado del país Hernández, et al (1989) lograron medir terrazas en su flanco meridional hasta 360 m en la meseta de Cabo Cruz (con 13 elementos), 326 m en la parte occidental (con 11) ; 336 m en en la parte Central (con 10) y 165 m en la Sierra Maestra Oriental (con 10). Esta paradoja aparente se debe por una parte a la gran intensidad del inicio del levantamiento de la Sierra en el Plioceno, que no favoreció su formación y por otra a que las escarpas y plataformas estrechas más antiguas que pudieran haberse formado, desaparecieron en el relieve erosivo establecido sobre las rocas terrígenas degradables.

Las terrazas se conservan donde han sido elaboradas en rocas predominantemente carbonatadas y resistentes a la erosión de las coberturas transgresivas del borde insular. Por ello el número total de terrazas no es un elemento morfométrico definitorio para valoraciones tectónicas ya que este depende además de la altitud de afloramiento que alcanzan las rocas calizas de la cobertura, mientras que el desnivel entre las terrazas es más explicativo de estas deformaciones así como la altitud máxima del bloque en el que están excavadas.

Las superficies mayores de 600 m en la región geomórfica oriental deben ser predominantemente denudativas a causa de su emersión rápida y posiblemente algunas son originalmente marinas que han sido denudadas. Estas tienen edades comprendidas entre el Mioceno medio, superior y el Plioceno

^[4] Teóricamente hemos hecho referencia a la suma de todas las sinusoides de las oscilaciones de distinto período y amplitud tanto de las curvas tectónicas como de la oscilación marina.

Figura 8. LA DISLOCACIÓN DE LA ESCULTURA MARINA



antiguo.

En las Alturas del Norte de La Habana y Matanzas, divididas en bloques, han sido identificadas terrazas hasta 120 a 160 m de altitud, con series desde 3 y 7 terrazas en las partes occidental y central y hasta 11 terrazas en el oriente.

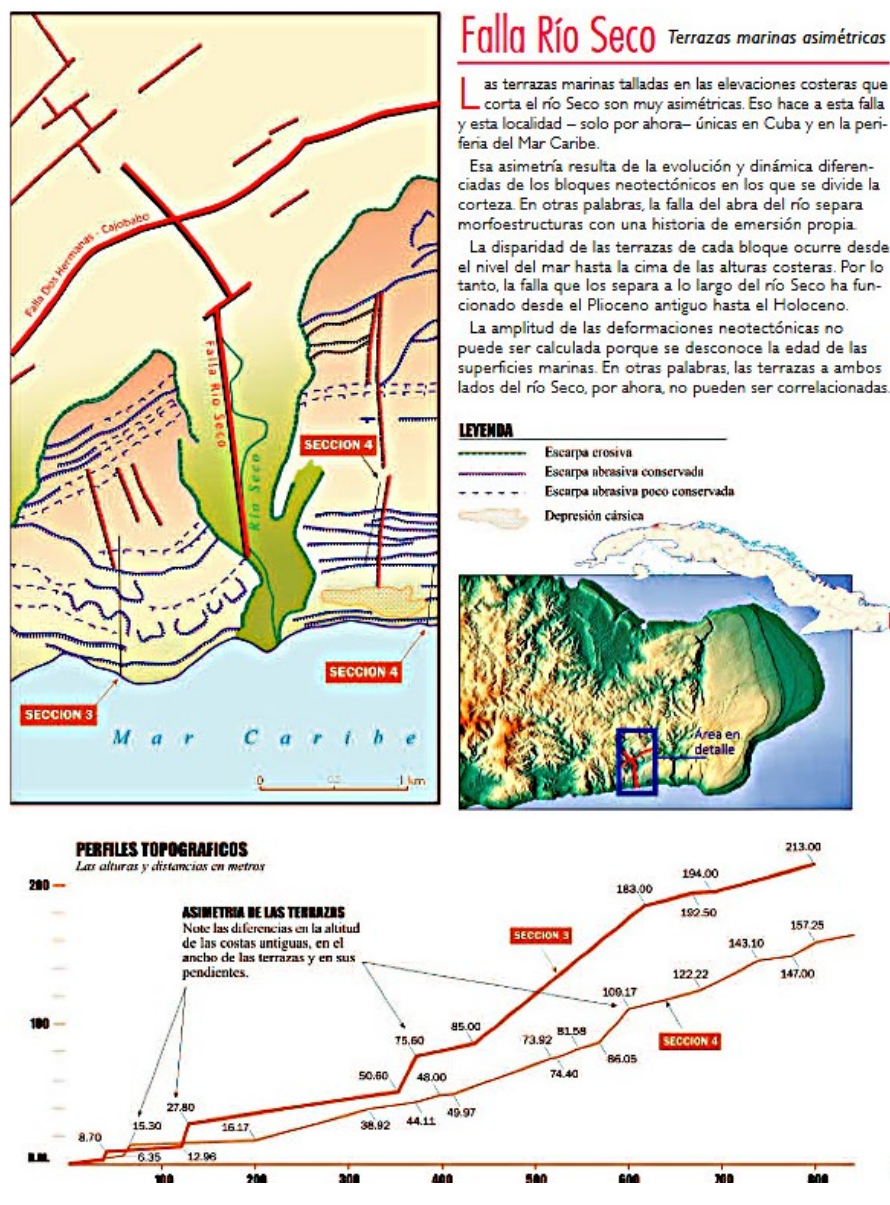
En la Llanura del Sur de La Habana existen plataformas abrasivas karsificadas hasta 65 a 70 m (con 7 a 9 elementos).

En la región geomórfica central de Cuba, en las alturas costeras del norte de las Villas se desarrollaron terrazas hasta 150 m de altura, con más de tres elementos inclinados hacia el oeste por deformaciones jóvenes (Portela, 1989).

Entre la bahía de Cochinos y la península de Ancón existen de 3 a 5 terrazas con una altura que llega a 60-90 m.

Los niveles de terrazas marinas emergidas y nichos de abrasión relictos no forman planos equipotenciales de altitud en todo el territorio de Cuba, no constituyen un sistema homogéneo. De unos sitios a otros, existen marcadas diferencias en su número, en las alturas absolutas y relativas y en el ancho de las plataformas, además de presentar zonas de importantes cambios en la dirección planimétrica o inflexiones así como basculamientos o inclinaciones de las superficies. Estos cambios morfológicos y morfométricos bruscos o graduales de la escultura

Figura 9. LAS TERRAZAS ASIMÉTRICAS. La falla de Río Seco



marina relictas son la consecuencia del fraccionamiento en bloques con significativas diferencias cinemáticas en su historia evolutiva durante los levantamientos. Esta es la causa de la existencia de espectros de terrazas distintos a través del territorio y, por ende, de la inconsistencia del fechado del relieve teniendo como base la altura (criterio de datación hipsométrica).

Los cambios bruscos o en distancias reducidas del aterrazamiento marino ocurren en zonas de fallas limítrofes de bloques (Magaz, 2017) y las mismas pueden ser fallas activas neotectónicas tardías, de funcionamiento posterior a la formación de la escultura (Fig. 8) o pueden ser fallas activas neotectónicas tempranas de funcionamiento extendi-

do a toda la etapa morfogenética marina que controlan la elaboración de las terrazas desde el inicio de su formación (Fig. 9). Pero también pueden haber interrumpido su actividad en algún momento del desarrollo escultural marino (fallas activas neotectónicas tempranas de funcionamiento interrumpido). Cuando los cambios son graduales en distancias de varios kilómetros como los basculamientos o abombamientos de espectros de terrazas, estos generalmente responden a fallamiento activo neotectónico tardío ocurrido con posterioridad al establecimiento de la totalidad de los niveles o de gran parte de ellos. Estos movimientos se consideran del Pleistoceno superior, el Holoceno y más recientes.

Al igual que en las superficies de planación de otra génesis, la asimetría en el sistema del aterrazamiento marino, entre otros elementos, es precisamente el fundamento para la aplicación de los métodos de correlación morfo-métrica y cronológica relativa para la definición de la morfoestructura neotectónica en su plano, límites, estilo y funcionamiento.

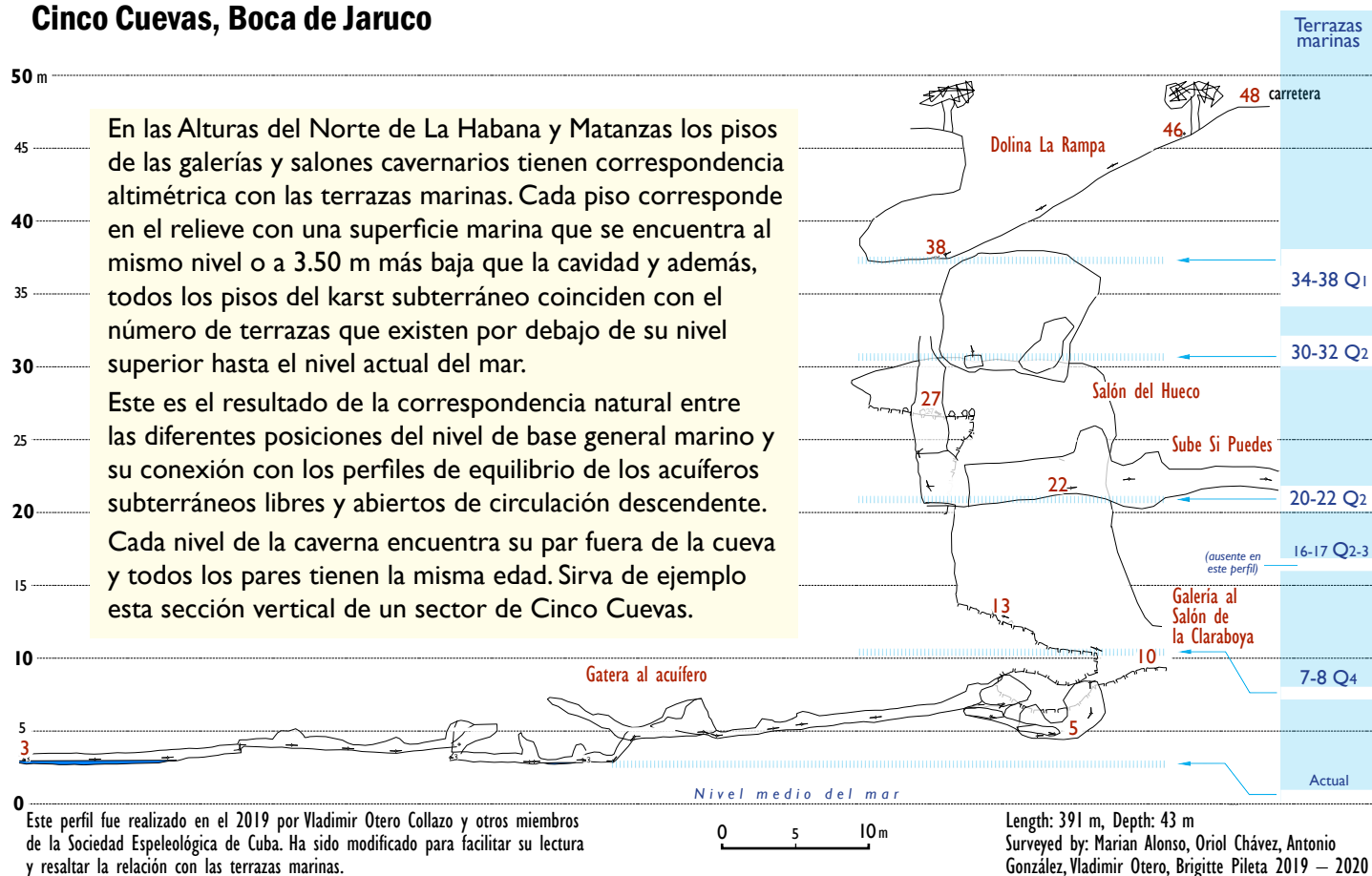
Los movimientos sucesivos de abatimiento del nivel de base marino durante la emersión tectónica discontinua determinaron la posición de los perfiles de equilibrio de las aguas subterráneas y de los niveles de disolución intermacizo en cada estancia de formación de una terraza. Se originaron así cavidades subhorizontales a distintas profundidades, correlacionables con cada una de las costas fijadas por las plataformas de abrasión. Un buen ejemplo de esta correspondencia entre las cavidades freáticas y las terrazas abrasivas de la misma edad fue comprobada mediante mediciones de precisión realizadas por espeleólogos en la ladera oriental del cañón del río Jaruco, en la costa norte al este de La Habana, que se aprecian en la Fig. 10a (Vladimir Otero, et al, 2019). También se muestran los ejemplos de la llanura del sur de La Habana en la Fig. 10b (Baldoquin, Y. R, et al, inédito) y el de la costa de Gibara, en la Fig. 10c (Corella, et al, inédito).

Como los movimientos tectónicos se diferenciaron también por una dinámica propia dentro de los límites de cada bloque emergente, en adición a esta fuerte correlación entre cuevas y terrazas hay que tener en cuenta también la existencia de series de terrazas y los correspondientes niveles de cavernamiento asimétricos a través de la costa.

Cambios del relieve costero en llanuras bajas que revelan elementos tectónicos.

Los cambios del nivel de base han sido el resultado de los movimientos glacioeustáticos y tectónicos combinados. En la zona costera los sectores con tendencia a la emersión durante el Holoceno se identifican por promontorios y terrazas relativamente

Figura 10a. CUEVAS Y TERRAZAS MARINAS
Cinco Cuevas, Boca de Jaruco



Las terrazas de Boca de Jaruco

A la derecha se han cartografiado las escarpas de las terrazas marinas que fueron comparadas con los niveles subterráneos que se muestran arriba. Las edades de las terrazas marinas y de los pisos del karst subterráneo que les corresponden fueron establecidas sobre la base de la edad paleontológica de los arrecifes cortados por la abrasión. La cronología así establecida demostró que la emersión de la alturas de Arzobispo se inició en el Plioceno, y tuvo lugar de manera discontinua hasta la actualidad.

