

UNIVERSIDAD DE PINAR DEL RÍO
FACULTAD DE CIENCIAS TÉCNICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EL DESARROLLO DEL CARSO EPIGENÉTICO EN EL MODELO
EVOLUTIVO DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA SIERRA DE LOS
ÓRGANOS**

Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geológicas.

CARLOS DÍAZ GUANCHE

Pinar del Río

2016

UNIVERSIDAD DE PINAR DEL RÍO
FACULTAD DE CIENCIAS TÉCNICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EL DESARROLLO DEL CARSO EPIGENÉTICO EN EL MODELO
EVOLUTIVO DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA SIERRA DE LOS
ÓRGANOS**

Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geológicas.

Autor: Ing. CARLOS DÍAZ GUANCHE, MSc.

Tutor: Prof. Tit. Ing. Dámaso Cáceres Govea, Dr.C.

Pinar del Río

2016

Declaración de autoridad

En cumplimiento de la Resolución Rectoral No. 17/98, los resultados que se exponen en la presente tesis se han alcanzado como consecuencia del trabajo realizado por el autor y respaldado y/o asesorado por la Universidad de Pinar del Río y el Parque Nacional Viñales; por tanto, los resultados en cuestión son propiedad del autor y de estas instituciones, y solo ellos podrán hacer uso de los mismos de forma conjunta y recibir los beneficios que se deriven de su utilización.

MSc. Carlos Díaz Guanche

Autor

Dedicatoria

A mi familia y a mis amigos.

A los que no están.

A los que siempre han creído en mí.

Agradecimientos

Agradecer a los doctores Dámaso Cáceres Govea, Carlos E. Cofiño Arada, Jorge L. Cobiella Reguera, Esther M. Cruz Gámez por su tutoría de años.

Agradezco al claustro de profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Pinar del Río por su constante preocupación y por el apoyo incondicional recibido.

Agradezco al MSc. Leslie Molerio León, MSc. Hermes Farfán Gonzáles, MSc. Robert Ramírez Hernández, Dr.C. Elmidio Estévez Cruz, Dr.C. Alexis Ordaz Hernández, Ing. Roberto Balado Piedra, Lic. Mario Guerra Oliva, Dr.C. José L. Corvea Porras, Dr.C. Martín H. Luis López, Dra.C. Rebeca Hernández Díaz, Dr.C. José L. Goy Goy, por su amistad, sus críticas, consejos e infinita paciencia.

Agradecer de forma especial a: Universidad de Pinar del Río, Parque Nacional Viñales, Inversiones Gamma S.A., Empresa Geominera de Pinar del Río, instituciones que destinaron recursos humanos y financieros para la ejecución de esta investigación.

SÍNTESIS

La edad del carso epigenético para la Sierra de los Órganos, queda definida a partir del momento en que quedan destapadas las secuencias carbonatadas y comienzan a sufrir los procesos denudativos al final del Oligoceno y principios del Mioceno (aproximadamente unos 25 Ma). Aunque las formas cárnicas en la región central de la Sierra de los Órganos surgieron en momentos diferentes, todas coexisten en el paisaje de hoy. Mientras, de forma general, la región ascendía lentamente y oscilaba el nivel del mar, descendía el nivel de base regional de erosión dando lugar a superficies de nivelación disecadas por numerosas dolinas. En este momento, las corrientes superficiales desaparecen para convertirse en corrientes subterráneas, que han labrado una extensa red de galerías.

Interpretación de imágenes de satélites, fotos aéreas, levantamiento geológico, mediciones de morfoestructuras y el análisis estadístico multivariado, fueron los métodos utilizados para el establecimiento del modelo del carso epigenético en la región.

El procesamiento de imágenes y fotos aéreas, permitió el contorno de las formas cárnicas que afloran en el área, así como la cartografía de estructuras tectónicas. El levantamiento geológico precisó los límites y características de los diferentes complejos rocosos, mientras que las mediciones de morfoestructuras y el análisis estadístico multivariado posibilitaron el estudio de la relación entre cotas de bocas de cuevas y fondo de dolinas, así como la relación de las cotas del relieve con su área, lo que determinó los niveles de base de erosión del carso epigenético de la región, para actualizar el modelo evolutivo de la geología en la zona.

Se establecieron nueve niveles de base de erosión, de los cuales seis fueron fechados utilizando como base los resultados obtenidos para los niveles de cuevas emisivas de la cuenca del río Cuyaguateje (Molerio et al., 1999). A partir de estos resultados, se confeccionaron los mapas de niveles de base de erosión para el territorio y los respectivos mapas de pisos altitudinales, geológicos y de formas del carso epigenético, correspondientes a cada nivel de base determinado.

INDICE

INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES DEL TEMA	10
1.1 Estudios geológicos y morfotectónicos a escalas regional y local	10
1.2. Trabajos aplicados a la génesis y evolución del carso	16
CAPITULO 2. CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	30
2.1. Características geográficas	30
2.1.1. Ubicación geográfica	30
2.1.2. Relieve	31
2.1.3. Hidrología	33
2.1.4. Condiciones climáticas	35
2.2. Constitución geológica	37
2.2.1. Estratigrafía.....	38
2.2.2. Tectónica.....	40
2.3. Evolución geológica del área	45
2.4. Consideraciones finales del capítulo.....	47
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA	49
3.1. Revisión bibliográfica.....	50
3.2. Trabajos de campo	52
3.3. Procesamiento de datos.....	53
3.4. Análisis y discusión de los resultados.....	55
CAPÍTULO 4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	61

4.1. Contexto litoestratigráfico	61
4.2. Contexto tectónico-estructural.....	65
4.3. Contexto morfogenético	68
4.3.1. Características generales del relieve	68
4.3.2. Disección vertical	68
4.4. Niveles de base de erosión del carso	70
4.5. Hipótesis sobre la evolución del carso epigenético en el territorio, entre el Eoceno Superior y el Holoceno	74
4.5. Consideraciones finales del capítulo.....	107
CONCLUSIONES	112
RECOMENDACIONES.....	115
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
ANEXOS	151

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Mapa de ubicación geográfica del área, con los principales accidentes del relieve.	32
Figura 2.2. Punto No. 206. Ejemplo de curso fluvial subterráneo. Sumidero del Arroyo Santo Tomás en la Cueva Primer Cauce.....	34
Figura 2.3. Columna estratigráfica de la región Sierra de los Órganos	39
Figura 2.4. Mapa geológico escala 1:25 000	41
Figura 2.5. Punto No. 65. Vetillas sigmoidales en calizas del Miembro Tumbitas de la Formación Guasasa.....	43
Figura 3.1. Diagrama de flujo de la investigación.....	50
Figura 3.1. Mapa de datos reales	53
Figura 4.1. Mapa de complejos litológicos y macroformas cársticas de la región central de la Sierra de los Órganos.....	62
Figura 4.2. Vista aérea del área de las sierras de Viñales y Guasasa.....	63
Figura 4.3. Perfiles regionales: A-A'. Sierra de Viñales-Sierra de Tumbadero-Alturas de Pizarras del Sur; B-B'. Sierra de Celadas-Sierra del Medio-Alturas de Pizarras del Sur.....	64
Figura 4. 4. Diagramas: a) de dirección de los rumbos de estructuras tectónicas medidas en el campo; b) de los alineamientos tectónicos de la región, sobre la base de los datos obtenidos por fotointerpretación.	65
Figura 4.5. Mapa de elementos tectónicos.....	66
Figura 4.6. Diagramas: de dirección de los ejes mayores de dolinas (a) y cavernas (b) (con líneas de puntos).	67

Figura 4.7. Diagramas: de dirección de los ejes de abras a) y escarpes b) (con líneas de puntos),	67
Figura 4.8. Mapa de disección vertical del relieve	70
Figura 4.9. Gráfico QQ de relación cotas de bocas de cuevas/cota de fondo de dolinas	71
Figura 4.10. Relación de cotas del relieve (altura en m snmm) contra área de distribución (en m ²).....	73
Figura 4.11. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +410 – 420 m snmm. 23 Ma.	80
Figura 4.12. Perfiles topográficos por las líneas A-A', B-B', C-C', D-D' del esquema evolutivo del relieve en el nivel de base + 410 – 420 m snmm. 23 Ma.....	81
Figura 4.13. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +410 – 420 m snmm. 23 Ma.	82
Figura 4.14. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +370 – 380 m snmm. 8 Ma..	83
Figura 4.15. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +370 – 380 m snmm. 8 Ma.	84
Figura 4.16. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +270 – 280 m snmm. 3 Ma.	86
Figura 4.17. Perfiles topográficos trazados sobre el esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base + 270 – 280 m snmm. 3 Ma..	87
Figura 4.18. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +270 – 280 m snmm.3 Ma.	88

Figura 4.19. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +240 – 260 m snmm, 150 – 163 Ka ap.	89
Figura 4.20. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +240 – 260 m snmm, 150 – 163 Ka ap.	91
Figura 4.21. Solapas abiertas en el contacto entre las formaciones Jagua y Guasasa.	92
Figura 4.22. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +200 – 220 m snmm, 118 – 131 Ka ap.	93
Figura 4. 23. Perfiles topográficos a partir de los pisos altitudinales del relieve, en el nivel de base + 200 – 220 m snmm.	94
Figura 4.24. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +200 – 220 m snmm, 118 – 131 Ka ap.	95
Figura 4.25. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +180 – 190 m snmm, 90 – 114 Ka ap.	96
Figura 4.26. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +180 – 190 m snmm, 90 – 114 Ka ap.	97
Figura 4.27. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +150 – 180 m snmm, 70 – 85 Ka ap..	99
Figura 4.28. Perfiles topográficos a partir de los pisos altitudinales del relieve, en el nivel de base + 150 – 180 m snmm.	100
Figura 4.29. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +150 – 180 m snmm, 70 – 85 Ka ap.	101

Figura 4.30. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota 110 – 140 m snmm, 53 – 65 Ka ap.	102
Figura 4.31. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota 110 – 140 m snmm, 53 – 65 Ka ap.	103
Figura 4.32. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota + 50 – 80 m snmm, 22 – 39 Ka ap..	104
Figura 4.33. Perfiles topográficos trazados sobre el esquema evolutivo del relieve, en el nivel de base + 50 – 80 m snmm.	105
Figura 4.34. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +50 – 80 m snmm, 22 – 39 Ka ap.	106

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Datos climáticos para la región (1970-2010).....	35
Tabla 3.1. Bases cartográficas primarias empleadas en el estudio	54
Tabla 3.2. Fragmento de la base de datos obtenida en los itinerarios realizados	57
Tabla 4.1. Características generales y formas predominantes del relieve cársico epigenético, atendiendo a la litología.....	63
Tabla 4.2. Relación entre las cotas de bocas de cuevas de la región central de la Sierra de los Órganos y los niveles de cavernamiento determinados para la cuenca del río Cuyagateje.	74
Tabla 4.3. Datación de los niveles de base de erosión del carso para la región central de la Sierra de los Órganos según la evidencia geoambiental y paleoclimática existente.	77

ANEXOS

Anexo 1.1. Sección Pan de Azúcar, Sierra de los Órganos, provincia de Pinar del Río, en el oeste de Cuba.....	151
Anexo 1.2. Perfiles geológicos regionales a través de la Sierra de los Órganos	152
Figura 2.1. Sección geológica de la región de Sumidero mostrando el carácter de la estructura en la parte suroccidental de Anticlinorio de Pinar del Río..	153
Anexo 3.1. Listado de puntos de observación	153
Anexo 4.1. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso: a) +410 – 420 m snmm (23 Ma), b) +370 – 380 m snmm (8 Ma).....	163
Anexo 4.2. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso: a) + 270 – 280 m snmm; b) + 240 – 260 m snmm	164
Anexo 4.3. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso: a) + 200 – 220 m snmm (118 – 131 Ka ap); b) + 180 – 190 m snmm (90 – 114 Ka).	165
Anexo 4.4. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso: a) + 150 – 180 m snmm, (53 – 65 Ka ap); b) + 110 – 140 m snmm (70 – 85 Ka ap).....	166
Anexo 4.5. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso + 50 – 80 m snmm, (22 – 39 Ka ap).	167
Anexo 4.6. Paleosuperficies cársicas vistas desde la Sierra del Quemado.....	167

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

La geodiversidad cubana presenta una extraordinaria variedad genética, morfológica y tipológica de rocas, debido a la muy complicada geología del archipiélago, acompañada de disímiles procesos de alteración y modelaje por la acción de fuerzas endógenas y exógenas, lo que ha dado lugar a singulares formas del paisaje.