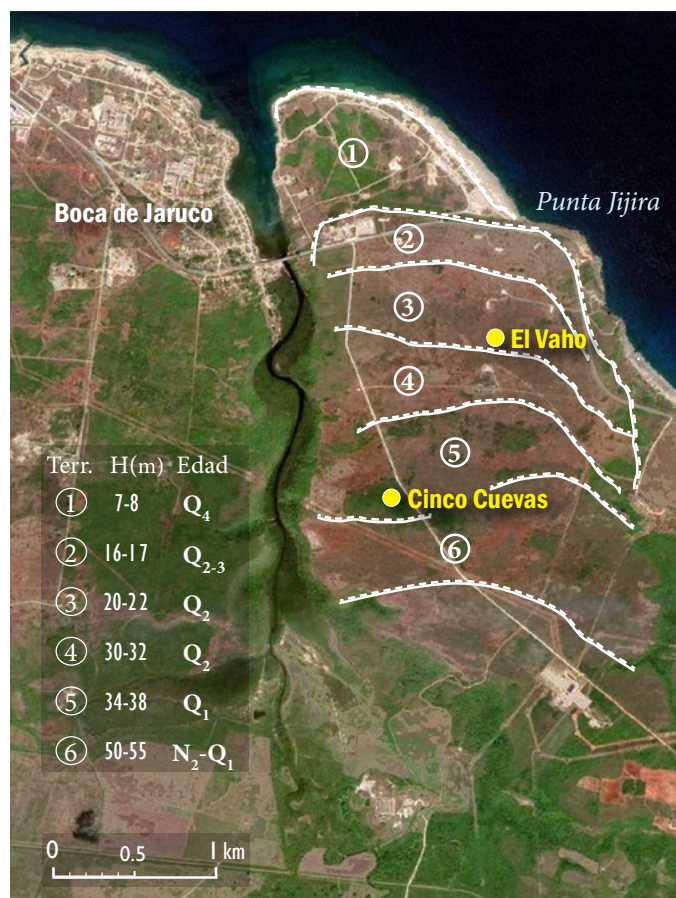
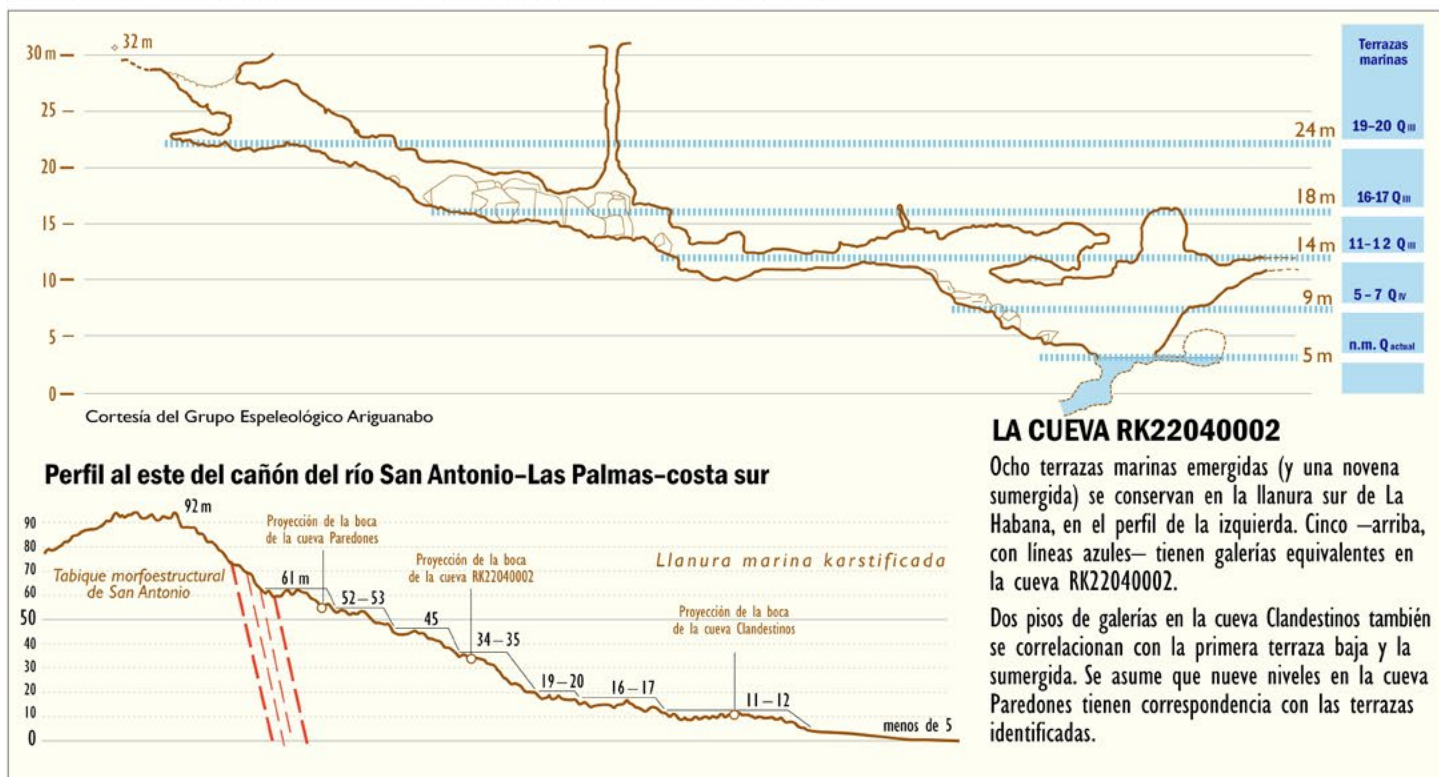


Figura 10b. TERRAZAS MARINAS Y CUEVAS EN EL SUR DE LA HABANA



elevadas así como por series de dunas antiguas litificadas y jóvenes, hip-sométricamente más bajas hacia el litoral, mientras que los de tendencia a la inmersión se distinguen por la superposición de las facies de cordones litorales de playa sobre las turbosas, retroceso del litoral, aparición de anchas fajas de turba con restos del manglar en la anteplaya y desaparición de lagunas costeras, entre otros indicios.

Estos cambios morfogenéticos de la costa tienen lugar en distancias cortas cuando están vinculados a fallamiento activo que corta el litoral. Sirva de ejemplo la Falla Caibarién que se re-

vela en el relieve por un cambio morfogenético notable de la zona costera (Fig. 11).

Los cayos ubicados al oeste de esta estructura (bloque yacente) son más bajos, con superficies situadas hasta un máximo de 2 metros, que se han formado a expensas de procesos acumulativos marino-biógenos, propios de sectores de hundimiento, donde predominan los deltas de marea con sedimentos turbo arcillosos cubiertos por las facies arenosas de cordones transgresivos de playas, seccionados con aberturas de tormenta y áreas de intercambio. Estos sedimentos tienen

sus raíces en las rocas del Pleistoceno superior.

Un cuadro diferente se observa en el margen norte del bloque oriental colgante (cayos Francés y Santa María) que alcanzan alturas de 10-14, m con dos superficies abrasivas modernas elaboradas en las rocas del Pleistoceno superior. Estas superficies están karstificadas y parcialmente cubiertas por series de dunas litificadas lo cual significa, en oposición al desarrollo en el bloque occidental, una tendencia a la emersión durante el Holoceno.

Otra evidencia de transgresión breve durante el Holoceno fue identificada

Figura 10c. TERRAZAS MARINAS Y CUEVAS EN GIBARA

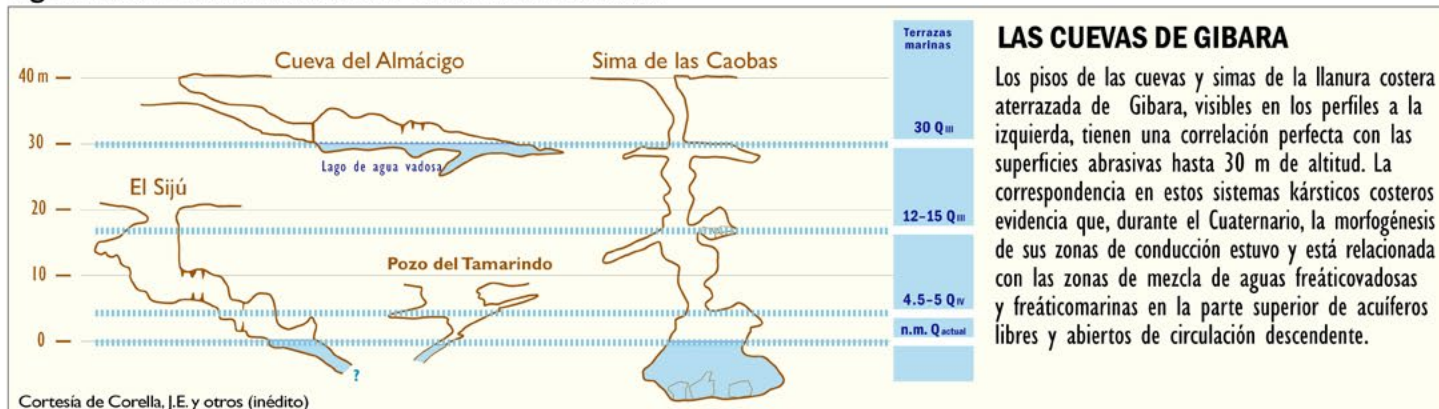
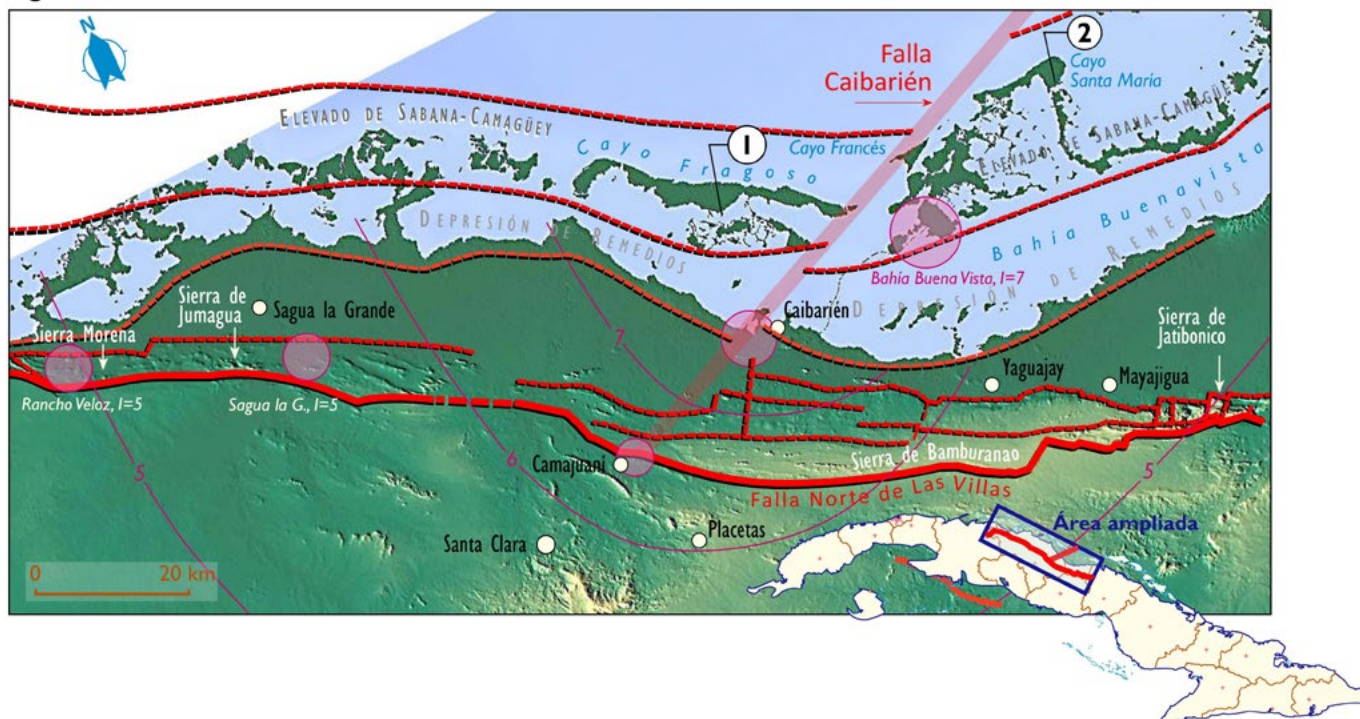
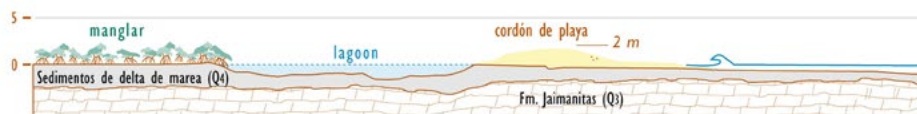


Figura 11. FALLAS ACTIVAS Y MORFOGÉNESIS COSTERA



① Sección esquemática Cayo Frágoso



② Sección esquemática Cayo Santa María



Tectónica nueva y plataforma insular

Los cambios de la escultura en las costas bajas permiten detectar las morfoestructuras y ofrecen elementos sobre su evolución. La plataforma insular al norte de Cuba central, cerca de Caibarién ofrece un claro ejemplo.

El análisis morfogenético muestra una componente vertical en la falla Caibarién durante el Holoceno. Lo revelan los cambios de la costa: al oeste de la falla hay cayos bajos (Frágoso) formados por sedimentos holocénicos, marinos, biógenos, de hundimiento, que sobreyacen a rocas del Pleistoceno superior (perfil 1). Al este hay cayos altos (Francés y Santa María) con terrazas que cortan a las mismas rocas (perfil 2). Esto indica la tendencia a la emersión del bloque oriental durante el Holoceno.

por Portela, 1989, ob. cit. cuando encontró un horizonte de oolitas marinas gruesas en el interior de los sedimentos de conos aluviales insulares en la llanura baja del Norte de Las Villas.

La edad de las superficies denudativas, las terrazas marinas y las cavernas costeras.

Las etapas alternas de tectogénesis y planación, el predominio del relieve denudacional por sobre las formas acumulativas, la existencia de superficies de planación desnudas directamente elaboradas sobre rocas antiguas, la reducida cantidad de fósiles en los depósitos friables y el bajo grado de estudio geológico sobre el fechado de los sedimentos de la etapa mor-

fogenética cubana fueron problemas concretos que condujeron a la adopción del criterio hipsométrico de fechado del relieve.

En esos estudios pioneros realizados por Lilienberg (1970) la edad del sistema de las superficies poligenéticas de Cuba fue establecida sobre la base de su estrecha correspondencia altimétrica con el sistema de terrazas de la periferia del Mar Mediterráneo y de la costa oeste de África, donde las superficies sí son cronológicamente conocidas.

En este esquema general, para acotar las edades de las superficies más bajas y más altas del espectro, se empleó el fechado de las turbas de la peninsu-

la de Zapata a través del método del radiocarbono y para las superficies de planación más elevadas, fue fijada la edad mediante algunos datos sobre depósitos correlativos existentes en las cuencas o depocentros sedimentarios y sobre las edades de las rocas elaboradas por las superficies.

Así el consideró la edad de las superficies marinas como del Holoceno (2-3, 5-7 m), Pleistoceno tardío (10-12, 20-35 m), Pleistoceno medio (35-40, 55-60, 75-80 m) y Pleistoceno temprano (80-90 y 100-120 m).

Para los niveles de alturas y algunos grupos montañosos correspondientes a 150-170, 200-220, 250-270, 300-350, 400-450 y 550-600 m (indistintamente

superficies denudativas o marinas), fueron asignadas edades dentro del Plioceno y para los más altos (denudativos) en sistemas montañosos, de Mioceno superior y Plioceno antiguo.

Estudios paleogeográficos (Iturralde, 2003) han demostrado que durante el Plioceno-Cuaternario el área emergida del archipiélago a ido en aumento hasta el Holoceno, lo cual significa que este modelo de desarrollo y fechado se cumple como tendencia (para todo el Cuaternario) pero los resultados obtenidos en numerosas investigaciones geólogo-geomorfológicas realizadas durante la década de 1980 demostraron, en lugares aislados y a nivel local, la invalidez del fechado teniendo como fundamento la altura para intervalos de tiempo cortos; pero debido a la ausencia de estudios de fechado absoluto y morfoestratigráficos relativos de propagación extensa y más detallados, tuvo que ser nuevamente empleado dicho criterio hipsométrico en el mapa geomorfológico de 1989.

Los elementos de causa o procesos más importantes que se oponen a este esquema cronológico-evolutivo del relieve cubano son:

- a) El fraccionamiento neotectónico con unidades morfotectónicas de desarrollo cinemático independiente a partir del Mioceno superior y durante el Plioceno y el Cuaternario, y
- b) Las transgresiones y regresiones ocurridas durante el Pleistoceno.

Como consecuencia de la acción combinada de estos procesos, cabe la posibilidad de que superficies más jóvenes puedan estar ubicadas a mayores alturas que las más antiguas, donde se incluye, además, tanto la ausencia de superficies que están presentes en otras unidades de bloque como las superficies de igual edad, cortadas tardíamente y movidas tectónicamente a distintas alturas.

Una de las pruebas más sólidas de este último efecto, son las superficies denudativas y marinas del Plioceno (excavadas o elaboradas en rocas de la parte media y alta del Mioceno), que ocupando distintas posiciones altitudinales por efecto tectónico, están distribuidas por toda la Isla de Cuba.

Sobre la base de los datos correspondientes a la distribución altitudinal actual de los restos de esta superficie del Plioceno inferior al superior (Magaz, 2017) hoy situada a distintas alturas, tenemos que en la región geomórfica occidental, la amplitud extrema de las deformaciones neotectónicas sumarias de esta superficie durante el Pleistoceno esta representada en la componente vertical por un valor de 252 metros; en la región geomórfica central es del orden de los 108 metros, aumentando en la región oriental hasta un máximo de unos 649 metros, mientras que para toda la Isla de Cuba, este valor está cercano a 740 metros.

Este contraste altitudinal del nivel morfoestratigráfico pliocénico, observado a través de toda la isla se asocia con los sistemas de fallas transverso-diagonales y longitudinales al eje del archipiélago, límites de las morfoestructuras correspondientes y demuestra la invalidez del fechado del relieve teniendo por base a la altura.

Una investigación muy meritoria fue realizada por la geomorfóloga Elizabeta A. Finko, del Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de la antigua URSS cuando descubrió los valles enterrados y cartografió por vez primera (a escala 1:500 000 del centro del archipiélago) superficies de igual edad a distintas altitudes en los bloques Las Villas y Camaguey (Finko, E.A., L. Biosca y R. de la Cruz, 1974). Esta fue una interpretación pionera y disidente que rompió con el criterio hipsométrico de fechado del relieve propuesto por D. A. Lilienberg en 1970.

Durante el curso de algunos estudios cronológicos locales de las superficies del relieve se emplearon varios procedimientos tradicionales de fechado relativo (fechado por límites, de las transiciones faciales, de las rocas elaboradas por superficies de degradación y del fechado de las superficies construídas o acumulativas de degradación). Los métodos morfométricos de correlación de series de superficies de planación han sido de apoyo en los estudios de la edad relativa del relieve.

Estos métodos han tenido que ser empleados en los estimados de la edad

de las superficies cubanas debido a las condiciones geomorfológicas del relieve antes señaladas y al bajo grado de estudio de la geología del Cuaternario.

Se debe recordar que las plataformas de abrasión que forman las terrazas emergidas relictas de Cuba se inclinan ligeramente al mar, cortando las construcciones coralinas de los diferentes arrecifes tansgresivos en un mismo plano (por ello son más abundantes las facies biodetríticas que las biógenas en posición normal de las construcciones).

Por ejemplo, así sabemos que la plataforma y el nicho de marea "fósil" de la terraza baja de seboruco es un corte abrasivo en el tope del arrecife Jaimanitas ocurrido durante la parte alta del Q3 post Sangamon hasta Holoceno.

Otro elemento que apoya esta interpretación es que una vez formado el arrecife de la fm. Jaimanitas durante la transgresión Sangamon, comenzó el abatimiento del mar, que alcanzó hasta -120 m durante el máximo glacial Wisconsin y el arrecife (si no fue cortado al inicio de esta regresión) no fue tocado por el mar hasta el elevamiento postglacial que estuvo unos metros por encima del nivel del mar actual durante la transgresión Frandiense, alrededor de 4 500 años atrás.

Por otra parte, cuando las superficies o plataformas de las terrazas coinciden con el tope de los corales que mantienen la posición de la construcción (facies biógena nerítica), entonces la edad de la terraza es la misma que la edad paleontológica de sus propios sedimentos orgánicos por ser una superficie acumulativa o construida (de agradación) no abrasiva de degradación.

Como se señaló anteriormente, en el territorio predominan las superficies marinas en llanuras y alturas costeras hasta 120-140 m, se han identificado terrazas marinas excavadas hasta los 220 m en las cadenas de alturas costeras del centro-norte y en las mesetas y algunos grupos montañosos del oriente del país hasta 590-600 m, cuyas edades no son más antiguas que el Plioceno antiguo ($5.33 \cdot 10^{-6}$ años) ya que están excavadas en rocas del

Mioceno medio hasta el superior o superficies equivalentes.

Entre el Pleistoceno y el Holoceno se establecieron cavidades subterráneas freáticas subhorizontales a distintos niveles que corresponden con terrazas abrasivas en los tiempos de estabilidad relativa del nivel de base marino. El espectro de estas terrazas puede ser asimétrico por efecto tectónico.

Volviendo al ejemplo de Boca de Jaruco analicemos la morfogénesis y las edades de las terrazas y las cavernas en la ladera oriental del río Jaruco utilizando como referencia las conocidas cuevas de El Vaho y Cinco Cuevas (Fig. 10a).

Conviene refrescar los principios de la datación en el análisis geomorfológico. La datación relativa establece que: *“Toda superficie no es más antigua que las rocas más jóvenes que la sustentan ni es más joven que los sedimentos más viejos que la cubren”*.

Dicho esto entramos en el problema.

En la ladera oriental del cañón del río Jaruco las alturas se elevan hasta 95 m y presentan en su flanco costero seis terrazas de hasta 55 m. Desde esa última terraza y hasta la cima la superficie parece ser denudativa. Esta superficie

cimera y las dos terrazas altas enumeradas como 5 (donde está Cinco Cuevas) y 6, están elaboradas en calizas y calizas margosas de las formaciones Cojimar y Güines del Mioceno inferior y medio (Albear et al, 1988). Por tanto, dichas superficies son más recientes que las rocas más jóvenes que han cortado. De arriba a abajo son del Mioceno superior-Plioceno antiguo ($N_1^3 - N_1^2$); Plioceno superior-Pleistoceno temprano $N_2 - Q_1$ (T.6) y Pleistoceno temprano Q_1 (T.5).

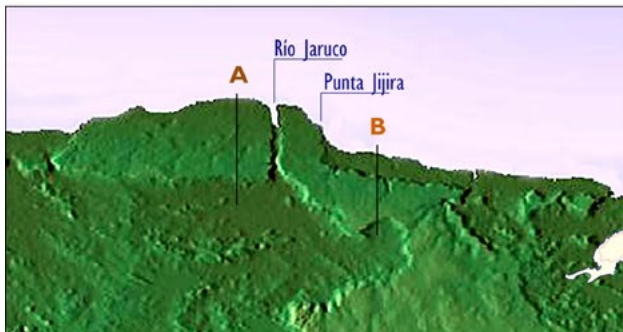
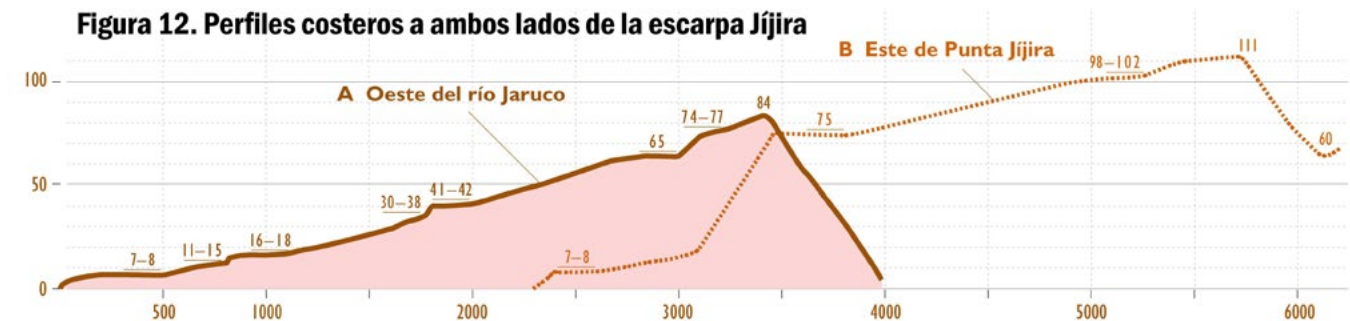
La formación de las cavidades freáticas subhorizontales originales más altas de Cinco Cuevas ocurrió en el nivel piezométrico subterráneo correspondiente a la plataforma de abrasión de la terraza 4 durante el final del Pleistoceno inferior y el Pleistoceno medio. Otros niveles más profundos de esta cueva corresponden a los niveles piezométricos establecidos sucesivamente por los planos abrasivos de las terrazas 3, 2 y 1, más el nivel del lago que se corresponde con la terraza sumergida en formación actual. Con el tiempo, al quedar estas cavidades en la zona de aereación, la circulación vadosa y los desplomes subterráneos conectaron las cavidades freáticas mediante pozos y galerías inclinadas.

La caverna de las Cinco Cuevas al

haberse excavado en una terraza alta y antigua tiene no menos de 5 niveles con edades correspondientes a las terrazas 4, 3, 2, 1 y la sumergida en formación actual (gatera del lago que esta situada a 45 m de profundidad, o 3 m sobre el nivel del mar, a 2.57 km del litoral). (Otero, ob. cit.)

Las terrazas marinas cuarta, tercera (de la cueva del Vaho) y segunda cortan a materiales coralinos de la formación Vedado cuya edad paleontológica es del Plioceno al Pleistoceno temprano ($N_2 - Q_1$). Esta formación arrecifal acumulativa está modelada en su tope por estos 3 cortes abrasivos (terrazas 4, 3 y 2) ocurridos durante su emersión discontinua que deben haberse producido en el Pleistoceno medio (Q_2). El nivel de base marino que labraba la terraza 2 ya controlaba a su vez la formación de los corales basales de la formación Jaimanitas, construcción coralina que alcanzó el Pleistoceno superior parte baja ($Q_2 - Q_3$). La excavación de la cavidad freática original más alta de la cueva del Vaho debe corresponder por tanto con el nivel piezométrico del Pleistoceno medio al superior la parte baja (Sangamón, 130 000-135 000 años BP) establecido durante la abrasión de la terraza 2. La emersión del arrecife Jai-

Figura 12. Perfiles costeros a ambos lados de la escarpa Jijira



Terrazas asimétricas en Punta Jijira

Las terrazas marinas emergidas a ambos lados de Punta Jijira son asimétricas. Mientras al oeste se formaron seis terrazas, en el oriente se formaron solo tres, dos de ellas sobre un acantilado de 67 m de altura y la terraza baja de Seboruco cuya altura es igual en ambos perfiles. Estas secciones se elevaron diferente; la emersión en Boca de Jaruco fue discontinua durante el Plio-Pleistoceno. En el oriente el levantamiento fue lento entre el Plioceno y el Pleistoceno inferior, pero el elevamiento fue continuo a partir del Pleistoceno medio al superior, lo que permitió que se formara la gran escarpa. Durante el Holoceno estas diferencias desaparecieron.

manitas ocurrió entre la parte alta del Pleistoceno superior (post Sangamón) y el Holoceno temprano que es la edad de la terraza de Seboruco, excavada en el tope de este arrecife biodetrítico. De manera que la cueva quedó expuesta en la zona de aereación vadosa desde la parte alta del Pleistoceno superior. Así la ampliación vertical en bóveda de la cavidad inicial más alta y la formación de espeleotemas comenzó en esta época. Los desplomes de bóvedas y las fracturas de espeleotemas son aun más jóvenes. La Cueva del Vaho al haberse excavado en una terraza más baja y joven, sus pisos freáticos deben corresponderse con los dos niveles de abrasión de las terrazas 2, 1 y la sumergida en formación actual^[5], con edades del Pleistoceno medio alto al superior, y el Holoceno temprano y el reciente, que son los dos pisos que tiene la cueva. La cavidad no alcanza el nivel de base actual como ocurre en Cinco Cuevas.

En este tramo costero el aterrazamiento marino también revela que las alturas de la Habana-Matanzas no emergieron del mismo modo en toda su unidad orográfica (Fig. 12). Sobre la base del número, del ancho de las plataformas y del desnivel entre las terrazas excavadas por abrasión en los sectores limitados por la escarpa de punta Jijira, se puede interpretar que ambas secciones se elevaron con una dinámica diferente. En el oeste la emersión en Boca de Jaruco fue discontinua o interrumpida durante el Pleistoceno, con seis pulsaciones tectónicas hasta algo más de 95 m (formándose las terrazas 1-6 con desniveles entre paleocostas entre 5 y 17 m).