Una de las principales direcciones de las investigaciones en el campo de las geociencias contemporáneas lo constituye la valoración de la influencia de las condiciones litológicas, estratigráficas y tectónicas, en la conformación de la estructura del relieve moderno, en especial del relieve cársico (Penck, 1924; Scheidegger, 1964; White, 1988; Ford y Williams, 1989; Magaz, 1995; Plan et al., 2009; Díaz et al., 2011).

El estudio del funcionamiento de los sistemas cársicos, constituye una plataforma sólida para su manejo, pues los problemas de tipo geológico e hidrogeológico que se presentan en estos sistemas, generan altos costos económicos, sociales y medioambientales, que se agravan debido a una insuficiente comprensión de su génesis y evolución (Marinos, 2001; Lolcama et al., 2002; Molerio et al., 2004; Xeidakis et al., 2004; Casagrande et al., 2005; Waltham y Fookes, 2005; Waltham y Lu, 2007; Day, 2007).

Las rocas carbonatadas, principalmente calizas y dolomitas, constituyen el 15% de todas las rocas sedimentarias y subyacen el 75% de la superficie del planeta. Algunos autores consideran que entre el 15 y el 20% de las tierras emergidas, están, en mayor o menor grado, carsificadas, y más de un

cuarto de la población de la Tierra interactúa con las áreas cársticas, siendo la disolución de la roca el proceso geomorfológico dominante (Molerio et al., 2004).

En países como Cuba, aproximadamente el 65 % de las tierras emergidas son susceptibles a la carsificación y más del 80 % de los recursos explotables de agua de los que se dispone se encuentran en estas áreas (Molerio et al., 2004), por esta razón, el estudio integral de los paisajes cársticos reviste gran importancia.

Alrededor de un 70% de la superficie total emergida de los territorios que comprenden el Distrito Geográfico de Pinar del Río son de naturaleza cárstica. El área de estudio abarca la parte central de la Sierra de los Órganos, donde predominan las secuencias carbonatadas sobre las siliciclásticas, así como las cadenas de mogotes de relieve agreste, típicos del carso tropical, que forman unidades disgregadas y relacionadas con los grandes eventos tectónicos ocurridos durante la Orogenia Cubana.

En el año 2000 se aprueba por el Gobierno Cubano la creación del Parque Nacional Viñales (Comité Ejecutivo Consejo de Ministros, 2001), que abarca como zonas núcleo las cadenas mogóticas del sector central de la Sierra de los Órganos y como zonas de amortiguamiento parte de los valles cársticos intramontanos, entre los que destaca el polje de Viñales, declarado Paisaje Cultural de la Humanidad por la UNESCO (UNESCO, 1999), debido a que en este lugar “la actividad antrópica, en su carácter de transformar los paisajes, alcanza en esta región una dimensión significativa y se acerca aún más a las concepciones del desarrollo armónico” (UNESCO, 1999).

Para la región, todas las secuencias mesocenoicas se han incluido en las Unidades Tectónicas de la Sierra de los Órganos y Viñales, de la Zona Estructuro-Facial Guaniguanico (Piotrowska, 1978, 1987) con particularidades estructurales propias y constituidas por numerosos *nappes* o escamas tectónicas, originadas durante la Orogénesis Cubana (Palmer, 1945; Hatten, 1957, 1967; Álvarez, 1971; Khudoley y Meyerhoff, 1971; Piotrowska, 1978, 1987; Pszczólkowski, 1975, 1978; Cobiella, 1996, 2008).

Según Piotrowska (1978, 1987), la Unidad Tectónica de la Sierra de los Órganos está formada principalmente por rocas de la Formación San Cayetano. La Unidad Tectónica Viñales abarca la parte superior de la Formación San Cayetano y las formaciones Jagua, Guasasa, Pons, Ancón y Manacas.

Uno de los trabajos más importantes sobre la geología de la zona fue el Levantamiento Geológico 1: 50 000 Pinar Noroeste, por la Brigada Cubano-Soviética del proyecto CAME 1 (Astajov et al., 1982; Burov et al., 1988; Martínez, et al., 1988; Martínez et al., 1994) que abarcó el levantamiento geológico de las hojas cartográficas a escala 1:50 000: Minas de Matahambre (3483-IV), La Palma (3484-II), Cayo Inés de Soto (3484-III) y Consolación del Sur (3483-I).

Como características generales, al concluir la orogénesis cubana, los actuales cortes visibles en la Sierra de los Órganos yacían en la parte inferior de un apilamiento de mantos tectónicos, donde los depósitos siliciclásticos sobrecorrieron al paquete carbonatado; todas estas secuencias tienen un carácter alóctono y fueron emplazadas tectónicamente desde el sureste (Palmer, 1945; Hatten, 1957, 1967; Rigassi, 1958, 1963; Álvarez, 1971; Piotrowska, 1978, 1987; Pszczólkowski, 1975, 1978; Cáceres, 1997, 1998; Cobiella, 1996; Gordon et al., 1997; Iturralde, 1998; Cobiella, 2008).

Según las evidencias estratigráficas, desde el Eoceno Superior y, posiblemente desde el Eoceno Tempano, gran parte del área de lo que es hoy la Cordillera de Guaniguanico permaneció emergida y la evolución bajo la acción de procesos subaéreos (Lehmann, 1954, 1960 a, 1960 b; Acevedo, 1970, 1971, 1977; Pszczólkowski, 1978; Piotrowska, 1978; Iturralde, 1981, 2003, 2011), por lo que no se excluye un proceso de carsificación y cavernamiento pre-cuaternarios. En pozos de petróleo al norte de Cuba se reportan formas de paleocarsos pre-paleogénicos (Molerio, 1978).

Distintos autores han estudiado las causas y factores vinculados con la dinámica de los procesos de carsificación en la cordillera de Guaniguanico, como el grado de agresividad de las aguas, el régimen de circulación hídrico y la preparación tectónica de los macizos carbonatados en el desarrollo del cavernamiento (Gradzinsky y Radomski, 1963, 1965, 1967; Panos y Stelcl, 1968 a, b; Molerio, 1984; Núñez et al., 1988; Gutiérrez, 1995; Flores y Flores, 1998; Rocamora, 1998; Díaz, 1999; Rosa, 1999; Rosa, Díaz y Cáceres, 2004).

Autores como Molerio, et al. (1999), caracterizan los niveles de cavernamiento del carso de Cuba occidental y plantean su relación con las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. Mientras que Hernández, Pajón y Cabrera (2001), llevan a cabo la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba occidental.

Aunque diversos han sido los estudios sobre el carso en la región, aún quedan por responder interrogantes, debido a que existen lagunas en aspectos del conocimiento físico y la interpretación de la evolución de los sistemas cársicos en general – y epigenéticos en particular – en el área.

El proceso de carsificación en sistemas epigenéticos, o carso epigenético, está establecido en todas las rocas solubles. Tiene lugar en la zona no saturada (vadosa para los autores clásicos), en el “epikarst” o en la zona saturada (freática para algunos autores), o sea en acuíferos libres, en intercambio con procesos subaéreos (agua en movimiento y mezcla de aguas). Su capacidad de disolución se atenúa en la dirección del flujo y existe un efecto combinado de agua en movimiento y mezcla de aguas que dominan la tasa de disolución del carbonato, según Molerio et al. (2004).

Problema: La estimación incorrecta de la edad del comienzo del desarrollo del carso epigenético, así como la inexactitud y escasa profundidad de los estudios relacionados con los niveles de base de erosión en los modelos evolutivos actuales, los convierten en inapropiados para explicar la evolución espacial y temporal de la carsificación para la región central de la Sierra de los Órganos.

Objeto: El macizo carbonatado en la región central de la Sierra de los Órganos.

Objetivo: Establecer un nuevo modelo evolutivo del carso epigenético, a partir de la determinación de la edad de comienzo de la carsificación epigenética y la determinación de los niveles de base de erosión, explicando las variaciones espacio temporales de la carsificación en la región central de la Sierra de los Órganos.

Objetivos específicos

1. Determinar la edad de comienzo de los procesos de carsificación epigenética en la región de estudio.
2. Determinar la posición y el momento de formación de los niveles de base de erosión del carso epigenético.

3. Reconstruir la posición espacio temporal del carso epigenético para la región de estudio.

Hipótesis: La determinación de la edad de comienzo de la carsificación epigenética, el establecimiento de los niveles de base de erosión y la reconstrucción espacio temporal de este tipo de carso permitirá construir el modelo evolutivo del carso epigenético para la región central de la Sierra de los Órganos, ejemplo clásico a nivel mundial.

Novedad Científico -Técnica

A partir de la búsqueda y reinterpretación de la información precedente y los datos obtenidos durante varios años de trabajo de campo, se establecen, fechan y reconstruyen nueve niveles de base de erosión de la carsificación epigenética para la región central de la Sierra de los Órganos, utilizando por primera vez la relación entre cotas de fondos de dolinas y cotas de cuevas, lo que permite determinar la edad del paisaje y acotar en el tiempo la ocurrencia de los procesos y eventos geológicos que le dieron origen al carso epigenético, actualizando el modelo de evolución del carso para la región y aclarar el desarrollo evolutivo del relieve actual.

Los resultados de la investigación tienen aplicación directa en la comprensión del funcionamiento hidrogeológico de la región, lo que se traduce en mayor eficiencia en la búsqueda, explotación y protección de las aguas subterráneas y en el acondicionamiento del Teatro de Operaciones Militares, al contar con una nueva herramienta para hacer más eficaz la ubicación de las obras ingenieras en una región cársica, permitiendo un considerable ahorro de recursos y mejor uso de los recursos naturales. Por otra parte, el material obtenido será incorporado de inmediato a los

planes de manejo del área protegida Parque Nacional Viñales dentro de las estrategias de geoconservación, interpretación y educación ambiental.

CAPÍTULO 1

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES DEL TEMA

La investigación aborda los aspectos litoestratigráficos, tectónicos y geomorfológicos del área y los vincula en un mismo contexto evolutivo, como aporte al conocimiento de la génesis de los sistemas cársicos epigenéticos en la zona central de la Sierra de los Órganos. Este capítulo discute los principales enfoques utilizados en los estudios morfotectónicos y geomorfológicos, para dar solución a problemas de la geología regional, en particular aquellos vinculados a la génesis y desarrollo de los sistemas cársicos epigenéticos en la región de estudio. Se presta atención a los modelos conceptuales sobre la génesis y evolución del carso, a través una valoración crítica de los mismos.

1.1 Estudios geológicos y morfotectónicos a escalas regional y local

Los estudios sobre la geología de la región se remontan al Siglo XIX, cuando las primeras especulaciones sobre la presencia de rocas jurásicas en las montañas de Los Órganos fueron expuestas por el geólogo español Manuel Fernández de Castro a partir de 1869 y después, conjuntamente con su compatriota Pedro Salteraín y Legarra, con quien publicó el segundo Croquis Geológico de Cuba en 1884 (Álvarez y Rodríguez, 1984). Siendo no sólo correcta su opinión sobre las calizas sino también su aproximación a la realidad sobre las franjas rocosas que por el Norte y el Sur enmarcan a la Sierra de los Órganos. También hicieron notar las diferencias de relieve, vegetación y toponimia para diferenciar las rocas con criterios que hasta hoy perduran.