^[5] Para establecer las correlaciones morfométricas altitudinales entre las terrazas marinas emergidas y los correspondientes pisos del karst subterráneo hay que tener en cuenta que en las condiciones de una estructura geológica homogénea, homoclinal, que buza hasta 20° en dirección al mar, con acuíferos libres de circulación descendente, se han observado empíricamente diferencias de hasta 3.0–3.5 m de altura del nivel piezométrico con respecto al nivel marino a una distancia del litoral de 2.5–3 km

En la sección oriental de la ronera de Santa Cruz del Norte, el levantamiento sumario fué mayor en amplitud en unos 16 m (hasta 111 m). En el Plioceno y el Pleistoceno inferior fue lento como lo confirman dos terrazas altas excavadas en rocas del Mioceno inferior y medio, pero el elevamiento pasó a ser continuo a partir del Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior, a través de una escarpa de 67 m. Desde la base de esta escarpa se extiende hasta el litoral la terraza baja de Seboruco que mantiene así la misma altura de la plataforma de abrasión en ambas secciones costeras (entre 6 y 8 m). De aquí se puede interpretar que la fractura de la escarpa Jijira disminuyó o interrumpió su actividad en el Holoceno.

En los sistemas kársticos costeros los pisos más extensos del cavernamiento freático tienen correspondencia con las plataformas de las terrazas marinas relictas. La regularidad encontrada es que cada piso se corresponde con la superficie marina que se encuentra al mismo nivel o entre 1 y 3.5 m más baja que la cavidad y además que todos los pisos del karst subterráneo coinciden con el número de terrazas que existen por debajo de su altitud hasta el nivel actual del mar, lo esperado desde el punto de vista físico-geográfico.

Otra regularidad encontrada tiene que ver con la existencia de uno o dos pisos cavernarios bajos y cercanos a la cavidad en formación ocupada por lagos. Estos estantes tienen que ver con la diferencia de nivel entre los bordes externo e interno de la terraza sumergida en formación actual. Esta diferencia vertical entre estos niveles de conductos cercanos al actual responde a la pendiente generada por la abrasión que cambia gradualmente de altura en la medida que se produce la emersión del territorio. Cuando estos pisos quedan elevados por encima del nivel de saturación permanente, los estantes bajos se pierden a causa de los procesos morfogenéticos de degradación hipógea.

Cuando no existen pisos subterráneos a las esperadas alturas que corresponden a algunas de las terrazas marinas hay que valorar si la ausencia se debe

a que a esos niveles piezométricos antiguos no existían las condiciones litoestructurales del corte geológico factibles a la karstificación. Por otra parte, las cavidades no correlacionables con las terrazas pueden responder a formas vadosas o gravitacionales intermedias de enlace entre pisos o a formas con otra morfogénesis hipógea, tal y como ha sido señalado por algunos espeleólogos (Vladimir Otero, comunicación personal).

Los diferentes pisos horizontales de cavernamiento en las alturas y llanuras costeras karstificadas se relacionan con los variables niveles de base del Pleistoceno y se corresponden con las terrazas marinas. Con el abatimiento de regresión marina o de elevamiento tectónico estas cavidades ocupaban el espacio de la zona de aereación o infiltración de aguas vadosas o gravitacionales, elaborándose cavidades nuevas inclinadas y verticales, formación de bóvedas semiesféricas y desplomes que dieron origen a las numerosas dolinas y claraboyas de hundimiento así como a la conexión gravitacional o disolutiva entre los pisos a nivel subterráneo. La morfoestructura está revelada en las diferencias morfométricas evolutivas de las series asimétricas de los pisos del kárst condicionados por los niveles de base marcados por la abrasión.

V MORFOESTRUCTURA Y ESCULTURA FLUVIOMARINA Y BIÓGENA

Llanuras de pantanos y lagunas pobladas de manglar.

Estas llanuras acumulativas bajas se han desarrollado sobre superficies marinas y fluvio-marinas de emersión reciente durante el Holoceno hasta alturas de 2-3, 5-7 m. Están parcialmente cubiertas por manglares que crecen sobre sedimentos clásticos, móviles y salinos, de tipo limoso, turboso, turbo-arenoso y arcillo-arenoso, litorales y costeros, en la zona de influencia de las mareas y el oleaje, en intercambio con las aguas subterráneas de los sistemas kársticos costeros.

Los manglares de la periferia de las islas mayores y de los cayos hacen crecer la costa discretamente por acción biógena, tanto por retención de sedimentos poligenéticos en su sistema

radicular como por deposición de materia orgánica, que puede alcanzar hasta 70 t·Km²·año.

En pendientes submarinas inferiores a 1 grado de inclinación y más de 500m de ancho, el manglar alcanza de 1 a 5 km de ancho. Ejemplos notables de manglares periféricos se distribuyen al norte de la Península Guanahacabibes, en las costas de la provincia de Pinar del Río, en la costa sur de La Habana y en los estuarios de los ríos encajados de su costa norte, así como en el Rincón de Guanabo, en las costas de las provincias de Las Villas y Camagüey y en los estuarios meridionales de los ríos del Escambray, en las costas de las llanuras de Cauto y de Nipe, en los estuarios de los ríos del noreste de Cuba y en los bordes de las bahías y ensenadas surorientales.

Los manglares también atraviesan o se insinúan profundamente hacia el interior de las islas principales. Estos territorios lacuno-palustres, están contruidos sobre un substrato carbonatado, karstificado en el Pleistoceno, donde el sistema de dolinas lacustres, paleocauces fluviales, canales, estavelas y manantiales, así como los acuíferos subterráneos intercambian de distinto modo con las aguas marinas.

La distribución, existencia y desarrollo de estas superficies ocurre sobre un fondo geoestructural neotectónico.

En Cuba no hay un movimiento de la corteza que no este reflejado en el relieve, hasta de las superficies más bajas y jóvenes. La tectónica nueva se expresa bien en las montañas y en las alturas, pero en las superficies llanas también; no hay movimiento sostenido en el tiempo de unos pocos miles de años que no esté delineado en la epidermis de la Tierra: el relieve.

El emplazamiento de las llanuras lacuno-palustres interiores, cubiertas por manglares y por el bosque y los herbazales de ciénaga, se asocia, como causa primera, a escalones tectónicos depri-midos, ocurridos en el contacto entre los pisos estructurales del basamento antiguo y la neocobertura platefórmica (ciénagas de La Fe-Cortés, en Pinar del Río y de Lanier, en la Isla de la Juventud). También aparecen en ex-

tensas zonas de fallas en combinación con depresiones de graben relativo (la laguna pleistoceno-holocénica de Ariguanabo y la depresión de Remedios) y con depresiones tectónicas de graben en la cobertura del neógeno (como en la Ciénagas de Zapata, la Laguna de la Leche y las costas de las cuencas del Cauto y de Nipe). Estas depresiones tectónicas con tendencia al hundimiento funcionaron como cuencas fluviomarinas en el Holoceno, lo cual provocó la sumersión, el enterramiento y la obstrucción de los sistemas kársticos preexistentes. Todo ello contribuyó a la formación de potentes espesores de turba y de otros sedimentos y a la formación de numerosas lagunas.

Morfoestructura y escultura biógena en la península de Zapata

La península de Zapata es un territorio recientemente emergido, situado en la parte suroccidental del Megabloque Neotectónico Cubano. En ella, la distribución de las superficies marinas, lacunopalustres, biógenas y kársticas ha sido diseñada por la formación del graben relativo de Zapata en combinación con la falla activa y profunda Cochinos-Cárdenas (Fig. 13).

La morfoestructura de esta depresión tectónica ha sido transformada en su plano y perfil por los movimientos de los bloques delimitados por la fractura la cual esta reflejada en el relieve por el cambio en la dirección de las terrazas marinas del Pleistoceno superior y el Holoceno en la llanura y por la desviación de la ciénaga y del elevado de Zapata en la zona de falla.

En su eje central esta depresión estructural está delimitada en el relieve por la formación de las ciénagas oriental, occidental de Zapata y la ensenada de La Broa en la dirección este-oeste y por el elevado de Zapata y el borde meridional de la zona axial de Matanzas (Covadonga-Jaguey Grande-Nueva Paz) de sur a norte.

Esta morfoestructura de leve desnivel topográfico se encuentra en actividad contemporánea como se aprecia en las curvas de las velocidades y en el gradiente de los movimientos tectónicos recientes lentos en su sección geológi-

ca transversal. En los bordes de la depresión los gradientes se incrementan. En la geodinámica reciente lenta el límite meridional de la depresión se eleva con mayor amplitud y contraste que su borde norte (Díaz, J.L. 1986).

La escultura descrita fue cartografiada en sus tipos genéticos en el mapa geomorfológico de Cuba y su leyenda explicativa (Portela, et al, 1989). Como se observa en el fragmento mostrado en este mapa del relieve, el borde norte de la depresión constituye una zona de recarga subterránea integrada por más de 20 valles ciegos y más de 50 depresiones kársticas con líneas de conducción en la dirección de los morfolineamientos hacia el sur y suroeste. Numerosos manantiales potentes han sido identificados en el interior de las ciénagas Occidental y Oriental que levantan localmente el nivel del agua procedente del norte.

El elevado de Zapata (formado por rocas de las formaciones Jaimanitas y Vedado) presenta campos de lapiés y numerosas cuevas que drenan parcialmente las ciénagas en dirección a la escarpa norte de la Fosa de Jagua y de la bahía de Cochinos. De acuerdo con las investigaciones karstológicas e hidrogeológicas llevadas a cabo por el colega y amigo el doctor Javier Rodríguez Rubio, a causa de la tupida red de conductos de disolución excavados en estas formaciones coralinas del promontorio, el flujo subterráneo a través del elevado es semejante al darsiano.

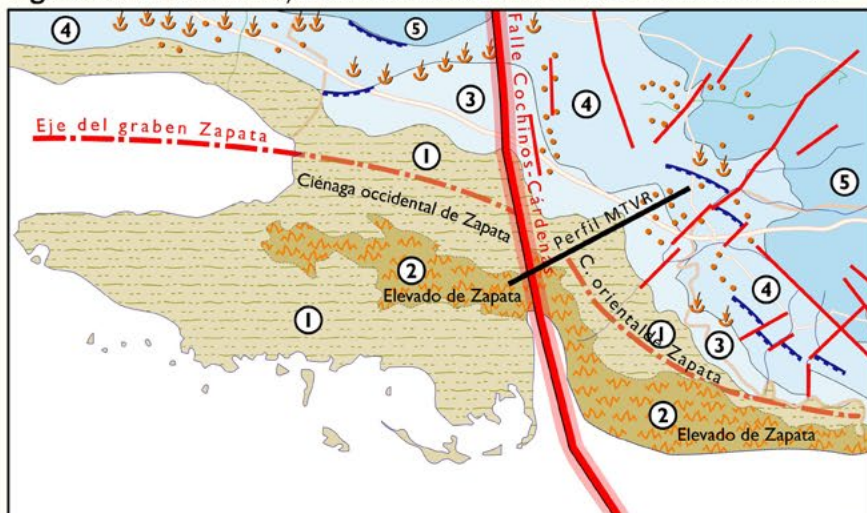
En el elevado de Zapata, al este de la bahía de Cochinos hasta Cienfuegos hay una alta correspondencia de los ríos subterráneos, los cenotes, las cuevas y las surgencias costeras con varios sistemas de fracturas de distensión marginal paralelas y diagonales al litoral, algunas de las cuales han presentado movimientos de hundimiento en dirección al talud insular submarino (Magaz, A., 2016)

La morfoestructura y los deltas

Las superficies deltaicas se forman por la acumulación de sedimentos fluviales provenientes de las alturas y montañas interiores hasta la zona costera y que han sido redistribuidos por el mar.

En estas llanuras se distinguen varios

Figura 13. ESCULTURA, NEOTECTÓNICA Y MOVIMIENTOS RECIENTES



Modificado de Portela, A.H. et al, 1989

Llanuras marinas y lacunopalustres

- | | |
|--|--|
| ① Lacunopalustre, acumulativa, plana, cenagosa (H= 0-2m) Q _{IV} | ② Abrasiva, plana intensamente karstificada, con lapíes (H= 2-3, 5-7m) Q _{IV} |
| ③ Abrasivoacumulativa, plana, karstificada, parcialmente cenagosa (H= 2-3, 5-7m) Q _{IV} | ④ Abrasiva y abrasivoacumulativa, plana (H= 10-15, 20-25, 35-40m) Q _{II-QIII} |
| ⑤ Abrasiva, plana (H= 40-45, 50-60, 75-80m) Q _{I-QII} | |
- Valle ciego, sumidero
 Depósitos kársticos
 Escarpa abrasiva
 Morfolineamientos

Una depresión activa

En la península de Zapata la posición de las superficies esculturales del relieve, cartografiadas arriba, se ajusta a la formación de una geoestructura neotectónica de graben relativo —el graben de Zapata— que corre longitudinal al eje de la isla, en combinación con los movimientos de la falla activa profunda Cochinos-Cárdenas, que corta transversalmente al megabloque cubano.

El eje longitudinal del graben Zapata se extiende de oeste a este por más de 180 Km, aproximadamente por el eje topográfico de la ensenada de La Broa y de las ciénagas Occidental y Oriental de Zapata. Su borde meridional es el Elevado de Zapata, mientras que por el norte lo limitan las llanuras y terrazas marinas del sur de Matanzas.

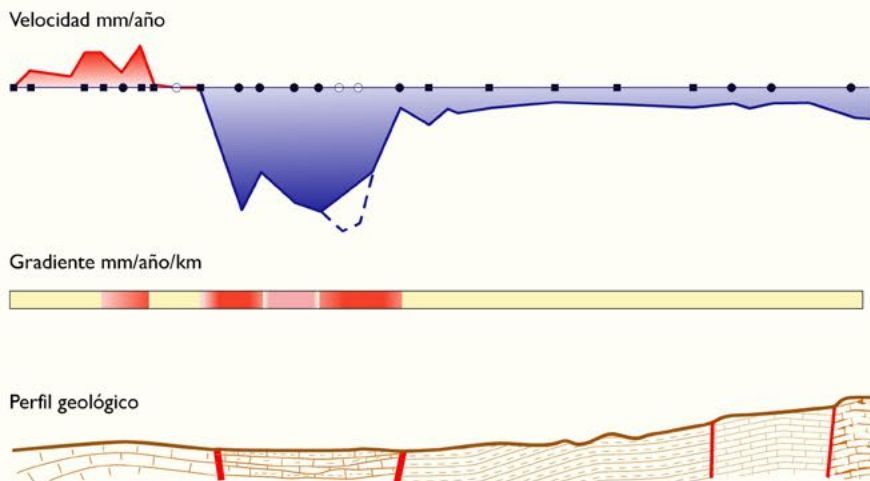
Al llegar a la Falla Cochinos-Cárdenas, la posición de la ciénaga, el elevado y la escultura marina abrasiva en la llanura del sur de Matanzas se desplaza de 15 a 20 km hacia el sur.