Hayes y Vaughan en 1901 (en Álvarez y Rodríguez, 1984), consideraban erróneamente la cadena montañosa en la zona de Viñales, "como una gran silla isoclinal con las calizas en el núcleo y las formaciones terrígenas descansando en los flancos".

El problema de la existencia de las rocas Jurásicas en la Sierra de los Órganos quedó definitivamente resuelto, gracias a los trabajos del sabio cubano Carlos de la Torre dirigidos al estudio de los ammonites colectados en Puerta del Ancón, Sierra de Vinales (de la Torre, 1912).

En las décadas de 1910 y 1920, gracias a diferentes contribuciones, se dieron varios pasos importantes en la construcción del esquema estratigráfico de la Sierra de los Órganos tal como hoy lo conocemos (De Golyer, 1918; Brown y O'Connell, 1919, 1921; Sánchez, 1920).

Palmer (1945) consideraba que la primera orogénesis y la más importante ocurrió después de la acumulación de la "Caliza Viñales", que de este modo quedó cabalgada sobre los depósitos "más jóvenes" de San Cayetano. Aunque equivoca las edades, si expresa con claridad el mecanismo que dio lugar a la orogenia.

Entre los años 50 y 70 del pasado siglo, Truitt y Bronnimann (1956); Hatten (1957, 1967); Herrera (1961); Rigassi (1958, 1963); Khudoley y Meyerhoff (1971); Álvarez (1971), realizaron importantes aportes a la geología de la región, al definir formaciones geológicas y estructuras regionales que sentaron las bases para estudios geológicos posteriores, muchas de ellas en los alrededores del área de estudio.

Hatten (1957, 1967), demostró la estructura de mantos tectónicos en la región de Pinar del Río, y relaciona la formación de los mismos con la orogenia Laramídica (Cubana), considerando que la formación de mantos contribuyó al origen de sedimentos *flyschoides* sinorogénicos que se han depositado en su parte frontal (Anexo 1.1).

Rigassi (1958, 1963) desarrolló un esquema tectónico en el que se aprecia un amplio desarrollo de los mantos tectónicos cabalgados hacia el norte o noroeste en la Sierra de los Órganos, siendo identificados en varias localidades (ventanas de Peña Blanca y de San Carlos) los elementos de esta tectónica (Anexo 1.2).

En la década de los sesenta, diferentes expediciones de la antigua URSS realizaron levantamientos geológicos a escala 1: 50 000, con búsquedas acompañantes, en diferentes sectores de la Sierra de los Órganos, cuyos resultados fueron plasmados en diferentes informes y publicaciones (Vologdin y otros 1963, Abakumov y otros 1968, Stepanov 1967, Biriukov y otros 1969, Cherepanov y otros 1971, Furrázola y otros 1964, Judoley y Furrázola 1971). En sentido general, todos ellos interpretaron la estructura de esta región como un enorme anticlinorio cortado por numerosas fallas profundas de yacencia subvertical, formando así una estructura típica de bloques que negaba totalmente el estilo tectónico *nappe*-escamado establecido anteriormente por Hatten y Rigassi (García et al., 2005).

Álvarez (1971), también se dedicó al estudio de la evolución tectónica de la Sierra de los Órganos, y plantea un modelo de mantos tectónicos, para el desarrollo de los mecanismos tectónicos que dieron lugar a la compleja estructura de la subregión.

En los años 70 del siglo XX son de destacar los trabajos realizados por la Brigada Cubano-Polaca, publicados parcialmente de forma sintética en la monografía "Contribución a la Geología de Pinar del Río" (Pszczólkowski, 1987). Como parte de estos trabajos, Piotrowska (1987), realizó un análisis profundo de la tectónica de la Sierra de los Órganos, validando lo planteado por Hatten (1957), dando una diferenciación en unidades tectónicas y direcciones principales de los movimientos de sobrecorrimiento formadores de estructuras de *nappes* o escamas tectónicas, así como algunas direcciones de fracturamiento presentes en la mesoestructura de la Sierra de Los Órganos. destacándose además la extensión hacia el oeste (hacia la Sierra de los Órganos) de algunas unidades propias del Rosario.

Estos autores (Pszczólkowski, 1987), consideraron a la Falla Pinar como una falla regional transcurrente diestra, iniciándose la misma en el Eoceno Medio luego de la consolidación de la estructura *nappe*-escamada de la región. Además, señalaron que unos movimientos verticales de gran magnitud relacionados con esa importante falla generaron a la Cuenca de Los Palacios.

Astajov, et al. (1982), exponen el Graben Sinforma los Órganos, según ellos compuesto por depósitos olistostrómicos del Eoceno que contienen bloques diferentes, entre ellos las sierras y mogotes de calizas jurásicas que consideran como grandes bloques y olistoplacas. Consideran que las unidades estructurales del Horst Anticlinorio norteño sobrecorrieron de norte a sur de norte a sur al Graben Sinforma los Órganos, lo cual fue sustentado sobre la base del sentido del transporte tectónico.

Mientras que en Burov et al. (1988), aparece una mezcla entre el estilo tectónico *nappe*-escamado alpino y el estilo de bloques limitados por fallas profundas que se consideró en los levantamientos

geológicos de la década de los sesenta. El levantamiento no cambia las ideas que ya existían sobre la composición geológica del territorio.

Martínez et al. (1988), consideraron que las unidades norteñas de la Sierra de los Órganos corresponden con una prolongación de las unidades del Rosario, destacando que las mismas sobrecorrieron de norte a sur sobre las unidades del cinturón de mogotes, sin tomar en consideración la vergencia de las estructuras, lo cual es imprescindible para definir la dirección del transporte tectónico. Mientras que la falla Pinar se destaca como profunda y de carácter normal generó a partir del Eoceno Medio luego de la consolidación de la estructura *nappe*-escamada que caracteriza la región. Es de destacar que las unidades litoestratigráficas aparecen bien delimitadas en su distribución, relaciones y edades.

En el año 1994, Martínez et al., concluyeron los trabajos de generalización geológica de la provincia de Pinar del Río, ofreciendo una visión tectónica más actual de la misma.

Cobiella (1996, 2008), investigó varios aspectos relacionados con la estratigrafía y la evolución estructural del sistema Jurásico de la subregión y realizó esclarecedores aportes a su conocimiento con una concepción generalizadora, que básicamente distingue cuatro tipos de cortes jurásicos para Cuba, incluyendo el de Guaniguanico como secuencias de un margen continental pasivo septentrional.

Cáceres (1997, 1998) y Gordon et al. (1997), presentan un modelo en el que interpretan el desarrollo de estructuras que permitían definir algunos aspectos del desplazamiento de los macizos rocosos de edad jurásica del margen continental pasivo en las Alturas de Pizarras del Sur. Estos

autores hacen especial énfasis en la evolución tectónica de la región, aplicando el análisis microtectónico a la solución de problemas estructurales, con el objetivo de determinar la orientación del máximo estrés compresivo durante los sobrecojimientos, hasta el surgimiento de la falla Pinar. Estos aspectos se relacionan tanto técnica como metodológicamente con el trabajo que aquí se desarrolla.

Por su parte Denis (1998), aclaró la posición de la parte superior del corte estratigráfico de Cuba occidental, agrupando a los sedimentos acumulados en las depresiones y valles entre mogotes, donde pudo extenderse el intervalo de sedimentación por la presencia de lagos o paleolagos y la acción de procesos eluviales, proluviales, aluviales y cárnicos en el Miembro Ensenada Grande (no formal) (Acevedo y Gutiérrez, 1974) de la Formación Guane, lo que demuestra que estos sedimentos son mucho más jóvenes que las estructuras que los contienen.

Las investigaciones conjuntas entre especialistas de la URSS y Cuba sobre la estructura del relieve (Díaz, et al, 1986; Magaz y Díaz, 1986; Hernández, 1987; Díaz et al., 1989; Portela, 1989; Hernández et al., 1990; Hernández et al., 1991), permitieron reconocer las regularidades de la morfoestructura, su constitución y fueron cartografiadas las unidades morfoestructurales fundamentales del relieve cubano, lo que permitió caracterizar los sistemas cárnicos de la depresión San Claudio – San Francisco en la Sierra del Rosario y en las montañas de Trinidad, macizo de Guamuaya (en Magaz, 1995).

En el año 2000, se publicaron los resultados del estudio geólogo-geomorfológico regional básico de un sector de la Sierra del Rosario. A partir del modelo digital del relieve y la red de drenaje, fue posible aplicar un grupo de métodos morfométricos y geomorfológicos. Definen un conjunto de

alineaciones y estructuras disyuntivas, corroborándose estructuras dadas por otras investigaciones y permitiéndonos delimitar otras nuevas, siendo las direcciones fundamentales suroeste-noreste y sureste-noroeste (Díaz et al., 2000).

García (2005) considera básico el estudio de los límites o bordes entre áreas que presentan características fisiográficas y geológico-estructurales diferentes, para acceder a la zonación morfoestructural. Según el autor, el estilo de deformación que presenta una porción del territorio (tamaño y orientación de los plegamientos, localización de depresiones tectónicas, número de sistemas de fallas, ocurrencia de fenómenos diapíricos) y la acción del clima (desarrollo de abanicos aluviales, encajamientos de la red de drenaje, fenómenos de captura fluvial), son aspectos esenciales para caracterizar morfoestructuralmente un territorio dado.

1.2. Trabajos aplicados a la génesis y evolución del carso

Desde hace más de un siglo, un grupo importante de especialistas en todo el mundo, han estudiado las causas y factores que tienen que ver con la dinámica de los procesos de carsificación epigenética, a partir de las condiciones de disolución de las rocas carbonatadas, el grado de agresividad de las aguas, el régimen de circulación, la preparación tectónica de los macizos carbonatados y la realización de estudios encaminados a la identificación de la influencia de los patrones del agrietamiento en el desarrollo del cavernamiento (Cvijić, 1893, 1924; Lehmann, 1954, 1960 a, b; Gradzinski y Radomski, 1963, 1965, 1967; Panos y Stelcl, 1968 a, b; Kilarý, 1968, 1969; Jackus, 1977; Llópiz, 1982; Molerio, 1984; Forti et al.; 1985; Eraso, 1986; Eraso et al., 1986; López, 1987; Palmer, 1989; Garay, 1990; Forti y Rossi, 1991; Eraso et al., 1992; López y Pulido,

1995; Rocamora y Portuondo, 1997; Flores y Flores, 1998; Díaz, 1999; Rosa, 1999; Garay, 2004; Rosa, Díaz y Cáceres, 2004; Ballesteros et al., 2011).

La primera explicación sobre la evolución geomórfica y la edad del carso, fue hecha por geólogos en el oeste de Eslovenia. Para estimar la edad ellos, usaron la edad de la última sedimentación marina y la evolución tectónica de los montes Dináricos y los Alpes (Grund, 1905, 1910, 1914).

Al principio los carsólogos se enfocaron en entender los procesos y la evolución de rasgos del carso. Estaban influenciados por las ideas del ciclo geográfico promovidas por Davis seguidas por Cvijić (1893, 1918, 1924). La explicación de la evolución cíclica del carso se modificó después con la geomorfología climática, que enfatizó la importancia del clima en los procesos morfológicos (Roglič, 1957; Radinja, 1972).

Jackus (1977), realiza importantes aportes al conocimiento de la morfogénesis de las regiones cársicas, al ampliar el número y alcance de los agentes erosionales que contribuyen con el origen y desarrollo de los paisajes cársicos, condicionados a las características de la región donde tengan lugar, tomando a la región de Viñales para caracterizar el carso tropical.

Melik (1955) y Gospodaric (1985, 1988) emplean la recesión de laderas, colapsos en cuevas, depósitos fluviales en las áreas de carso de contacto y algún sedimento más fino para explicar el control climático sobre el desarrollo del carso.

Los geomorfólogos han abandonado el modelo cíclico del relieve y han prestado más atención a los elementos estructurales en la morfología del carso y su vinculación con la tectónica reciente (Habic, 1982), a partir de las mediciones y observaciones de campo sobre la denudación del carso,

estudios comparativos de diferentes rasgos o tipos de carso, como el carso de contacto (Gams 1966; Mihevc 1993; Mihevc, Slabe y Šebela, 1998).

También, al estudio de dolinas y dolinas colapsadas (Mihevc, Slabe y Šebela, 1998; Mihevc 2001), tomando en cuenta nuevos rasgos geomorfológicos como las cuevas destechadas (Mihevc y Zupan, 1996; Mihevc, Slabe y Šebela, 1998; Mihevc, 2001; Slabe, 1997) como un remanente importante de paisajes anteriores. Por otra parte, se han datados sedimentos de corriente en las cuevas (Zupan, 1991; Mihevc, 2001) y utilizados los métodos paleomagnéticos en cuevas y sedimentos cárnicos (Bosak et al., 1999; Bosak et al., 2004).

Para Eraso y Herrero (1986); Garay (1990); Eraso et al. (1992); Garay (2004), las direcciones preferenciales de drenaje se determinan sobre la base de la existencia de una preparación tectónica del carso que condiciona la disposición de la red tridimensional de conductos, en función de su historia estructural. Las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes: mayor s_1 e intermedia s_2 de los diferentes elipsoides medidos, es decir, los planos (s_1, s_2) (planos de debilidad o extensionales).

Para Palmer (1989), el nivel de cavernamiento está referido a grandes galerías de bajo gradiente, que parecen representar distintos estadios de desarrollo cavernario, donde el proceso de formación de cavernas puede estar concentrado en forma particularmente elevada en zonas con favorables condiciones geológicas o geomórficas en diferentes lugares en una misma cueva, o en otras cercanas.

Häuselmann et al. (1999), como resultado de sus investigaciones en el carso de los Alpes Suizos, encuentran que el control tectónico, entendido como el conjunto de estructuras que definen la geometría del macizo calcáreo, juega, junto a los factores hidrológicos y climáticos, un rol muy importante en el desarrollo de varias fases de la evolución del sistema cársico del norte del Lago Thun, en el borde de la cadena Helvética.

Šebela (1998, 2003), para el estudio del desarrollo del carso esloveno toma dos elementos estructurales fundamentales: yacencia de los planos de estratificación y de las estructuras tectónicas, teniendo en cuenta que las zonas de intersección de planos de discontinuidad litológica son las más favorables para el desarrollo del cavernamiento.

Häuselmann et al. (2002), reconocen varias fases espeleogenéticas relativas a los niveles de cuevas emisivas y fondos de paleovalles en la región cársica de Siebenhengste, Suiza.

Jiménez et al. (2004), consideran la metodología desarrollada para los estudios geomorfológicos realizados en varias cuevas de España, incluyendo el inventario de rasgos geomorfológicos del endocarso y la elaboración de mapas geomorfológicos de cavidades cársicas, mostrando algunos casos de estudio.

La idea de que existe un desarrollo preferencial de las cavidades a partir de horizontes estratigráficos discretos viene siendo manejada por varios autores desde hace algunos años (Rauch y White, 1970; Palmer, 1989). La hipótesis de horizontes de inserción (IHH por sus siglas en inglés) (Lowe, 1992, 1999, 2000), plantea que existen galerías que se abren a lo largo de los planos de estratificación en macizos carbonatados, por ser estos horizontes susceptibles a la disolución

(horizontes de inserción). Resultados obtenidos por varios autores validan esta idea (Lowe, 1992; Knez, 1997, 1998; Lowe, 1999; Osborne, 1999; Klimchouk y Ford, 2000; Lowe, 2000, 2004; Filipponi 2009; Filiponi et al., 2009 y Plan et al., 2009).

Sasowsky y Mylroie (2004); Blanco (2007); Auler et al. (2009, en De Waele, Plan y Audra, 2009), han estudiado la sucesión sedimentaria en cuevas localizadas en varias áreas climáticas, buscando limitar las fases espeleogenéticas en un espacio cronológico.

Santo et al. (2007), como resultado de sus investigaciones sobre los procesos cárnicos y la inestabilidad de taludes en los Apeninos carbonatados del sur de Italia, arriban a la conclusión que los fenómenos de inestabilidad están fuertemente controlados por procesos cárnicos tanto hipogeos como epigeos, en compleja interacción con otros procesos erosivos.

Las huellas paleoambientales en los depósitos de cavernas (ciclos de deposición clástica, erosión, formación de espeleotemas) están fuertemente unidas con el desarrollo cronológico del paisaje cárnico, como lo demuestran Frumkin et al. (en De Waele, Plan y Audra, 2009), en sus estudios sobre el envejecimiento del sistema Qesem Cave en Israel, con sedimentos del Antropogénico.

En Cuba, los estudios sobre el carso han tenido en la obra de Núñez Jiménez el exponente más divulgado. Sin embargo, los primeros estudios del carso cubano que resaltan la importancia de la morfoestructura fueron realizados por Meyerhoff (1938); Lehmann (1954, 1960 a, b); Gradzinsky y Radomski (1963, 1965, 1967); Panos y Stelcl (1968 a, b), a pesar de no disponer de la información actualizada sobre geomorfología estructural.

Molerio (1978), introdujo el concepto de nivel de cavernamiento, en sentido hidrológico y paleohidrológico, al elaborar la primera versión del Mapa Geoespeleológico de las Regiones Cársicas de Cuba a escala 1:1 000 000.

En 1989, fueron presentados los aspectos metodológicos para la determinación de los niveles de cavernamiento en cavidades reinundadas de funcionamiento permanente (Balado y Molerio, 1989; Molerio y Balado, 1989), que luego fueron extendidas a cualquier otro tipo o estadio de actividad hidrológica (Flores, 1995; Molerio y Flores, 1997).

Durante los años 80 y 90 del pasado siglo se realizaron estudios sobre la estructura del relieve (Díaz et al., 1985; Magaz y Díaz, 1986; Hernández, 1987; Portela, 1989; Díaz et al., 1990; Hernández et al., 1989; Hernández et al., 1991), permitiendo reconocer las regularidades de la morfoestructura y su composición, cartografiándose las unidades fundamentales. Conjuntamente, se obtuvieron los primeros resultados sobre la aplicación de los estudios morfoestructurales al carso (Magaz y Díaz, 1986; Díaz et al., 1985; Magaz, 1995; Magaz y Cisneros, 1995).

Díaz et al. (1985), reconocen la importancia del factor morfoestructural como controlador del desarrollo, la estructura y el funcionamiento de las regiones, sistemas, aparatos y formas cársicas, a partir del estudio geomorfológico estructural de Cuba.

Por su parte Magaz (1995), aplica criterios morfoestructurales caracterizando zonas cársicas de la Sierra del Rosario y el macizo de Guamuhaya para la búsqueda de aguas subterráneas. Este autor otorga la mayor importancia al factor morfoestructural como controlador del desarrollo, la estructura y el funcionamiento de las regiones, sistemas y aparatos cársicos.

En sus casos de estudio Molerio (1984), se basó en el efecto del factor de escala sobre las propiedades físicas de los acuíferos cársicos para determinar la distribución de la conductividad hidráulica (K) o su transformación en transmisividad (T). Además, utilizó los Modelos de Estabilidad Estática y Dinámica de túneles para la determinación de la estabilidad de las bóvedas de las cavidades (Molerio, 2009).

Gutiérrez (1995), realiza una síntesis de sus estudios, dando a conocer las principales características geológicas que intervienen en el desarrollo del carso en la Cordillera de Guaniguanico, enfatizando las diferencias morfológicas y morfométricas de los sistemas cársicos de la Sierra de los Órganos y la Sierra del Rosario, dadas por las características estratigráficas y estructurales de cada subregión.

Rocamora y Portuondo (1997) y Rocamora (1998), realizaron el análisis de la fracturación y el desarrollo del carso en la Sierra del Quemado, llegando a conclusiones similares a las obtenidas por otros autores (Rosa, 1999; Díaz, 1999; Rosa, Díaz y Cáceres, 2004; Leal, 2005 y Reyes y Borrego, 2007), especialmente en la vinculación de la estructura tectónica con la evolución espacial del carso en las sierras de Viñales, San Vicente y Quemado.

Los trabajos ejecutados por Ramos (1997); Rosa (1999) y Díaz (1999); Rosa, Díaz y Cáceres, 2004; Leal (2005); Reyes y Borrego (2007); Palma (2008); Biyogo y Beliz (2008); Torres (2009); Díaz et al. (2011), vinculan el desarrollo geomorfológico del sistema cársico con la estructura geológica en la Sierra de Viñales, Sierra de Tumbadero y Sierra de San Vicente, Sierra Celadas y Sierra del Medio, encontrando un fuerte control litológico y tectónico sobre la morfología del carso, pero sin analizar el desarrollo evolutivo del mismo.

Para el caso de las dolinas u hoyos de sierra, Lehmann (1954), afirmó que "en todos los casos –por él investigados – la altura de los hoyos concuerda con la de los poljes contiguos", idea que fue refutada por Núñez, Panos y Stelcl (1968). Por su parte, Molerio (1975, 1982); Farfán, Díaz y Aldana (2010) y Farfán, Díaz y Ramírez (2010), encuentran que existe un patrón uniforme, con una vinculación muy estrecha entre la distribución de las dolinas y la superficie de erosión sobre la que se excavan. Demostrando que estas se instalan, por lo general, posteriores a las superficies de erosión o simultáneamente a esta, encontrándose dolinas sobre un mismo nivel de erosión y con diferentes fases de profundización, motivado por la propia discontinuidad manifiesta del nivel de base, y el control local que este ejerce sobre el desarrollo del carso.

Molerio et al. (2014), abordan la relación geología, hidrogeología y geomorfología cársica en el área de Viñales. Estos últimos trabajos constituyen los aportes más recientes al conocimiento del funcionamiento hidrológico de un aparato cársico en la región, aportando modelos de funcionamiento hídrico para el carso de montaña.

Para la Sierra de los Órganos Lehmann (1954, 1960, 1968), distinguió tres niveles principales de superficies de erosión:

- Cima de los mogotes (+300 m a +320 m) (Superficie de edad miocénica)
- Cuchillas (+280 m a +300 m)
- Fondo de los hoyos de terreno (+80 m a +100 m) (superficie de edad pliocénica o más joven)

Ducloz (1963), basándose en su estado de conservación, su aspecto, su grado de deformación y su altitud media, correlaciona la tercera superficie de erosión (el fondo de los poljes) con la superficie

que, en Matanzas, él llama de Santoyo y supone pliocénica, pero también anota que, según Lehmann, esta superficie está aún en vías de desarrollo y sería entonces subreciente.

Panos y Stelcl (1968) han reconocido en el área no cársica una superficie de planamiento de edad Mioceno inferior, otra pliocénica y una tercera pleistocénica, constituida por el “fondo de tierras bajas estructurales” (?), incluyendo en ella, entre otras, el valle de contacto y, en el área cársica, identifican dos niveles de planamiento de edades oligocénica y pliocénica, respectivamente.

Acevedo (1970) plantea que, en general, esta región y toda la Sierra de los Órganos, presenta un paisaje policíclico y poligénico, que ha evolucionado bajo condiciones climáticas no uniformes y bajo la influencia de notables factores no climáticos, desde el Paleógeno, pero las mayores diferencias verticales entre los relieves positivos y negativos, agregábamos, ocurrieron a partir de fines del Plioceno, como indican entre otros hechos, los distintos niveles de cuevas de origen fluvial que, en su mayor parte, considera pleistocénicos.

Acevedo (1971), a partir de análisis geomofológico y criterios espeleológicos, delimitan y fecha varios niveles de cavernamiento cuya edad, altitud absoluta y agente espeleogénico son señalados según la información correspondiente a más de cincuenta cuevas seleccionadas de toda la Sierra de los Órganos.