La curva de las velocidades y los gradientes de los movimientos tectónicos recientes lentos (abajo) indican que la Falla Cochinos-Cárdenas está activa.

En territorios de leve desnivel topográfico, el diseño de las superficies morfogenéticas marinas, lacunopalustres, biógenas y kársticas revelan las morfoestructuras modernas.

Movimientos tectónicos verticales recientes

Tomado de Díaz, J.L., 1986



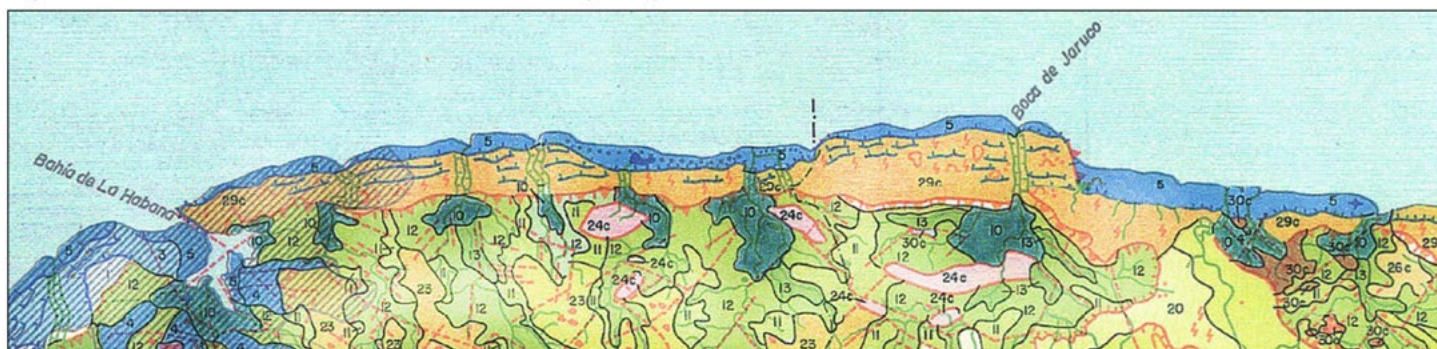
pisos de terrazas, desde las bajas y planas, de 2-3, 5-7 m, de edad holocena, hasta las altas, colinosas, con alturas de 80-90 m y 100-120 m del Pleistoceno temprano. En ellas se encuentran superficies intermedias de 10-15, 20-25, 35-40 del Pleistoceno medio al superior y de 40-45, 50-60 y 75-80 m del Pleistoceno inferior y medio.

El prisma sedimentario de un delta se extiende desde el estuario, donde emerge ligeramente en bajamar, hasta la plataforma insular sumergida. La sección geológica de un delta muestra horizontes alternos de materiales de diversa granulometría, desde bloques y cantos rodados hasta arenas gruesas y finas. Los deltas tienen estratificación laminar cruzada, propia de la redistribución marina de los sedimentos, que también refleja la posición de los sedimentos en función de la granulometría cuando son expulsados al mar por las corrientes turbias del aluvión. La alternancia granulométrica y su constitución se relacionan con los numerosos eventos climáticos y tectónicos sufridos por las cuencas hidrográficas y la plataforma insular. En otras palabras los materiales contenidos en los deltas son un archivo natural de eventos y debían ser recuperados en perforaciones y estudiados al detalle.

Hay deltas parcialmente sumergidos que aún están en formación, algunos en la costa noroeste de Pinar del Río, en el norte de Cuba central, en la costa noreste de Oriente, entre Baracoa y Moa y el extenso delta del río Cauto, así como en ríos Zaza y Agabama, al sur de las montañas del Escambray. Los deltas contemporáneos más importantes de Cuba corresponden a los ríos Cauto, Sagua la Grande, Zaza, Agabama y Mayarí, este último en el interior de la bahía de Nipe.

Las superficies deltaicas interiores, tanto las emergidas como las relictas incluyen extensas llanuras de ese origen formadas frente al mar abierto como las que están en el interior de golfos o bahías, protegidas por promontorios costeros de alturas en formación (Portela, et al, 1988). Estas últimas superficies acumulativas fueron formadas en paleogolfos del Holoceno con entradas estrechas y escarpadas

Figura 14. DELTAS DE BAHÍA. Costa norte de Mayabeque



Marcados en el mapa con el número 10 y en color verde turquesa aparecen los deltas interiores del Holoceno, visibles en el norte de las provincias de Mayabeque

y La Habana. Estos deltas de golfo revelan la posición y el diseño de las unidades morfoestructurales.

similares a las actuales bahías de bolsa con sedimentos más degradados y mezclados durante la emersión que en las superficies inicialmente señaladas que conservan la integridad de su formación sedimentaria.

En la formación de las estructuras deltaicas frente al mar abierto los factores más importantes fueron la presencia de pendientes submarinas muy leves y extendidas en un mar somero, la existencia de importantes morfoestructuras montañosas activas y la subsidencia prolongada de la franja costera.

La posición de las superficies deltaicas también se vincula con el plano de las morfoestructuras activas en su dinámica

Deltas de golfos o bahías (Fig. 14).

Las alturas del norte de La Habana y Matanzas están cortadas por ríos antecedentes que salen al mar a través de abras estrechas y cortas. Detrás de estas abras quedan atrapados algunos **deltas de golfo o bahía** (fig. 14), del Holoceno (tipo de relieve enumerado con 10), que se formaron al abrigo de promontorios costeros en ascenso y deben corresponder cronológicamente a la transgresión Flandiense a 4500 años antes del presente.

Estas superficies de delta de bahía se encuentran desde los lóbulos de la bahía de La Habana hasta el valle bajo del río Yumurí en Matanzas. También aparecen hacia el oeste entre las bahías de Cabañas y el Mariel.

Las alturas del norte de la Habana-Matanzas están cortadas por abras y cañones cuya morfología sugiere que

las formaron corrientes antecedentes de cuencas hidrográficas energías y elevadas de lo que hoy es la unidad geomórfica Guanabacoa-Yumurí, donde se hallan las litoestructuras del basamento plegado.

El delta de bahía de la depresión de San Antonio del Sur (Fig. 15)

Este golfo de acumulación fluvio-marina funcionó como depocentro sedimentario deltaico desde el Pleistoceno inferior hasta el Pleistoceno superior. Durante su emersión este delta interno fue diseccionado por un sistema de cañadas erosivas de paredes verticales y a la vez, fue cubierto desde el norte por depósitos deluviales procedentes de la Sierra de Mariana. El cañón

extinto conocido como el Abra de Mariana fue el cauce original conductor de los sedimentos.

El río Sabanalamar ha cortado durante el Holoceno los sedimentos de la parte oriental del delta, acumulando aluvios más jóvenes y creando un estuario reciente. El corte visible en las cañadas más profundas que diseccionan los depósitos del delta (10-12 m) descubre la estructura del cuerpo donde aparece la estratificación cruzada con horizontes alternos de cantos rodados y arenas gruesas. Algunas esferas de cuarzo encontradas en estos sedimentos demuestran el modelado marino de los aluvios.

El golfo y los sedimentos fluvio-marini-

Figura 15. EL DELTA DE GOLFO DE SAN ANTONIO DEL SUR



Desde el Pleistoceno temprano esta depresión fue un golfo donde se depositaron facies de sedimentos fluvio-marinos. Durante la emersión en el Pleistoceno superior y el Holoceno este delta fue cortado por un sistema de cañadas erosivas de paredes verticales que descubrieron hasta 12 m de su estratificación cruzada con horizontes alternos de cantos rodados y arenas gruesas.

nos de San Antonio del Sur revelan que durante el Cuaternario este sector costero estaba formado por un bloque deprimido de ascenso retardado emplazado desde el Pleistoceno temprano entre las cadenas de alturas costeras de Baitiquirí y las premontañas y montañas pequeñas de la sierra de Mariana y la loma del Convento.

Deltas frente a mar abierto (Fig. 16).

Otro tipo de delta, común y extenso, se formó por la coalescencia de superficies fluvio-marinas en la llanura del sur de Pinar del Río.

La acumulación de sedimentos fluvio-marinos al sur de la cordillera de Guaniguanico ocurre desde el Pleistoceno inferior, sobre una extensa llanura de semigraben que se separa de

las elevaciones por la falla activa Pinar.

La llanura costera baja de la plataforma marina, de fondos someros en descenso, recibe la carga aluvial de numerosos ríos importantes que parten de la cordillera de Guaniguanico (Cuyaguaje, Guamá, San Diego, San Cristóbal, entre otros). Estos sedimentos se depositaron en condiciones fluvio-marinas.

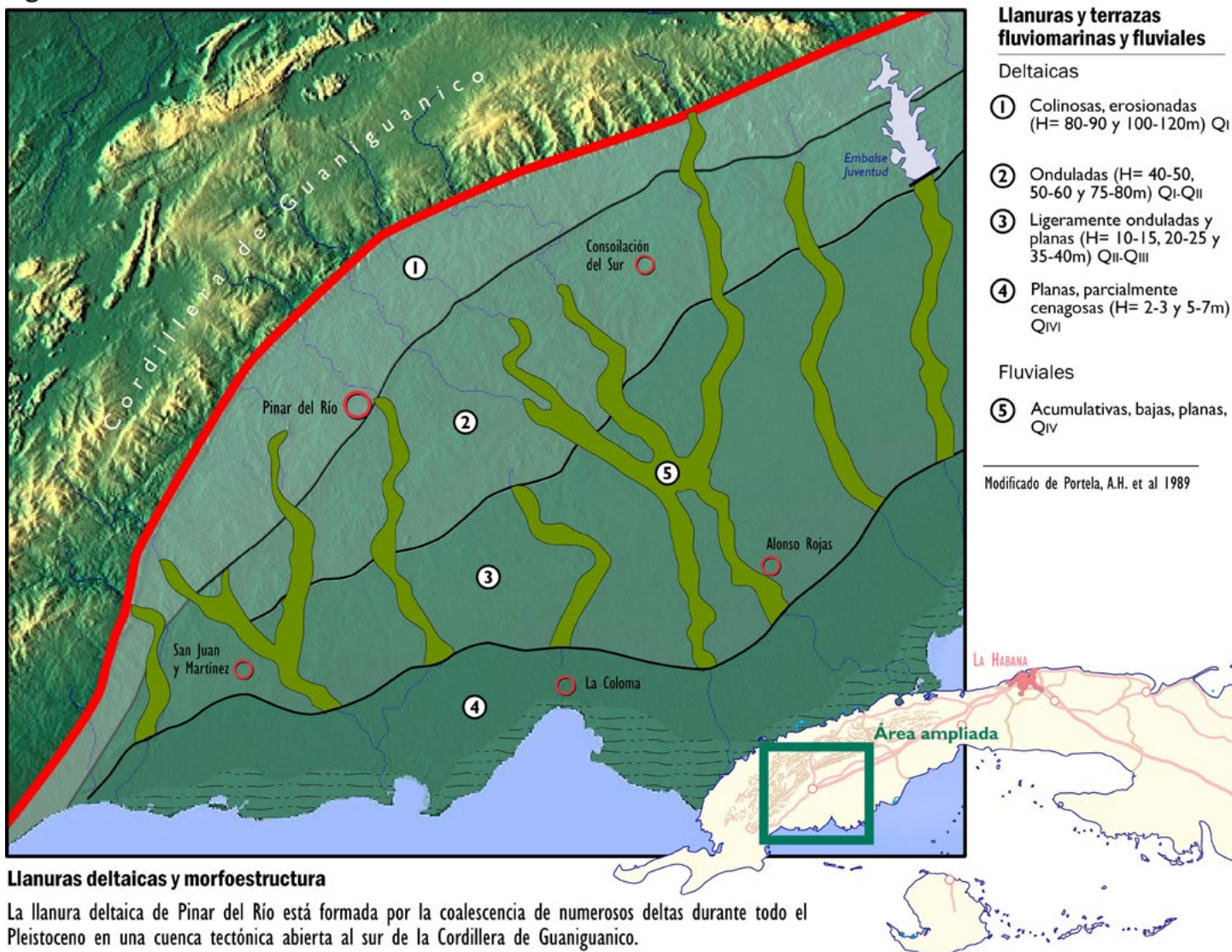
Aquí se distinguen series de terrazas acumulativas escalonadas que representan 4 levantamientos principales de la región montañosa durante el Cuaternario (Q_1 , Q_1-Q_2 , Q_2-Q_3 y Q_4). En el mapa se muestran las terrazas fluvio-marinas de la llanura del sur de Pinar del Río de edad pleistocena.

En la zona del río Pedernales se en-

cuentra la transición paragenética entre las terrazas acumulativas deltaicas del sur de Pinar del Río y las abrasivas del sur de La Habana. Estas llanuras deltaicas se establecen mediante la coalescencia lateral de los materiales procedentes de cuencas vecinas, interdigitándose lateralmente sus sedimentos cuya composición natural responde a las diferencias de los substratos de cada unidad hidrográfica aportadora. La granulometría se relaciona con la intensidad de levantamiento de los bloques montañosos erosionados. El mar aplana estas superficies acumulativas.

La posición en el relieve y las edades de los diferentes tipos morfológicos de superficies fluvio-marinas revelan el plano morfoestructural en su composición y

Figura 16. DELTAS FRENTE AL MAR ABIERTO. LLANURA SUR DE PINAR DEL RÍO



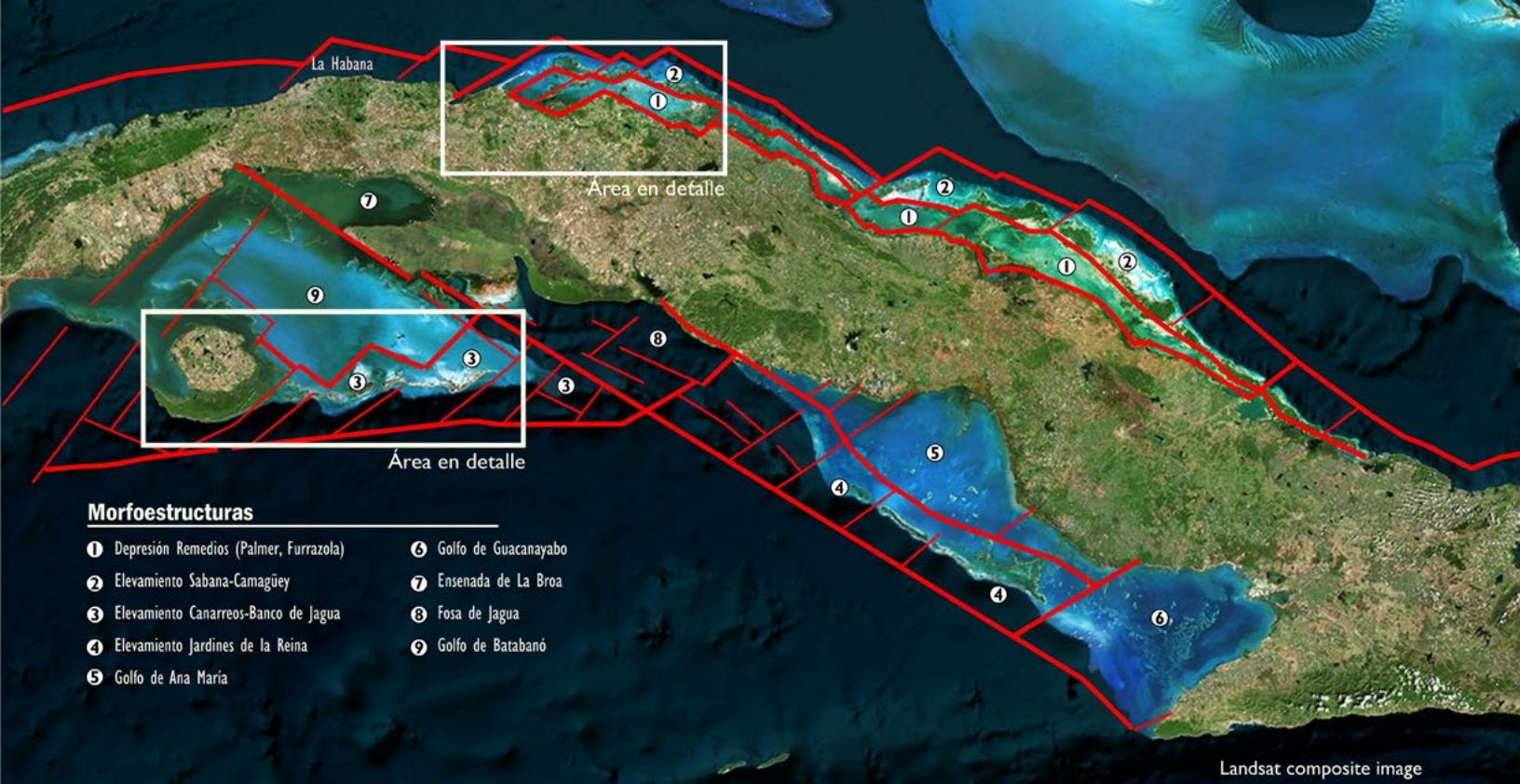


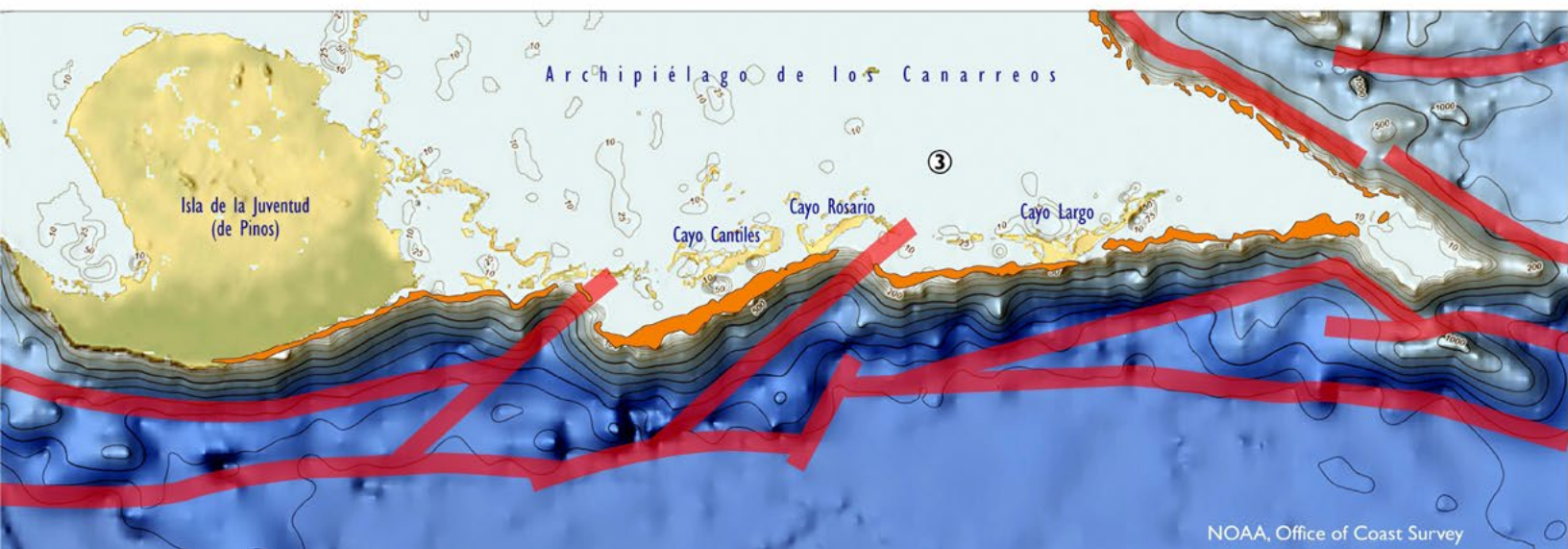
Figura 17. MORFOESTRUCTURAS DE LA PLATAFORMA INSULAR

Mapa general (arriba)

- Fallas de primer orden
- Fallas de orden inferior

Mapa de Los Canarreos (abajo)

- Zona de fallas
- Arrecifes coralinos de barrera



evolución, desde las unidades locales hasta las transregionales, debido a que la sedimentación ha sido controlada por la actividad y tendencia de los movimientos neotectónicos.

Escultura del relieve y la estructura neotectónica de la plataforma insular

Los mapas batimétricos de la plataforma insular y del talud insular muestran un rasgo morfológico que se repite en los cuatro archipiélagos que rodean a Cuba (Fig. 17). Frente al borde del talud insular se extiende un elevamiento donde afloran las cadenas de cayos y arrecifes. Esta elevación somera deja tras sí un área alargada de aguas abiertas y ligeramente más profundas que toma localmente el nombre de bahías y en la literatura se les llama macrolagunas.

Las bahías de aguas someras formadas detrás de los cayos en el archipiélago de Sabana-Camagüey, incluyendo la franja litoral palustre de tierra firme, forman parte de una depresión tectónica longitudinal limitada hacia el Norte por un elevamiento marginal de la plataforma, de idéntica disposición. La depresión ha sido denominada indistintamente como sinclinal activo por el geólogo norteamericano Robert H. Palmer (1941) o estructura de Remedios por el eminente geólogo cubano Gustavo Furrázola (1964). Estas macrolagunas interiores forman llanuras sumergidas marinas acumulativas y llanuras palustres en el litoral, mientras que los cayos ocupan la bóveda del elevamiento estructural de Sabana-Camagüey.

Gran parte del archipiélago de los Canarreos se forma en un elevamiento al borde de la plataforma submarina formado por bloques de disposición noreste, desde la isla de Pinos hasta cayo Largo del Sur, incluso hasta el Banco de Jagua. Este diseño de dirección noreste de los bloques del elevamiento Canarreos se repite en los arrecifes coralinos delanteros y de cresta que han sido cartografiados recientemente (Estrada, R. et al, inédito) así como en la disposición de las islas.

El elevamiento del archipiélago Jardines de la Reina está limitado hacia el sur por el morfoalineamiento Peder-

nales-Guacanayabo, que se extiende 615 km desde el río Pedernales en la llanura sur de Pinar del Río hasta el golfo de Guacanayabo, (frente a Cabo Cruz) y por el norte por el existente entre la Bahía de Cienfuegos y los cayos de Media Luna. La posición de este elevamiento longitudinal condicionó también la disposición de sus arrecifes coralinos delanteros externos e internos y su diferenciación con las estructuras de coral del golfo de Ana María (Estrada, R. et al, ob. cit.)

Las construcciones arrecifales de Cuba están claramente relacionadas con las geoestructuras neotectónicas de la plataforma insular, tanto las generadas en los bordes del levantamiento cubano [Grupo 1] como las que resultan de la prolongación hacia la plataforma insular de las morfoestructuras internas del territorio y otras locales de plataforma [Grupo 2].

Entre estas unidades morfotectónicas modernas del Grupo 1, las que mejor representación tienen en las construcciones biógenas marinas y costeras son:

- los elevamientos de horsts lineales de Sabana-Camagüey, de los Canarreos y los Jardines de la Reina y
- las depresiones de elevamiento retardado de Remedios y del golfo de Ana María-cayos Mor-dazo.

Entre las unidades morfotectónicas modernas del Grupo 2 se encuentran bien representadas y delineadas las siguientes:

- Las depresiones de graben relativo de la Ensenada de la Broa, la plataforma de cayo Traviesa, la fosa de Jagua y la depresión del golfo de Guacanayabo.

Esta situación geomórfica de las geoestructuras longitudinales neotectónicas del margen de la plataforma insular y las que resultan de la prolongación hacia esta de las unidades internas de la isla de Cuba fue recogida en la sección Relieve del Nuevo Atlas nacional de Cuba (Arteaga, F., 1989).

Las superficies lacunopalustres y las construcciones arrecifales de Cuba

están relacionadas con geoestructuras neotectónicas de la plataforma insular, tanto las generadas en los bordes del levantamiento cubano como las que resultan de la prolongación hacia la plataforma insular de las morfoestructuras internas del territorio y otras locales de plataforma.

CONSIDERACIONES FINALES

Al tener una periodicidad media con intervalos de tiempo de millones, cientos y decenas de miles de años, los movimientos neotectónicos funcionaron el tiempo suficiente para manifestarse en la formación del relieve y en sus rasgos fundamentales.

Sus movimientos oscilatorios, interrumpidos y de resultante vertical dominante, han originado geoestructuras modernas de bloques que fraccionaron densamente al territorio, creando diferencias dinámicas notables entre las unidades durante la emersión del megabloque cubano.

Estos movimientos tectónicos diferenciados al producirse en combinación con los movimientos oscilatorios marinos de origen glacioeustático, elevaron la complejidad espacio-temporal en el traslado vertical de los niveles de base marino, superficial y subterráneo cuyos cambios quedaron registrados en el relieve a través de la serie vertical de superficies de planación poligenéticas generadas durante las fases de estabilidad o de disminución de los movimientos tierra-mar.

Esta es la causa fisicogeográfica fundamental de la existencia de series asimétricas o heterogéneas de superficies de planación denudativas, marinas, fluviales y de los pisos del karst en Cuba, cuyos espectros diferentes permiten delimitar y explicar la evolución de las unidades morfotectónicas.

El análisis morfométrico y cronológico relativo de las superficies de planación poligenéticas permite reconocer las fracturas por su actividad temporal en la generación o en la deformación del relieve superficial y subterráneo.

La diferenciación cartográfica de las cortezas de intemperismo originales (eluviales) y depositadas (deluviales)

y la distribución geográfica de las superficies fluviomarinas y biógenas en llanuras lacunopalustres de manglar contribuye al reconocimiento del plano morfoestructural en su diseño, evolución y edad. La posición y los tipos morfológicos de los arrecifes coralinos de Cuba también revela el plano morfoestructural neotectónico de la plataforma insular.

Considerando los estudios de caso examinados en este compendio, el procedimiento general más efectivo para definir con mayor precisión la morfoestructura activa del territorio cubano es el análisis combinado geomorfológico-estructural y de las superficies esculturales de planación poligenéticas. Para ello se sugiere la elaboración de levantamientos morfotectónicos detallados, considerando además la correlación morfométrica y de cronología absoluta y relativa de las series verticales de superficies de distinta génesis. Esto requiere de la cartografía geomorfológica detallada de los pisos esculturales del relieve superficial y subterráneo.

Conociendo la importancia del karst en la evolución del paisaje y del relieve y sus conexiones naturales sistémicas con otros procesos de la morfogénesis, se recomienda a los espeleólogos y karstólogos atender la gran importancia metodológica que tiene la elaboración de secciones verticales longi-

tudinales y transversales detalladas de las formas de conducción subterránea que han tenido hasta hoy la menor representación.

Para construir un modelo acertado de evolución paleogeográfica de las regiones naturales del archipiélago es imprescindible hacer dataciones absolutas con uso de métodos cruzados en laboratorio. Son claves las dataciones absolutas de las espeleotemas para identificar el inicio de las etapas de estalagmitización en los cauces subterráneos abandonados y en los pisos freáticos marinos del karst. Ello debe resultar de gran ayuda para comprender la evolución del territorio en la etapa del desarrollo del relieve actual (del Neógeno al Holoceno), pobremente tratada en la geología de Cuba. El estudio de la geología del Cuaternario cubano será más completo si se apoya en métodos geomorfológicos y morfoestratigráficos para paliar la ausencia de sedimentos y fósiles en grandes intervalos de la historia natural.

La distribución asimétrica de las superficies de planación poligenéticas en la zona intraplaca donde se encuentra Cuba, revela la importancia que debe concederse a los movimientos verticales diferenciados que caracterizan a la morfoestructura cubana y su geodinámica reciente.

El modelo posteocénico del desarro-

llo geotectónico y geodinámico en el Caribe debe ser revisado y elaborado mediante un enfoque geomorfológico-estructural. Es por ello que la sismicidad se manifiesta en numerosas líneas de la superficie intraplacas y no solo en la sutura interplacas. Cuando las zonas de origen de terremotos no pueden ser vinculadas a zonas de fallas activas del relieve es porque éstas últimas no han sido detectadas ni cartografiadas, lo cual no significa, en ningún modo, su inexistencia.