- Superficie Cuyaguaje (+80 m a +100 m) - Holoceno
- Superficie Pinares de Caliente (+280 m a +300 m) - Pleistoceno
- Superficie Pica-Pica (+300 m a +320 m) - Mioceno
- Superficie pre Pica-Pica (más de +350 a +400 m) – Paleógeno

Mientras que Molerio y Guerra (1983), definieron cinco superficies no fechadas para la región de Pan de Azúcar, basados en la construcción e interpretación de una serie de mapas morfométricos, interpretación de fotos aéreas, y los resultados de la cartografía geomorfológica de campo a escala 1:50 000:

- Nivel de fondo de *randpoljen*, superficie fluvio-cársica (+50 m)
- Nivel de relieve degradado, coincidente con el nivel de erosión de las alturas de Pizarras y con la base de la serranía mogótica (+50 m, +100 m, +250 m)
- *Gipfelflären* cársico secundario (+250 m a +350 m)
- *Gipfelflären* cársico primario (más de +350 m a +400 m)
- Nivel de fondo de hoyos de montaña (+150 m)

Molerio y Flores (1997), establecieron la correlación entre los niveles de cavernamiento y las posiciones del nivel del mar Cuaternario en la región del Golfo de México y el Caribe. Molerio et al. (1999), realizan la correlación de niveles de oscilación del mar durante el Cuaternario, con cotas de bocas de cuevas situadas en la vertiente emisivas de las sierras de San Carlos y el Pesquero, en la cuenca del río Cuyaguaje, fechando ocho niveles de cuevas emisivas en un intervalo entre el Pleistoceno Inferior y el Holoceno. Para esto fueron procesados, estadísticamente, 2 679 fechados absolutos (Carbono 14, Potasio-Argón, Uranio-Titanio), de sedimentos en terrazas y cavernas directas comprendidos entre las latitudes +60 y -60° N, seleccionándose aquellas entre +30 y -30° que se corresponden, aproximadamente, con la franja no glaciada.

Se tabularon, aproximadamente, 250 cavernas del Occidente de Cuba, seleccionadas aleatoriamente, determinándose el espesor excavado en cada una de ellas, acotándose sus límites

superior e inferior; además, se identificaron los procesos y formas generales de rellenamiento, incluyendo tanto cavidades inactivas como completamente inundadas o reinundadas. procesando medio centenar de cavernas del sistema cársico del Valle de San Carlos (que incluye, según Molerio, 1975, las sierras de San Carlos, Sumidero, El Pesquero y Mesa), identificando las superficies de erosión en que se excavan las cavidades.

Se extendieron tales consideraciones a todo el territorio del Caribe occidental y la costa del Golfo de México, pero incluyendo solamente, en el caso del sur de los EE. UU y México, los niveles superior e inferior de cavernamiento y terrazas marinas no glaciadas, descendiendo, incluso hasta el nivel de la Terraza de Los Portales (-400 m).

Se definieron las relaciones de altura, posición, tipo genético, espesor excavado y evolución hidrológica, que condujeron a la definición de la posición de los niveles de base locales determinados en cavernas cubanas y del Caribe Occidental comprendido entre +275 y -250, aunque para los últimos 130 000 años se redujo al rango +5 a -165 m en función de la edad.

Se estudió la morfometría de unas 200 dolinas en las sierras del Pesquero, Sumidero, Resolladero y San Carlos, encontrándose una dependencia lineal muy fuerte, con un coeficiente de correlación del 92% (para un 95% de significación estadística) entre las cotas de superficie y las de fondo. Además, fue identificada una vinculación muy estrecha entre la distribución de éstas y la superficie de erosión sobre la que se excavaban.

Estos niveles de cavernas son concordantes con varios de los que aparecen más al este, en la región central de la Sierra de los Órganos.

En 2003, Molerio y Flores definieron tres niveles no fechados para el área del polje de Ancón:

- Nivel de fondo de valle, que coincide con el de algunos hoyos de montaña, a +150 m.
- Nivel de cumbres degradadas (*gipfelfluren* cársico secundario), entre +250 y 350 m.
- Nivel de cumbres superior, desde más de 350 a + 400 m.

Las dos últimas coinciden con escalones morfométricos estudiados también en la vecina Sierra de Pan de Azúcar que sugieren una cierta unidad morfogenética y evolutiva de un importante sector comprendido entre San Vicente y La Pimienta.

Novo et al. (2005), brindan la altitud de las principales cavidades que se encuentran en el macizo Sierra de Guasasa, las alturas absolutas de los hoyos y cimas de la región, a la vez que se basan en estudios precedentes realizados por Acevedo (1971), para la determinación de posibles superficies del relieve y su hipsometría con relación a la región de Sumidero, al oeste del área de trabajo.

Molerio (2006 a), muestra la relación existente entre los nichos de marea cársicos y las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cuaternario para Cuba. Estos nichos constituyen posiciones estables del nivel del mar que pueden representar un periodo no mayor de 12 000 años antes del presente (12 Ka ap) desde el nivel actual hasta una altura de 20 m.

Estudios de isótopos estables y fechados radiocarbónicos a una estalagmita de la cueva Dos Anas en la Sierra de los Órganos (Pajón et al. 1999; Pajón et al. 2001; Pajón et al. 2006), permitieron realizar inferencias sobre el comportamiento paleoclimático del sector de montaña estudiado en los últimos 18 000 años.

1.3. Consideraciones finales del análisis de antecedentes

En Cuba hay un indiscutible desarrollo en las investigaciones relacionadas con la evolución de los sistemas cárscicos. No obstante, se evidencian vacíos en su sistematización, pues la mayoría han sido estudios monotemáticos, que no abordan de forma integral los diferentes aspectos geológicos y geomorfológicos que intervienen en la evolución y desarrollo de los sistemas cárscicos.

Los estudios precedentes sobre la geología regional no se refieren con detalles a las características de la faja de mogotes de la Sierra de los Órganos, como lo hacen con el resto de las mesoestructuras de la Cordillera de Guaniguanico, debido a su menor perspectiva para la prospección mineral y, por tanto, su relativa poca importancia desde el punto de vista económico. A esto debe agregarse la inaccesibilidad de muchas áreas de esta región.

Además, existen lagunas en aspectos del conocimiento físico y la interpretación de la evolución de los sistemas cárscicos en general y epigenéticos en particular, en el área. Una contribución a la solución de este problema pudiera encontrarse en el establecimiento de un nuevo modelo evolutivo del carso epigenético, a partir de la determinación de la edad de comienzo de la carsificación epigenética y la determinación de los niveles de base de erosión, explicando las variaciones espacio temporales del carso epigenético en la región central de la Sierra de los Órganos.

CAPÍTULO 2

CAPITULO 2. CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Características geográficas

La Sierra de Los Órganos se encuentra flanqueada al norte y al sur por las Alturas de Pizarras, y al este por la Sierra del Rosario, limitadas ambas en su flanco sur por un escalón regional que separa la cordillera de la gran llanura aluvial marina del sur de Pinar del Río. Está formada en su mayoría, por cadenas de mogotes o sierras y mogotes aislados, de relieve agreste, que forman unidades disgregadas. En ella se desarrollan algunos de los mayores sistemas cavernarios de Cuba: Gran Caverna de Santo Tomás (46 km), Palmarito-Novillo-Pan de Azúcar (35 km), Majaguas-Cantera (31 km), Fuentes (23 km), Constantino-Macagua (11 km).

2.1.1. Ubicación geográfica

El área de investigación está ubicada entre las coordenadas: X: 190995.21 m, Y: 308000.865 m; X: 203995.21 m, Y: 299000.865 m; X: 203995.21 m, Y: 299000.865 m; X: 203995.21 m, Y: 308000.865 m; X: 203995.21 m, Y: 317000.865 m; X: 216995.21 m, Y: 317000.865 m; X: 216995.21 m, Y: 308000.865 m; X: 216995.21 m, Y: 299000.865 m, según la Proyección Cónica Conforme de Lambert, Sistema Cuba Norte (Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, 1985), formando parte del grupo de paisajes Sierra de los Órganos, subdistrito Montañas de Guaniguanico, Distrito Geográfico de Pinar del Río.

Limita al norte con las Alturas de Pizarras del Norte; por el sur contacta con las Alturas de Pizarras del Sur; al este con el Río San Vicente y al oeste con el Río Peñas. (Figura 2.1).

2.1.2. Relieve

El relieve se ha clasificado como de montañas bajas cársico-denudativas del tipo estructuro-carsificadas (Díaz et al., 1985), en las que se destacan como formas orográficas particulares los mogotes, en forma de cadenas o aislados, poljes marginales o de contacto y dolinas predominantemente colapsadas (Figura 2.1).

Predominan los extensos campos de lapies en sus más variadas dimensiones y morfología y un medio cársico subterráneo representado por grandes sistemas de galerías de decenas de kilómetros, estructuradas en nueve niveles de cavernamiento hasta ahora reconocidos (Molerio et al., 1999). Este paisaje cársico se denomina carso cónico en alturas completamente plegadas y falladas (Núñez, Panos y Stelck, 1968), que en la Sierra de los Órganos tiene un desarrollo excepcionalmente típico como un carso tropical residual en rocas calizas jurásico-cretácicas.

La región central de la Sierra de los Órganos y áreas adyacentes forman parte de la Unidad Morfotectónica Guaniguanico de los Macizos Continentales Meridionales (Díaz et al., 1985). Regionalmente, a nivel del grupo de paisajes de la Sierra de los Órganos, se pueden distinguir tres tipos o categorías de macroformas del relieve:

- Relieve cársico de montañas bajas estructuro-carsificadas, desarrollado sobre las calizas de la Formación Guasasa, en macizos (sierras del Quemado, Viñales, Galeras, del Medio, San

Vicente, Guasasa, Tumbadero, Derrumbada) y mogotes aislados (Zacarías, Esmeralda, Dos Hermanas, Robustiano, la Feíta, Coco Solo, Puertecitas) (Díaz, 1999).

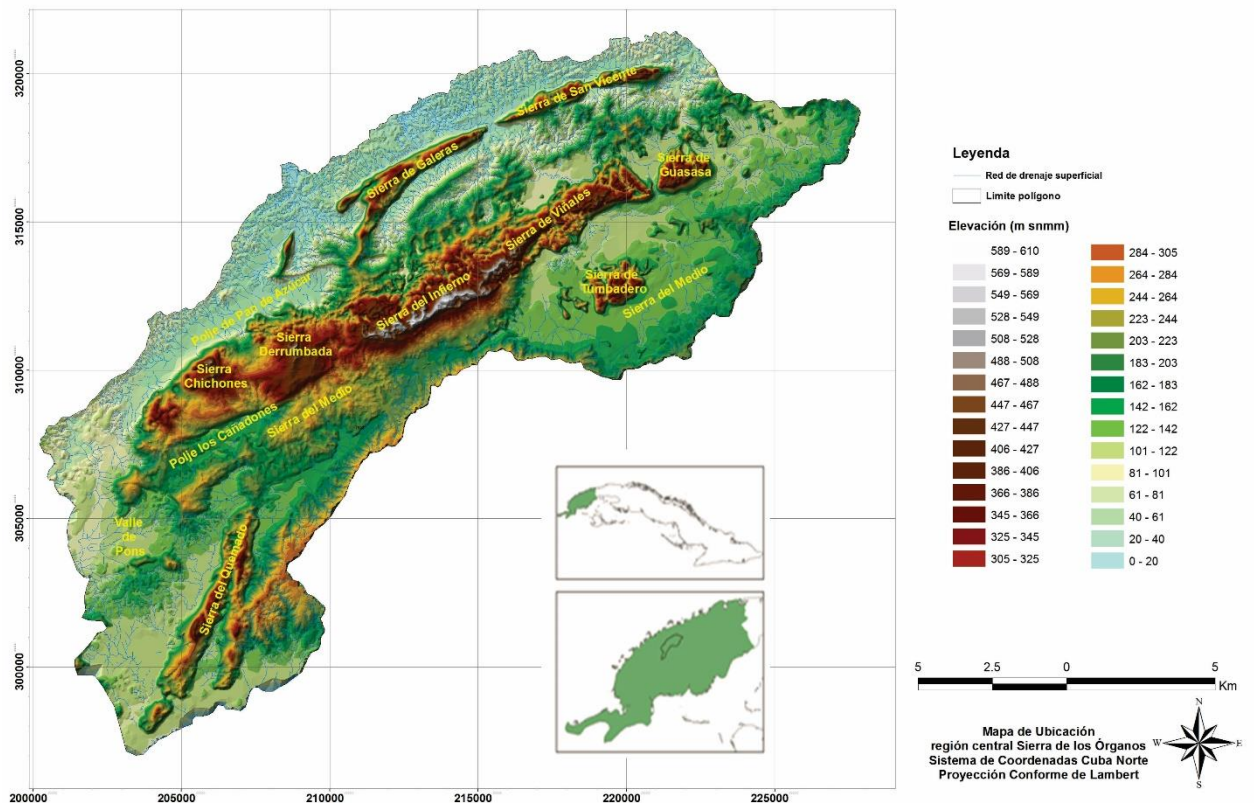


Figura 2.1. Mapa de ubicación geográfica del área, con los principales accidentes del relieve. Nótese que la gran mayoría de las sierras calcáreas se encuentran distribuidas espacialmente en forma de cadenas alargadas con rumbo noreste-suroeste, a excepción de la Sierra del Quemado, que tiene una dirección nortnoreste-sursuroeste. Además, la red de drenaje superficial está mal desarrollada y trunca al llegar a los espacios ocupados por rocas carbonatas (la mayor parte de los ríos tienen cursos parcialmente subterráneos).