Los estudios de la tectónica de Cuba realizados desde Pusharovski en la década de 1960 hasta los de Cobiella Reguera recientemente publicados en el año 2021 han tratado en detalle la evolución de las unidades geoestructurales antiguas que intervinieron en la consolidación del basamento hasta el Eoceno inferior así como las condiciones tectónicas durante la formación de la cobertura neoaútoctona. Teniendo en cuenta lo investigado hasta hoy sobre la formación morfoestructural y escultural del relieve actual cubano ya es tiempo de detallar y adelantar el conocimiento de la neotectónica la cual ha creado una geoestructura transformadora de nuevo estilo a cuyos movimientos se asocian los peligros geológicos recientes y que se revela en los procesos de la morfogénesis y en los rasgos fundamentales de la superficie del territorio.



La Ciénaga de Zapata y las llanuras colindantes proveen un gran ejemplo de cómo las superficies planas y anegadas reflejan a las morfoestructuras sobre las cuales se han desarrollado (ver páginas 24-25)

REFERENCIAS

- ALBEAR, J.F., I. Boyanov, K. Brezsnysky y otros** (1988): *Mapa geológico de Cuba a escala 1:250 000*. Inst. de Geología, Acad. de Cien. URSS, Moscú, 40 hojas.
- BALDOQUIN, Y. R. y Javier Yraola** (inédito): *Topografía de cueva Clandestina*, archivo del Grupo Espeleológico Ariguanabo.
- BALDOQUIN, Y., J. Yraola y O. Darelis** (inédito): *Topografía de cueva RK22040002*, archivo del Grupo Espeleológico Ariguanabo.
- BUGUELSKII, Yu. y Formell, F.** (1967): *Geoquímica e hidrogeoquímica de la corteza de intemperismo ferromagnética de Cuba*. Rev. Serie Geológica N°3, 34 pp.
- CORELLA, J. E., R. Tejeda, L. Tauler y R. Delgado** (inédito): *Las Cavidades del Sector Kárstico, llanura Costera del karst de Gibara*. Grupo de exploraciones científicas (G.E.C) de la SEC. Gibara – Holguín – Cuba.
- DEL CORRAL, J.I.** (1944): *Terrazas pleistocénicas cubanas*. Rev. Soc. Cubana Ing., 40:5-44, 97-140.
- DÍAZ, J.L., A. Portela, P. Blanco, A. Magaz y G. Reyes** (1985): *Características morfoestructurales del relieve cubano y su importancia para el estudio de los macizos cársicos*. Resúmenes Simposium XLV Aniv. Soc. Espeleológica de Cuba, Academia de Ciencias de Cuba.
- DÍAZ J.L.** (1986): *Morfoestructura de Cuba Occidental y su dinámica reciente* [en ruso]. Resumen de la tesis de doctorado en Ciencias Geográficas, Instituto de América Latina, Moscú, 32 pp.
- DUCLOZ, C.** (1963): *Etude geomorphologique de la region de Matanzas, Cuba (avec une contribution a l'etude des depots quaternaires de la zone Habana-Matanzas)*. Arch. Sci. Soc. Physet. Nat., 16: 351-402.
- ESTRADA, R.** (inédito): *Physical-Geographic Characteristics of the Cuban Reefs*.
- FINKO, E.A., L. Biosca. y R. de la Cruz** (1974): *Mapa geomorfológico de la Región Central de Cuba a escala 1:500 000*. Archivo Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- FURRAZOLA, G., C. Judoley, M. Mijailovskaya, I. Novojatsky y A. Nuñez, A.** (1964): *Geología de Cuba*. La Habana, 329 pp.
- Hernández, J.R., R.G. Ortiz., A.V. Morales y F.P. Cárdenas (1988): *Deformaciones tectónicas de las terrazas marinas de la Sierra Maestra*. Rev. Ciencias de la Tierra el Espacio. 15-16: 115-130.
- HERNÁNDEZ, J.R., J.L. Díaz., A. Magaz., R. González, A. Portela y F. Arteaga** (1991): *Criterios geomorfológicos para la clasificación morfotectónica de Cuba Oriental*. En: *Morfotectónica de Cuba Oriental*, Ed. Academia, La Habana, 43pp.
- ITURRALDE-VINENT, M.** (2003): *Ensayo sobre la paleogeografía del Cuaternario de Cuba*. Resúmenes del V Congreso de Geología y Minería. Ecología del Cuaternario, Geomorfología y carso. 21pp.
- LILIENBERG, D.** (1970): *Geomorfología*. En: Atlas Nacional de Cuba. Acad. de Cien. de Cuba y Acad. de Cien. de la URSS. Dir. Nac. de Geodesia y Cartografía, Consejo de Ministros de la URSS, Moscú, pp. 25-27.
- LILIENBERG, D.** (1973): *Algunos problemas de la formación del relieve del archipiélago cubano*. Acad. de Cien. de Cuba. Rev. Serie Espeleológica y Carsológica., 48: 1-5.
- MAGAZ, A. y J.L. DÍAZ** (1985): *La evolución morfoestructural de la Sierra de Cubitas y su importancia para el desarrollo del carso*. Resúmenes, Simposium XLV Aniversario Sociedad Espeleológica de Cuba. Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- MAGAZ, A.** (1995): *Morfoestructura y sistemas kársticos en el ejemplo de las montañas de Trinidad, Guamuha, Cuba*. En: El Karst y los acuíferos kársticos. Ejemplos y métodos de estudio. Universidad de Granada, G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental. España, pp. 81-95.
- MAGAZ, A. y L. Cisneros** (1994): *Geomorfología del complejo Topes de Collantes. Montañas de Trinidad*. En: Estudio geográfico integral del complejo sanatorial Topes de Collantes. Ed. Cient. – Técnica, Inst. Cubano de Geodesia y Cartografía. 30 pp. y 8 mapas a escala 1:25 000.
- MAGAZ, A. y L. Cisneros** (1996): *Mapa geomorfológico a escala 1:50 000 de las cuencas de los ríos Toa y Duaba*. Archivo Instituto de Geografía Tropical, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- MAGAZ, A.** (2016): *Fracturas de distensión en las costas de Cuba*. Rev. CubaGeográfica N° 3. Pags. 1-6
- MAGAZ, A.** (2017): *Geomorfología de Cuba*. Amazon books, Kindle editions. 477 p.
- MAGAZ, A.** (2018): *Morfoestructuras, karst montañoso y las rutas del agua subterránea. La meseta del Guaso*. En: Rev. CubaGeográfica. Vol. IV, N° 7, Enero-Junio. pp. 1-11.
- NOVO, R., A. Quintana, M. Hernández, I. González, R. del Llano, H. Carmentate. y P. Hernández** (inédito): *Estudio preliminar de los niveles de cavernamiento del sistema subterráneo Guasasa*. Parque Nacional Viñales y Sociedad Espeleológica de Cuba.
- NUÑEZ, A., V. Panos y O. Stelcl** (1968): *Carsos de Cuba*. Rev. Serie Espeleológica y Carsológica No. 2. Academia de Ciencias de Cuba.
- NUÑEZ, A., I. Z. Korin, V. I. Finko y F. Formell** (1967): *Notas preliminares acerca del carso en peridotita, Sierra de Moa, Oriente, Cuba*. Rev. Geología. N°1: 6-28.
- OTERO, V., M. Alonso, O. Chávez, Antonio, G y B. Pileta** (2019-2020): *Perfil de una sección vertical de la caverna de las Cinco Cuevas, Boca de Jaruco. Cuba*

OTERO, V., A. González y J. Valdés et al. (en prensa): *Actualización sobre la espeleometría y aspectos geomórficos del sistema cavernario Majaguas-Cantera, Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba*

PALMER, R. J. (1941): *An active syncline*. Jour. Geol. 43: 772-775.

PÉREZ, A., L. Peñalver, J. Oquendo y R. Suárez (2001): *Nuevos datos sobre la geomorfología de las terrazas marinas de la región Habana-Matanzas*. Resúmenes IV Congreso de Geología y Minería, Geología del Cuaternario y Geomorfología y carso.

PORTELA, A., J.L. Díaz, J.R. Hernández, A. Magaz y P. Blanco (1989): *Geomorfología*. En: Nuevo Atlas Nacional de Cuba. Instituto Geográfico Nacional de España, Madrid. Sección Relieve, cuadernillo IV. 3. 2-3, mapa 11.

PORTELA, A., F. Arteaga, R. del Busto, E. San Martín, A. Magaz, M. Tejeda y R. Seco (1988): *Mapa Geomorfológico de las provincias La Habana y Ciudad de La*

Habana a escala 1: 250 000. Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía.

PORTELA, A. (1989): *Morfoestructura insular y morfoestructura tropical de Cuba mediante el uso de sensores remotos*. (en ruso). Tesis para la obtención del grado de Doctor en Ciencias Geográficas. Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de la URSS, Moscú. 150 pp.

RANSTMAN, E.Y. (1979): *Lugares de terremoto y la morfoestructura de los países montañosos*. (en ruso), Ed. Nauka, Moscú, 169 pp.

TIMOFEEV, D.A. (1977): *Morfostrukturi, morfokulpturi, reliefa u stadii rasvitija*. En *Issledovaniya vzaimodiestvii factorov reliefoobrazovanija*. Ed. Akademii Nauk SSSR, Vladivostok, pp. 7-21

VIÑA, N., y E. Labrada (1970): *Cuevas freáticas verticales de la Sierra de Cubitas*. Serie Espeleológica y Carsológica, 21: 1-11.



VOLADIZO DE MAREA EN GIBARA.
En el epígrafe IV, de la página 19, se puede comprender cómo las variaciones del espectro de las terrazas marinas reflejan la fragmentación en bloques de las alturas y llanuras costeras.
Foto de @gibarariodemares



VLADIMIR OTERO COLLAZO

1962 - 2021

cuatro fructíferas
décadas en la
Espeleología

La abundancia de cuevas como el último sitio por descubrir en Cuba y clave para entender el desarrollo de su naturaleza desde el Pleistoceno han llevado hasta la Espeleología a muchos amantes de las ciencias naturales desde su juventud. No pocos la tienen como el primer peldaño que pisaron en su vida profesional.

Explorar laberintos subterráneos llenos de peligros, paso a paso, año tras año, es agotador. Producir los primeros levantamientos precisos y fotos extraordinarias es admirable. Compartirlos –sin el celo absurdo que ahoga y malogra muchas buenas iniciativas– para que otros puedan servirse de ellos es sencillamente sublime.

Este es Vladimir Otero, un espeleólogo a quien, sin conocer en persona, uno aprendió a respetar como un creador natural, como autoridad genuina y buen amigo. De esos que dejan a un lado cualquier espina que pueda empañar un encuentro para cuidar el aporte perdurable.

De Otero, que dejó un rosario de afectos, una singular mapoteca y un gran archivo fotográfico, han querido hablar aquí sus allegados.

Mucho te debemos y agradecemos

Por Leslie F. Molerio León

No puedo hablar de recuerdos porque está ahí todavía. Fresco, vivo, con su optimismo inigualable y su afán de abarcar empresas para las que una sola vida no alcanza. El irremediable mal de los soñadores. Claro, él era un soñador que trabajaba y no contemplativo. Excelente lección de vida.

Lo conocí muy al principio de los 80, en una reunión del Grupo Martel, nuestro grupo de espeleología. Para entonces trabajaba en Construcciones Militares (JCCM), en temas de Patología del Hormigón en la que se convirtió en un excelente especialista. Ya habíamos topado allí, de lejos, en alguna que otra visita mía al centro, pero como espeleólogo comenzamos nuestra amistad e intercambios para esa fecha, poco después del Coloquio Internacional de Hidrología del Caribe de 1982 en la que poco más de una docena de miembros del Martel participamos mas no él. Ya para ese entonces tenía muchas cosas que compartir en un auditorio más amplio y a otro nivel.

En la época yo trabajaba en el tema de la estabilidad de las bóvedas de las cuevas con colegas de la JCCM. Por su parte, él estaba al tanto y se me acercó –siempre espléndido y espontáneo– para brindar su apoyo. Un amigo común, también vinculado al tema, Leonardo Flores participó en alguna conversación sobre el asunto. El caso es que, al muy poco tiempo, ya Vlady comenzó a aportar su experiencia, su prodigiosa memoria y su entusiasmo

juvenil al proyecto. Ahí empezó una colaboración y una amistad sólida ininterrumpida de casi cuarenta años de la que me he sentido muy feliz de disfrutar aunque no con la regularidad que hubiese deseado, por mis repetidas ausencias de Cuba, durante las cuales el contacto personal se cambió por la irregular correspondencia.

Fue un activo propagador de los proyectos de estabilidad de cavernas que retomamos hace unos meses –con modelos mejorados– y empezamos a ensayar en algunos de los grandes salones de Majaguas-Cantera, “nuestro” (del Martel) gran sistema subterráneo que, ahora, con justicia, puedo decir que es “su” sistema... sobre todo por la dedicación y el ahínco con la que volvió a topografiar el sistema con sus más modernas técnicas digitales de la que se convirtió en un experto inigualable.

Muy temprano se sumó a nuestras primeras campañas en Santo Tomás en busca de evidencias de paleosismos, con muchas horas compartidas allí haciendo mediciones, sobre todo en la Cueva de la Incógnita. Pero también trabajamos juntos muchos ensayos de trazadores (de hecho, como también fue un excelente programador, a él le debemos algunos programas de climatología de las cavernas) y apoyó igualmente muchos ensayos con trazadores sobre todo en pozos, para los que construyó el modelo analítico de simulación que utilizamos durante años.

Su curiosidad no tenía límites –como nuestro común amigo Antonio González ha mencionado, abarcaba conocimientos como el mejor renacentista en pleno siglo XXI– permitía contar con él para cualquier empeño de



Entrada a la cueva de Los Gigantes, sistema Majaguas-Cantera

Foto de Vladimir Otero

investigación, pero igual para cualquier apoyo que nunca consideró menor. Lo mismo cargaba una mochila como extra (sherpa, como decimos amablemente y con cariño entre nosotros), que hizo sin necesidad de protagonismo cuando preparamos nuestro curso televisivo *El Mundo Subterráneo*, o regalaba cualquiera de sus excelentes e impresionantes fotos de cuevas. De hecho, se convirtió en un fotógrafo profesional excepcional y por eso, por estar detrás del lente, entre otras cosas, tenemos que hacer una búsqueda de fotos donde él nos aparezca con su eterna sonrisa.

Coincidimos mucho en Boca de Jaruco, región a la que también dedicó sus mejores esfuerzos y donde los resultados que obtuvo por años han sido útiles para decenas de personas. Sus trabajos allí trascienden fronteras políticas y científicas y sus últimos artículos son sobre el karst y las cuevas de la región. Los terminados, aguardan para la publicación en *CubaGeográfica*, el *Boletín de la SEDECK* (Sociedad Española de Espeleología y Estudios del Karst) y las memorias del próximo Congreso de la UIS (Unión Internacional de Espeleología).

Su última presentación en un evento científico fue un adelanto de sus conclusiones sobre el papel de los procesos hipogénicos en el desarrollo del karst subterráneo. En noviembre del 2019 compartimos las Jornadas del Comité Espeleológico de La Habana, justo cuando comenzaba a sufrir los síntomas de la enfermedad que nos lo arrebató y que le impedía hablar en público. Con esa nobleza de

siempre, me pidió que yo lo presentara y espero haber sido digno de su confianza.

De hecho, en marzo del 2020, a inicios de la pandemia, estuvo en una última expedición de varias semanas a Boca de Jaruco en la que a ratos compartí con él, y con amigos como Antonio González del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y vicepresidente de SEDECK, Mariam Alonso del Grupo Félix Ugarte (España) y el siempre imprescindible Oriol Chávez. Creo que ahí agotó sus últimas fuerzas. Después todo fue en picada. Trabajó muy duro en aquella campaña, mucha información se colectó, de ahí surgió la idea del convenio –ya cristalizado y en espera de tiempos mejores para comenzar a ejecutarlo– de Investigaciones entre el IGME e INVERSIONES GAMMA. Un salto a Santa Catalina, con Esteban Grau fue –como siempre– un viaje de aprendizaje y de ahí tengo esta foto que acompaño que jamás pensé sería la última –de las casi ninguna– que tengo con el “Vlady”.

Ese era (es) el “Vlady”, “Baldomero”, Vladimir Otero Collazo, compañero imprescindible, de los buenos.

Estás con nosotros, hermano, en cada campaña espeleológica, en cada conversación sobre Majaguas, sobre Boca, sobre tus experiencias en España, en la que con placer hablas tanto de tus fabulosas experiencias.

Mucho te debemos y mucho agradecemos tu paso por la vida, que no fue efímero y nos dejó las profundas huellas de tu ejemplo.



Reunión del Comité Espeleológico de La Habana, en noviembre del 2019. Vladimir Otero es el primero de la derecha sentado en la primera fila desde arriba.

Su huella en la espeleología

Por Antonio Rafael Magaz García

Vladimir Otero Collazo (28 de agosto de 1962-3 de junio del 2021) fué un magnífico espeleólogo cubano de los últimos 40 años y un hombre insuperable en la familia y en la amistad.

La sencillez y la humildad son cualidades que tienden un velo temporal a las virtudes de los grandes hombres, pero el trabajo inteligente y sostenido, nacido de una vocación apasionada, brinda la lucidez y la fuerza necesarias para el estudio, la observación, la investigación y el alcance del conocimiento útil.

Esto hizo de él una persona respetada por todos los que le conocieron aún cuando alcanzó su desarrollo intelectual de manera autodidacta con el constante apoyo de un trabajo práctico. Los buenos resultados de la investigación no siempre provienen de las universidades y de los grados científicos oficiales, sino de un sitio extraño donde anida la vocación.

Durante su fructífera vida fué un especialista en la protección de las construcciones civiles y, como espeleólogo, lo fue en las técnicas de alpinismo, en la hidroquímica, en el estudio del microclima de las cuevas, en la fotografía y la topografía subterráneas. Además, Otero incursionó en las observaciones geoespeleológicas, en particular, aportando nuevas ideas sobre la espeleogénesis de cavidades cubanas.

Sus actividades rebasaron los límites nacionales para compartir su talento con España.

Tuve la dicha y el placer inmenso de conocerle a través de la internet, solo por los últimos 12 meses de su vida e intercambiar información e ideas en nuestras páginas virtuales y en los grupos de geociencias de las redes sociales, donde tratábamos problemas geográficos de las regiones kársticas y en particular de sus formas subterráneas.

Debo decir que nunca antes había recibido una ayuda tan desinteresada, efectiva y eficiente por parte de espeleólogos para realizar mi trabajo geográfico. Me mostró los planos y secciones cavernarias más precisas que yo haya podido utilizar y me dió un paseo virtual por su sorprendente colección fotográfica de los mayores sistemas cavernarios del país.

Nunca pude abrazarle ni darle mi mano, pero desde el pasado 3 de junio le extraño como al amigo entrañable que, por sus cualidades y afinidad parecía haberlo sido durante toda la vida, aquel con quien conversaba de trabajos futuros hasta bien entrada la noche, aquel que, en medio de la enfermedad, me pedía que continuara hablándole sobre las cuevas para sentir alivio.

No hay mejor jurado para valorar a un espeleólogo que sus compañeros de expedición, los de la conversación nocturna en torno a una fogata, de los que planearon junto a él las empresas más peligrosas, los que oyeron de



Otero caminando
sobre un derrumbe
subterráneo en
abril del 2014

primera mano sus ideas científicas. La opinión de los que estuvieron hermanados por la vida mediante una cuerda tendida en un abismo o bajo el peligro de un derrumbe.

Un profundo amante de la espeleología y la vida

Por Manuel Irujo de Vincent

Cuando se ha avanzado cierto camino las noticias de amigos que se van temprano son cada vez más frecuentes. Cada uno se lleva un proyecto que se soñó emprender juntos y deja un legado de memorias.

Vladimir Otero me deja el deseo de ver impreso un libro con sus excelentes fotografías subterráneas, algunas de las cuales me cedió amablemente para ilustrar mis trabajos. Entre los que le conocimos y le llamamos amigo, dejó un ejemplo de gente sencilla, presto a colaborar y a participar en cualquier proyecto fecundo y en especial, de profundo amante de la espeleología y de la vida. Vlado dejó un hermoso recuerdo entre los miembros del Grupo Espeleológico Martel del que fue miembro, y sobre todo, la grata imagen de lo que llamamos “un buen amigo”.

Vladimir era un fotoespeleólogo excepcional. Logró integrar el arte de la fotografía a la exploración de cavernas, desde donde pudo extraer y dejar para la posteridad

imágenes difíciles de repetir. No se trata de una buena cámara y un buen juego de luces, se trata de paciencia, posicionamiento de las diversas fuentes de luz y de la propia cámara, el tiempo de exposición, el enfoque, la premonición del resultado. Logró imágenes con una iluminación suave, ricas en claroscuros, con profundidad de foco y enorme multitud de planos.

Una gama de gratos colores naturales, sin las exageraciones que actualmente produce el procesamiento de la imagen digital.

El extrajo esos inmensos salones y los colocó frente al espectador asombrado. Trajo esa cueva que todos conocemos, la que disfrutamos con asombro y la puso de nuevo frente a nosotros.

Gracias Vlado, tu obra merece ser recogida en un álbum para el disfrute de muchos.

Formamos el mejor equipo

Por Gabriel García Pulpeiro.

Vladimir comenzó a trabajar con el Grupo Espeleológico Martell de Cuba a principios de los 80 del pasado siglo y fue aprobado como miembro el 10 de septiembre de 1985. Trabajamos juntos durante más de 20 años, que incluyen más de 10 expediciones al sistema cavernario Majaguas-Cantera con campamento subterráneo de una semana, así como expediciones internacionales, como la cubano búlgara a la meseta del Guaso, Boca de Jaruco y otras.

Vlado había practicado triatlón, lo que le dió una excelente forma física y espeleobuceo, que incluyó la inspección de Laguna Larga donde murieron ahogados nuestros hermanos Julito y Pedrito.

Vlado, Oriol y yo formamos el mejor equipo de trabajo que he tenido en mis 55 años como espeleólogo. Trabajar en las difíciles condiciones de un campamento subterráneo, con un mínimo de recursos, a veces con más de 12 horas diarias de trabajo y mantener el humor, entendemos sin necesidad de hablar, eso se logra muy poco.

Nunca podré olvidarle.

Gran especialista en técnicas de cuerda y progresión espeleológica

Por Manuel Rivero Glean

Vladimir fue miembro del Grupo Espeleológico Martell de Cuba y uno de los mejores especialistas en técnicas de cuerda y progresión espeleológica, así como en el equipamiento de furnias para la técnica de “la cuerda única”.

Durante los preparativos para el entrenamiento y la formación del equipo del proyecto Jíbara, (PJ), participó en la preparación de los espeleólogos involucrados. Como jefe del PJ, lo hice responsable del grupo de instalación en

las furnias Jíbara y Pipe, actividad importante y delicada que implicó instalar el camino cordado hasta casi el final de ambas furnias, para facilitar el trabajo del equipo de asalto final y el de cartografía. Su labor fue abnegada y el resultado perfecto. Le significó más de 15 horas de trabajo subterráneo y otras 20 horas después para la desinstalación y recogida de las cuerdas.

Años más tarde le envié los datos de campo de la cartografía de cueva Jíbara y el dibujo de la cartografía analógica, para digitalizar los datos y obtener una versión digital, lo cual realizó y gracias a él se dispone de la versión digital a escala 1:500 de esta furnia.

Hizo el levantamiento digital del Salón de Los Pájaros, en los niveles superiores del sistema Majaguas-Cantera, para el cual, empleando el privilegio de ser uno de sus descubridores junto con Javier Rodríguez Rubio y Rafael Lavandero, he renombrado Gran Salón “Vladimir Otero Collazo”.

Había comenzado el levantamiento y cartografía digital del Sistema Cavernario Majaguas-Canteras, pero quedó trunco sin su impulso vital.

Se destacó como hidroquímico y aspectos de la dinámica climática subterránea. Dejó la mejor colección fotográfica del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera y de otras cavernas.

Habíamos estado planeando varios proyectos espeleológicos, debido a su habitual optimismo.

Dónde quiera que esté su fuerza vital o espiritual, debe estar buscando cavernas que explorar, cartografiar y fotografiar.

Lo escucharé cantar de la mejor manera que solía hacerlo

Por Brigitte Pileta

Era una magnífica persona, y un excelente científico, de los que ayuda sin esperar nada a cambio.

Cuando vió mi interés en las cuevas hipogénicas no dudó en invitarme a una expedición a Boca de Jaruco junto con Oriol, su compañero de batallas. Allí pude ver su lado científico cuando me explicaba las evidencias de hipogénesis. Si me veía dudar con alguna de sus preguntas, enseguida me decía la respuesta, siempre con una sonrisa en su cara.

También pude ser su ayudante en la topografía de la gatera de Cinco Cuevas, y su punto de referencia en las fotografías tomadas allí. Esa gran oportunidad que él me dió de acompañarlo nunca la olvidaré, hasta el punto de ayudarlo en sus investigaciones, viajando yo a las cuevas cuando él ya no podía ir.

Siempre estará conmigo, continuaré sus trabajos y en las noches de expedición lo escucharé cantar de la mejor manera que solía hacerlo él.

Gracias, maestro, hermano

Por la Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst (SEDECK)

El inicio de 2021 está siendo un año negro para la espeleología, nuevamente tenemos que lamentar la pérdida de uno de nuestros compañeros, el gran espeleólogo cubano Vladimir Otero Collazo que ayer, día 3 de junio, perdió la vida en un hospital de la Habana víctima de la leucemia con la que llevaba luchando 15 meses. Al final la enfermedad ganó.

Vladi era un hombre del renacimiento, un espeleólogo con profundos conocimientos en casi todas las materias que tienen que ver con la espeleología. Sin tener formación universitaria era un experto en climatología de cuevas, materia en la que se formó de la mano del grupo de espeleología Martel trabajando en una de las cuevas más complicadas de Cuba, la Cueva del Cable en Boca de Jaruco. En España realizó trabajos en este campo ayudando a la Sociedad de Ciencias Espeleológicas Alfonso Antxia en las investigaciones realizadas en la cueva turística de Pozolagua, en el valle vizcaíno de Carranza.

Lo conocí en el 2009 en las XX jornadas de la SEDECK celebradas en Lecumberri. Como topógrafo era uno de los mejor formados que he conocido.

Trabajó desde 2012 en el Sistema de Majaguas-Cantera en Pinar del Río, con el objetivo de levantar una topografía moderna y completa de este sistema cavernario, una de las cuevas tropicales más importantes del mundo. La metodología de trabajo se planificó usando el *software* libre Therion, para poder proyectar la cueva en 3D sobre el modelo digital del terreno. Therion es uno de los programas más completos para topografía de cuevas, pero también uno de los más complicados. Vladi, debido a los profundos conocimientos informáticos que tenía, era uno de los mejores expertos en el manejo de este *software*.

Tuve la suerte y el honor de poder trabajar con él mano a mano en Majaguas-Cantera, entre las campañas de 2015 y 2016. Hasta ese año logramos alcanzar la cifra retopografiada de 20 km de los 33 km estimados que han sido explorados. Problemas en los permisos con las autoridades cubanas, que no conseguimos resolver, nos impidieron seguir trabajando allí. Por desgracia, este proyecto, sin él al frente, ya nunca podrá finalizarse.

Pero era la fotografía lo que le permitía ganarse la vida. Como fotógrafo de cuevas era excepcional, usando los precarios medios de que disponía fue capaz de hacer magníficas fotografías de las enormes salas del sistema de Majaguas-Cantera y de otras muchas cuevas cubanas. En este campo, como en tantos otros, nos deja un gran legado. En las campañas de 2019 y 2020 trabajó en Boca de Jaruco, pues allí no se necesitaban permisos para investigar. Yo me incorporé a la última de estas dos campañas, donde logramos grandes avances, pese a que él ya mostraba síntomas preocupantes de la enfermedad que al final se lo llevó.

Trabajar a su lado me permitió aprender mucho, pero sobre todo pude disfrutar de su alegría por la vida, de su sentido del humor, de su hospitalidad y de su amistad.

Gracias maestro, gracias hermano.

Gran padre de familia

Por Xiomara Mariño Velázquez (esposa)

Vlady, era un excelente esposo, padre ejemplar, hombre honesto, desinteresado, siempre dispuesto a ayudar a todo el que lo necesitara, insaciable intelectualmente, amante de las cuevas, esa era su vida, las cuevas, por lo que dedicó gran tiempo a su estudio hasta su último aliento. Realmente él se ganó la estimación y admiración de muchos.

Deja dos hijos, Vladimir Otero Mariño y Alain Otero Mariño.



Desde la izquierda, Vladimir Otero, Oriol Chávez y Gabriel García Pulpeiro.

En la página siguiente, salón en la Galería de las Cimitarras, cueva Dos Anas.