- Relieve de montañas bajas denudativo-tectónicas, fuertemente diseccionadas de las Alturas de Pizarras del Norte y del Sur, desarrollado sobre las rocas siliciclásticas de la Formación San Cayetano.

- Relieve de llanos intramontanos en los poljes de contacto o valles fluvio-cársicos que rodean los macizos carbonatados (Viñales, Santo Tomás, Pan de Azúcar, San Vicente, Ancón), ligeramente ondulado con colinas bajas sobre depósitos siliciclásticos pliocénico-cuaternarios, de carácter continental y origen aluvial-marino, con carsolitos y pequeños mogotes aislados con forma cónica, por ejemplo, mogotes de los Mangas (Díaz, 1999).

En general, la zona forma una gran rampa, que desciende de sureste a noroeste, dentro de la cual el relieve se dispone en una sucesión de cimas y depresiones alargadas en dirección noreste-suroeste, que van a determinar los tipos y evolución de las formas cársicas en su conjunto (absorción, conducción y descarga).

2.1.3. Hidrología

La posición geográfica, las características geológicas, geomorfológicas y la evolución del área, condicionan la existencia de una hidrología muy particular, en la que se presentan diversos fenómenos de alcance local y regional, por lo que no es posible incluir todo el territorio en un sector o cuenca hidrográfica única. Aun cuando espacialmente se localiza al norte del parteaguas principal de la provincia, la red de drenaje superficial está mal desarrollada, donde la mayor parte de los ríos tienen cursos parcialmente subterráneos (Figura 2.2).

Existe un sector, en que las cuencas drenan hacia el suroeste, hasta incorporarse a la cuenca fluvial del río Cuyaguaje, como es el caso de la cuenca del arroyo Santo Tomás que proviene del noreste. Mientras que, en otro sector, cuencas como Palmarito, Novillo y Zacarías, provenientes del sur, el

oeste y el este respectivamente, tributan a las cuencas fluviales permanentes de los ríos San Vicente, Las Cuevitas, El Abra y Pan de Azúcar-Cimarrones, con drenaje en dirección norte.



Figura 2.2. Punto No. 206. Ejemplo de curso fluvial subterráneo. Sumidero del Arroyo Santo Tomás en la Cueva Primer Cauce, perteneciente al sistema subterráneo de la Sierra del Quemado, con unos 46 km de galerías de origen fluvial.

Todos estos cursos fluviales se sumergen en cavidades subterráneas de las serranías cársicas, e incorporan aguas alóctonas a los macizos cársicos donde se mezclan con las aguas autóctonas locales. Así se originan importantes sistemas de cavernas que suman decenas de kilómetros de galerías (Molerio et al., 2004).

Existen varias cuencas endorreicas, la más representativa, Los Cañadones, hacia el oeste del territorio, en la que embudos o ponores situados en los poljes o en las dolinas, recogen las aguas superficiales de las áreas aledañas y de los propios macizos, actuando también como cuencas

endorreicas. Hacia el noreste, según Martínez et al. (1994), existen manantiales de aguas sulfurosas originadas por el ascenso de aguas epitermales provenientes de yacimientos hidrotermales profundos en las rocas areno-arcillosas.

2.1.4. Condiciones climáticas

En el presente, el clima de la subregión se clasifica como tropical húmedo, montañoso con humedecimiento alto y estable, baja evaporación y temperaturas frescas (Luis, 2001).

De acuerdo a los parámetros mostrados en la tabla 2.1, el bioclima se clasifica (según metodología de Gaussen, modificado en la proporción T-P = 4:1, según Novo y Luis, 1989 en Díaz, 1999) como: Tropical Caliente, con un período de sequía de seis meses desde mediados del otoño hasta mediados de la primavera, con humedecimiento alto y estable, baja evaporación y temperaturas frescas con una marcada oscilación diaria del régimen térmico.

Tabla 2.1. Datos climáticos para la región (1970-2010). Fuente: Oficina Territorial de Meteorología de Pinar del Río del Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de la República de Cuba, 2013.

Temperatura media anual del aire	22°C - 24°C
Temperatura media en el período invernal	18°C - 22°C
Temperatura media en el período estival	25°C - 27°C
Precipitación media anual	1 200 - 1 400 mm
Precipitación media en el período lluvioso	1 600-1 900 mm
Precipitación media en el período seco	400-600 mm
Evaporación media anual	1 400-1 800 mm
Humedad relativa media anual	07:00 horas: 90-95 % ; 13:00 horas: 65-70 %
Coefficiente de humedecimiento medio anual (K)	1.10-1.50 (bosque suficientemente húmedo)

Sin embargo, en el pasado las condiciones climáticas fueron muy variables. En el momento en que el territorio emerge, hacia el Eoceno Medio (≈ 50 Ma), imperaba un clima cálido, con abundantes precipitaciones, el cual comienza a enfriarse hacia el Oligoceno Medio, con grandes precipitaciones (Zachos et al., 2001; Zachos et al., 2008; Uriarte, 2009; Menéndez et al., 2010).

Hacia el Mioceno temprano el clima se hizo frío y posiblemente húmedo, lo cual cambió para el Mioceno Medio, cuando las temperaturas y la humedad aumentaron, haciéndose abundantes las paleoprecipitaciones, comenzando otro proceso de enfriamiento hacia finales del Mioceno y principios del Plioceno, cuando el clima se hizo inestable, con altas precipitaciones (Iturralde, 2005; Rojas, 2010; Iturralde et al., 2011).

En los últimos 130 000 años de la historia de la tierra el sistema global climático ha variado desde condiciones cálidas durante el Interglacial Sangamon (también llamado Eemian), seguido del último período glacial (Wisconsin) cuya fase más significativa de frío fue el llamado Último Máximo Glacial (UMG) ocurrida alrededor de 18 000 años, hasta el presente Interglacial o período Holoceno que comenzó hace unos 11 000 años (Pajón, 2007).

Según Pajón (2007), el Pleistoceno Tardío, se caracterizó por la ocurrencia de eventos de grandes precipitaciones, así como por elevados valores promedios de las paleoprecipitaciones. Los altos valores de paleoprecipitaciones estimados a partir de estudios paleohidrológicos e isotópicos en el área del karst de montaña de Cuba Occidental para el intervalo de tiempo correspondiente al Interglacial de Sangamon (67-128 miles de años antes del presente – ka ap), triplican los estimados de lluvias actuales y ponen de manifiesto la existencia de fuertes períodos pluviales, especialmente en el Máximo Interglacial (Pajón, 2007). Esto cual concuerda con lo reportado en el ámbito

internacional y justifica las dimensiones de muchos de los antiguos cauces subterráneos, donde son frecuentes las galerías de gran sección (sobrepasan los 25 metros de diámetro), pues el proceso que les dio origen requiere un volumen de escurrimiento muy superior al actual.

Para el área cársica de montaña de la Sierra de los Órganos (Pajón et al., 1999; Pajón et al., 2001a; Pajón et al., 2001b; Pajón et al., 2006; Pajón et al., 2007), indican la existencia de una amplia variabilidad climática desde el Último Máximo Glacial (UMG) hasta el presente, con una tendencia general al calentamiento; la ocurrencia de una diferencia de temperaturas de 8-10° C entre el Último Máximo Glacial (hace 18 000 años) y el Presente Interglacial (Actual). Confirmándose la influencia de la extensión y magnitud de los enfriamientos continentales ocurridos en el período glacial, sobre los ecosistemas de la franja tropical-subtropical y en especial sobre la mitad Occidental de Cuba, que precedió el calentamiento climático abrupto ocurrido a principios del Holoceno (alto incremento de $\approx 6-7^\circ \text{C}$), comprendido entre 11 520 y 9 200 años.

2.2. Constitución geológica

La Cordillera de Guaniguanico es un macizo montañoso de una complicada estructura geológica, mayormente integrada por secuencias carbonatadas, siliciclásticas, rocas de la asociación ofiolítica y vulcanitas y su cubierta Campaniano-maastrichtiana (o mezcla de algunas de ellas), con edades que van desde el Jurásico Inferior al Eoceno Inferior, muy plegadas y falladas, pertenecientes al Paleomargen de la América del Norte.

Numerosas investigaciones han manifestado el carácter alóctono de las diferentes secuencias en la Sierra de los Órganos, donde predominan las rocas carbonatadas sobre las siliciclásticas (Vermunt,

1937; Palmer, 1945; Hatten, 1957, 1967; Rigassi, 1958, 1963; Pszczólkowski et al., 1975; Shein et al., 1978; Mormil et al., 1980; Piotrowska, 1987; Martínez et al., 1988; Cáceres, 1998; Iturralde, 1998, 2003; Cobiella, 1996, 2008).

2.2.1. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica de la región está compuesta por tres paquetes rocosos bien diferenciados que abarcan desde el Jurásico Inferior hasta el Eoceno: uno siliciclástico en la base, otro carbonatado, seguido de otro siliciclástico con carácter olistostrómico (Figura 2.3).

Según Cobiella (2008), la secuencia basal del corte estratigráfico comienza con secuencias siliciclásticas jurásicas, pre-Oxfordiano Superior, representadas por un complejo deltaico, en el que los cortes de aguas más someras se presentan en los *nappes* de Sierra de los Órganos y Alturas de Pizarras del Sur, en tanto en las Alturas de Pizarras del Norte se presentan turbiditas (Formación San Cayetano). Por encima, a nivel del Oxfordiano Superior aparecen intercalaciones carbonatadas, de aguas someras, acumuladas en fondos anóxicos (Formación Jagua).

Una discordancia separa los cortes atribuidos al Kimmeridgiano de los infrayacentes en toda la cordillera. En la Sierra de los Órganos, la segunda secuencia comienza con un potente banco carbonatado (Miembro San Vicente de la Formación Guasasa) sobre el cual yace concordante una sección carbonatada de aguas profundas, bien estratificada, rica en materia orgánica del Tithoniano-Cenomaniano, con muy escasas intercalaciones terrígenas y algunos niveles con más o menos abundantes silicitas (miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa y la Formación Pons).

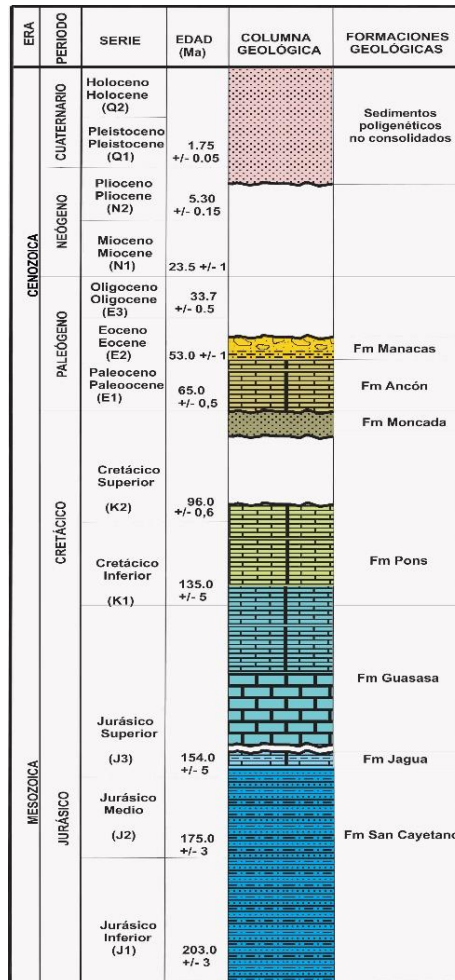


Figura 2.3. Columna estratigráfica de la región Sierra de los Órganos. Adaptada de Cobiella (2008). Se aprecia la existencia de tres paquetes litológicos: inferior – siliciclástico, medio – carbonatado, superior – siliciclástico.

Una disconformidad del Cretácico Medio separa la anterior secuencia de los sedimentos clásticos del límite K/Pg en la Sierra de los Órganos, constituidos por calcarenitas de la Formación Moncada (unidad no formal de solo 2 metros de potencia, Tada et al., 2002).

Los cortes del paleomargen concluyen con las calizas paleocénicas de la Formación Ancón. Por encima, y concordantemente, yacen los depósitos clásticos mayormente caóticos de la Formación

Manacas, vinculados al emplazamiento de los cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico entre finales del Paleoceno e inicios del Eoceno Temprano.

La Formación Guasasa es la unidad litoestratigráfica carbonatada en que se desarrollan las paredes escarpadas de los mogotes que, a veces presentan, en la base, una pendiente más suave que suele corresponderse con la unidad formacional de Jagua. Los sedimentos más jóvenes son del Paleógeno.

El fondo de los poljes está relleno por sedimentos terrígenos, fundamentalmente arcillas y arenas derivadas de las rocas de la Formación San Cayetano, que alternan con limos y depósitos lacustres consecuencia de la evolución hidrológica del valle, y por calizas resultado de la recesión de los escarpes calcáreos, con edades que van, al menos, desde el Plioceno hasta el Reciente (Figuras 2.3 y 2.4) (Molerio, 2006a).

2.2.2. Tectónica

Según Cáceres (1997,1998), los cabalgamientos se interpretan como originados a partir de un máximo estrés compresivo de orientación noroeste, próximo a los 330°-340° bajo un régimen de deformaciones dúctil-frágil, éste fue variando en el tiempo hasta alcanzar una orientación noreste próxima a los 025°, dando lugar a la falla Pinar en un régimen de deformaciones más frágil.

Como característica general, los depósitos siliciclásticos sobrecorrieron a los de composición carbonatada; todas las secuencias hasta aquí descritas tienen un carácter alóctono y fueron emplazadas tectónicamente desde el sureste.

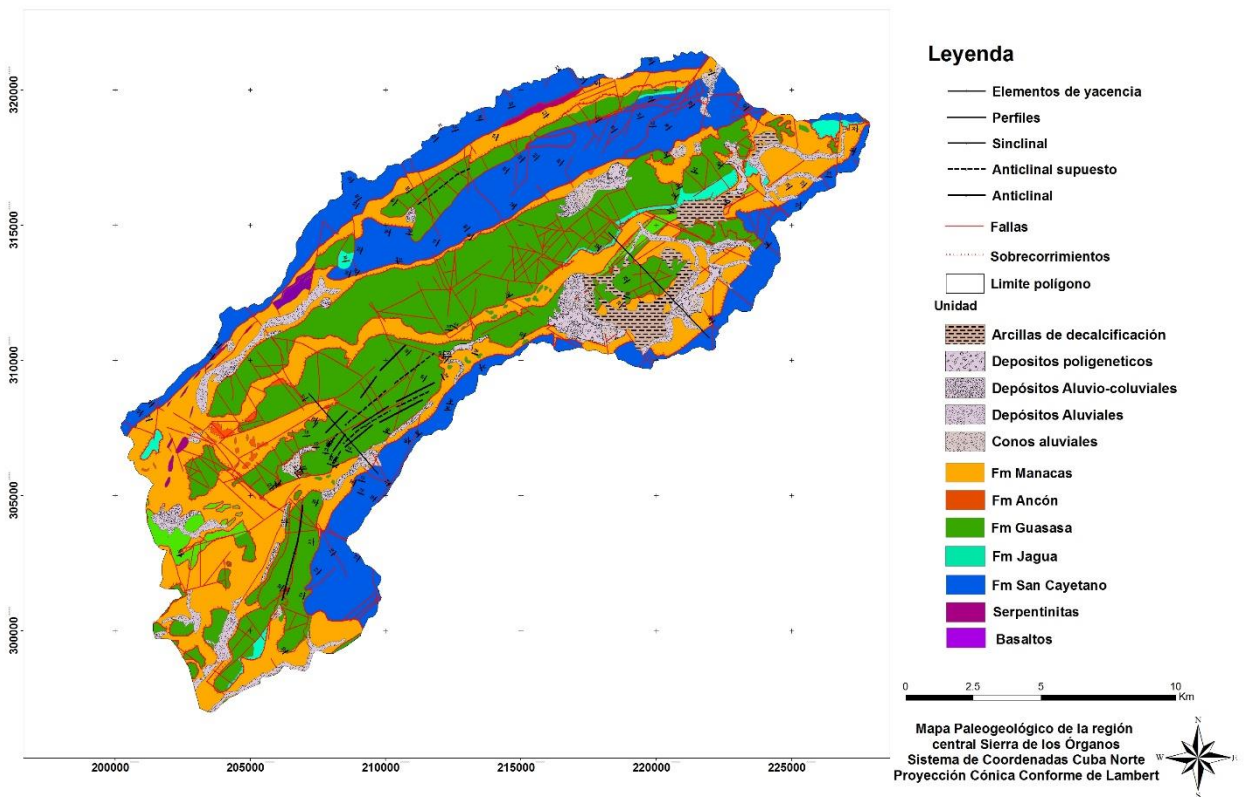


Figura 2.4. Mapa geológico escala 1:25 000 (modificado de García et al., 2011, a partir de la interpretación de imágenes satelitales, fotos aéreas y de las observaciones de campo). Pueden diferenciarse, en general, los tres grandes paquetes rocosos: terrígeno: Formación San Cayetano; carbonatado: formaciones Guasasa y Pons y terrígeno de carácter olistostrómico: Formación Manacas, distribuidos en forma de bandas alargadas de rumbo noreste-suroeste.

La parte alta del corte del Jurásico Superior constituida por las unidades calcáreas, las cuales son objetos de investigación en este trabajo, se caracteriza por presentar una complejidad menor que la parte inferior. Aquí, la presencia de una potente secuencia de calizas masivas ha influido decisivamente en la tectónica de esta unidad, que reacciona como un cuerpo rígido sujeto a deformaciones disyuntivas en el límite inferior (contacto con la Formación Jagua), donde se observan ligeros plegamientos en las calizas de la Formación Jagua, según Piotrowska (en

Pszczólkowski et al., 1987) y corroborado por Díaz (1999); Rosa (1999); Rosa, Díaz y Cáceres (2004).

Las estructuras disyuntivas desarrolladas perpendicularmente al eje de las unidades calcáreas dividen en bloques las secuencias carbonatadas, lo que provoca pequeños desplazamientos en la componente horizontal y vertical (Martínez, 1994).

En la región existen dos macrosistemas de estructuras disyuntivas, unas con orientación noreste-suroeste aproximadamente paralela a los frentes de los mantos y por tanto corren a lo largo de esos mantos (Figura 2.4).

Una segunda dirección del máximo estrés compresivo noroeste-sureste, puede ser de origen sinorogénico, por rotaciones locales en el avance diferencial de los mantos durante su emplazamiento (Cáceres, 1997; Man et al., 1997; Cáceres, 1998; Díaz, 1999; Rosa, 1999; Rosa, Díaz y Cáceres, 2004; Díaz et al., 2011).

Como caso particular, el macizo de la Sierra del Quemado presenta una desviación direccional con respecto al resto de las estructuras de la región del orden de los 20° a 30°, en un movimiento siniestro, representando el ángulo real de desplazamiento provocado por la combinación de los movimientos de rotación, por rechazos horizontales locales diferenciados (rechazo más rápido en la parte oriental y más lento en la occidental) y el movimiento regional hacia el norte (Rocamora y Portuondo, 1997; Rocamora, 1998; Díaz et al., 2011).

Entre las estructuras de menor orden predominan las vetas híbridas y de calcita, siendo frecuentes las vetas sigmoidales y en escalón que, por su orientación temporal, evidencian la existencia de varias fases deformacionales en la historia tectónica del macizo (Figura 2.5).



Figura 2.5. Punto No. 65. Vetillas sigmoidales en calizas del Miembro Tumbitas de la Formación Guasasa. Localidad: Sierra del Medio, Viñales.

En los límites Eoceno-Oligoceno, para el macrobloque cubano se iniciaron los movimientos de desplazamiento vertical con tendencia ascendente, oscilatorios, diferenciados e ininterrumpidos (Iturralde, 1977; Shein et al., 1978; Kartashov et al., 1981; Orbera, 1985; Díaz et al., 1990). Cesaron los últimos movimientos de carácter compresivo, con grandes desplazamientos horizontales, y comienza el predominio de los movimientos verticales (Cabrera et al., 2012).

En la cordillera de Guaniguanico y en la región del Margen Continental Septentrional (norte de Cuba Central) ocurrieron los primeros ascensos con posterioridad al Eoceno Medio, quedando a partir de éstos ya establecidas las zonas o bloques de ascenso y descenso de forma relativamente estable. Las épocas más activas fueron el Mioceno Inferior (transgresión general), regresión en el

Mioceno Medio tardío, con emersión y formación de la mayor área continua de Cuba, el Plioceno (transgresión y regresión), (Iturralde, 2011), con varias transgresiones y regresiones marcadas en el Pleistoceno. Estas fueron intensas, pero de corta duración, manteniéndose las tendencias establecidas desde el Eoceno Superior y para algunos bloques aún desde antes (Cotilla y Álvarez, 2001).

En consecuencia, ocurrió la erosión de las estructuras de mantos y la formación de la cobertura neoautoctóna del Oligoceno-Cuaternario (neoplatafórmica) sobre la superficie discordante del basamento plegado preoligocénico, de estructura imbricada, muy compleja y densamente fracturada. (Cabrera et al., 2012).

Estos movimientos tectónicos, condicionaron la formación del plano estructural actual del archipiélago cubano, estableciéndose bloques elevados con sus límites y estilos similares a los actuales:

El bloque los Órganos, perteneciente al mesobloque Pinar del macrobloque Occidental, mantiene como característica general la propensión al ascenso moderado del terreno desde el Oligoceno, con tendencia a la estabilización de la velocidad de ascenso durante el Cuaternario, según Cabrera et al. (2012).

En el morfógeno los Órganos (definido como el conjunto de montañas petromórficas, constituidas por secuencias carbonatado terrígenas de edad Jurásico Inferior-Eoceno Medio, altamente plegadas y falladas), pueden individualizarse distritos donde la neotectónica ha producido levantamientos y depresiones (anticlinales y sinclinales geomórficos) (Anexo 2.1). Dos estructuras positivas

longitudinales separadas por una depresión y un mínimo de cinco o seis superficies o niveles de cimas concordantes o *gipfelflächen*, según Acevedo (1971, 1977).

La región de Viñales, como parte de la Sierra de los Órganos, sufrió la acción de la neotectónica a partir del Eoceno Medio Ypresiano, con un levantamiento no homogéneo, alcanzando la decena de metros de diferencia con relación a la región de Sumidero, según mediciones efectuadas por Acevedo en 1971, según Novo et al. (2005). Al parecer en el Holoceno, la tectónica actúa de forma homogénea para toda la Sierra de los Órganos, pues el nivel de superficie erosiva más reciente alcanza el mismo valor de 80 m (Novo et al., 2005), ya propuesta por Lehmann (1954).

2.3. Evolución geológica del área

Con la fragmentación del supercontinente Pangea se origina la separación de los continentes americanos y comienza el desarrollo de una cuenca oceánica de aguas profundas, donde ocurre la acumulación de sedimentos terrígenos en ambientes deltaicos (Formación San Cayetano, Jurásico Inferior al Jurásico Superior Oxfordiano Medio); carbonatados en rampas (Formación Jagua, Oxfordiano Medio-Superior); en bancos carbonatados (Miembro San Vicente de la Formación Guasasa, Oxfordiano Superior-Tithoniano Inferior); que transicionan a depósitos de talud (Miembro el Americano, de la Formación Guasasa, Tithoniano Superior) y en aguas profundas (Formación Guasasa Miembros Tumbadero, Jurásico Superior Tithoniano-Cretácico Inferior Berriasiano; Tumbitas, Cretácico Inferior Valanginiano; Formación Pons, Cretácico Inferior Aptiano-Cretácico Superior Turoniano), sobre el Margen Continental Pasivo de la América del Norte (Cobiella 1996; Iturralde, 1998, 2003; Cobiella, 2008).

En el Cretácico existe un *hiatus* que abarca desde el Coniaciano hasta el Campaniano Superior, ligado al geobioevento del límite Cretácico-Paleógeno (Tada et al., 2002; Goto et al., 2008) el cual es observable en el registro sedimentario de las secuencias de la Sierra de los Órganos. Las capas cenozoicas comienzan con los sedimentos carbonatados de aguas profundas de la Formación Ancón del Paleoceno basal al Eoceno Inferior basal (Arenillas et al., 2016).

Entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior, como resultado de deformaciones compresivas, a escala regional, se produce el sobrecorrimiento de grandes mantos tectónicos, compuestos por las secuencias del Margen Continental Pasivo de la América del Norte, ofiolíticas, sucesiones volcánicas cretácicas junto con la cuenca antepaís paleogénica (Formación Manacas).

Desde el Eoceno Medio, al emerger la región y producirse la erosión de la cobertura siliciclástica, poniendo al descubierto los macizos calcáreos, comienzan a desarrollarse las formas cársicas epigenéticas más antiguas de la zona. Debido a movimientos neotectónicos, así como a variaciones climáticas y fluctuaciones del nivel de base general por fenómenos glacioeustáticos, las corrientes fluviales abandonaron los primitivos cauces subterráneos, disecando el relieve y continuando su labor por los puntos menos resistentes de las inmediaciones.

Mientras tanto, los procesos reconstructivos continuaban o comenzaban su actuación en los niveles anteriores de forma tal que, a veces las espeleotemas al cubrir las paredes llegaban a enmascarar la morfología original. La repetición reiterada del proceso anteriormente descrito dio lugar a los niveles superpuestos de cavernas que se observan en el paisaje actual (Figura 2.2).

2.4. Consideraciones finales del capítulo

En la región central de la Sierra de los Órganos predominan rocas carbonatadas, además de rocas siliciclásticas y carbonatado-siliciclásticas de edades entre el Jurásico Inferior hasta el Eoceno Inferior. Como características generales, los depósitos siliciclásticos sobrecorrieron a los de origen carbonatado; todas las secuencias hasta aquí descritas tienen un carácter alóctono y fueron emplazadas tectónicamente desde el sureste, durante la Orogenia Cubana.

Con el cese de los cabalgamientos cambia la historia tectónica de la región, primando los movimientos verticales, con una propensión general al ascenso, basado en los cambios del nivel de base erosivo del carso.

Las calizas masivas y estratificadas, relativamente homogéneas, de espesores considerables, altamente falladas y plegadas, están dispuestas en cadenas de montañas petromórficas en las que la disolución de las rocas ha favorecido el desarrollo de procesos cárnicos epigenéticos desde finales del Oligoceno – principios del Mioceno, debido a los factores lito-estratigráficos: calizas masivas o estratificadas, altamente agrietadas; tectónicos: movimientos horizontales (cabalgamientos) y neotectónicos (fundamentalmente de forma vertical); climáticos (altas temperaturas y alta tasa de humedad) y de cambios del nivel de base local por sucesivos reajustes del nivel de base regional, como consecuencia de las grandes fluctuaciones glacieustáticas del nivel del mar.

CAPÍTULO 3

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

Atendiendo a las complejidades geográficas y geológicas de la zona de estudio y a los objetivos de la investigación, el trabajo se dividió en cuatro etapas.

Etapa 1. Revisión bibliográfica: Se revisaron los informes geológicos y artículos relacionados con el tema. En esta etapa queda establecida la base cartográfica, se realizan trabajos de fotointerpretación y se confecciona la primera base de datos sobre los accidentes cárnicos epigenéticos.

Etapa 2. Trabajos de campo: Inventario de parámetros de accidentes cárnicos (ubicación espacial, cartografía y medición de ejes de dolinas, abras, líneas de escarpe), mediciones de elementos estructurales, yacencia de las rocas, mapeo geológico.

Etapa 3. Procesamiento de datos: Creación de las bases de datos a partir de materiales primarios seleccionados y de los obtenidos durante los trabajos de campo, creación de mapas temáticos, diagramas de dirección, perfiles geológicos, perfiles morfométricos.

Etapa 4. Análisis y discusión de los resultados: Análisis complejo de los mapas temáticos, diagramas y perfiles. Comparación de los resultados del estudio geomorfológico con la estructura geológica. Correlación entre parámetros morfométricos (cotas de bocas de cuevas, cotas de fondo de dolinas, cotas del relieve). Creación de mapas evolutivos del relieve y la geología para la región. Actualización del modelo geológico del área.

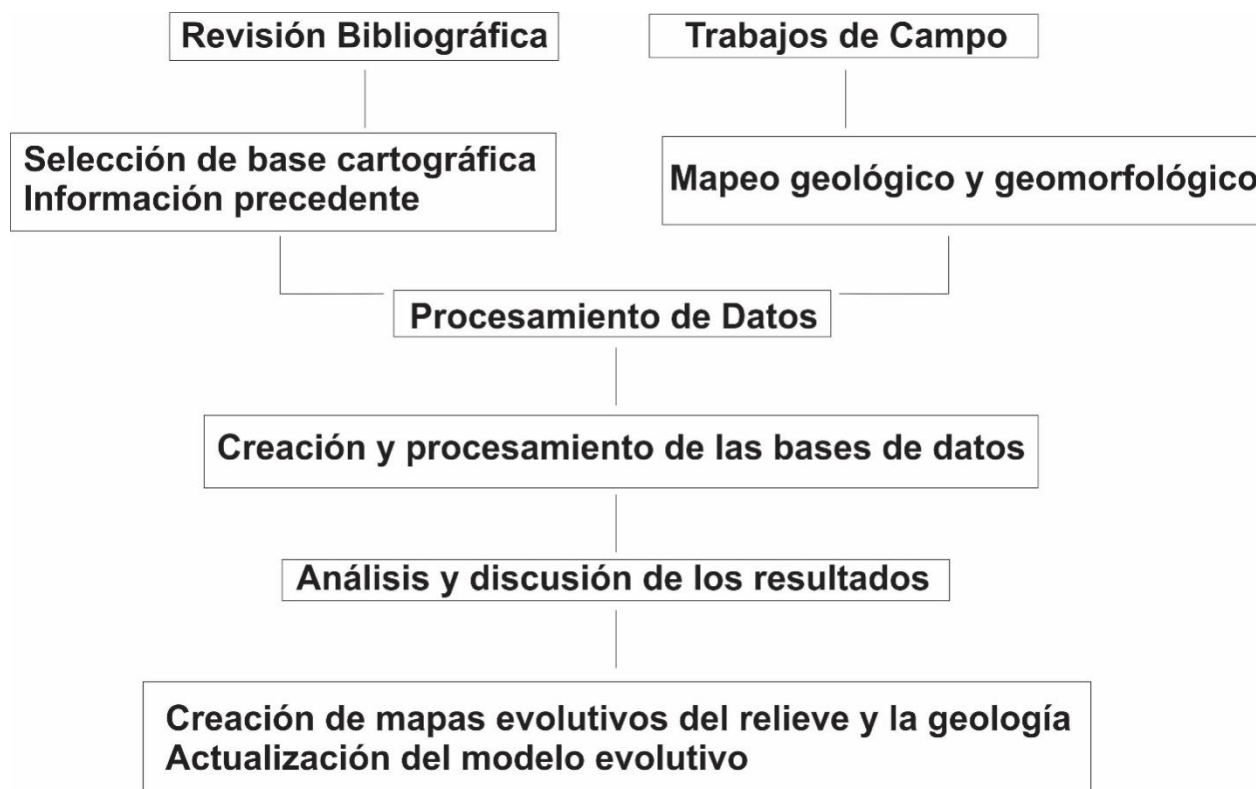


Figura 3.1. Diagrama de flujo de la investigación.

3.1. Revisión bibliográfica

Esta información ha sido compilada, ordenada y analizada, haciendo énfasis en aquellos trabajos relacionados con estudios sobre litología, estratigrafía, tectónica y geomorfología, vinculados al carso. Durante la revisión de la base cartográfica existente, se seleccionaron las hojas cartográficas a escala 1: 25 000 3484-II-c (San Cayetano); 3484-II-d (Sitio Morales); 3483-IV-b (Pan de Azúcar); (Minas de Matahambre); 3483-IV-d (El Moncada); 3483-I-a (Viñales); 3483-IV-c (Pons); 3483-III-b (El Cangre) y 3483-III-a (Sumidero); Edición 1985 E-821, (Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía. 1985).

Sirvieron de base, los informes y mapas geológicos a escala 1:50 000 de los levantamientos geológicos Pinar Noroeste (Astajov et al., 1982); Parte occidental de la provincia de Pinar del Río (Burov et al., 1988); Parte central de la provincia de Pinar del Río (Martínez et al., 1988). También el mapa geológico de la República de Cuba a escala 1:250 000 (Pucharovsky et al., 1985) y la generalización del mapa geológico a escala 1:100 000 (García et al., 2005). Además, fueron seleccionadas y utilizadas fotos aéreas pancromáticas del proyecto norteamericano Aerorefining de 1957-1958, a escala 1:48 000 y del proyecto soviético K-10 de 1971, a escala 1:36 500 e imágenes del Google Earth.

Esta primera etapa permitió disponer de información cartográfica sobre la constitución geológica de la región, principales deformaciones observadas en las rocas, formas dominantes del relieve y fenómenos cárnicos, así como establecer el modelo conceptual que sirvió de guía a la investigación.

Modelo conceptual

- El territorio asciende en general homogéneamente desde el Eoceno Inferior.
- Los procesos de erosión de la cordillera de Guaniguanico comienzan a partir, al menos del Eoceno Medio (Pszczólkowski, 1987; Iturralde, 1997, 2003).
- Los procesos de carsificación epigenética comienzan a partir del momento en que entran las rocas carbonatadas en la zona de influencia de los factores de la meteorización.
- Los niveles de base local del cavernamiento están representados por cavidades transfluentes de caudal híbrido y cavidades al pie (Molerio et al., 2004).
- En el carso epigenético de la región, la profundización de las dolinas está controlada por pérdidas de estabilidad de su fondo, debido a la presencia de una cavidad más joven

desarrollada debajo de ella, según Lehmann, 1953, 1954, 1960 a y b; Molerio, 1982, 1975, 2006; Farfán, Díaz y Aldana, 2010; Farfán, Díaz y Ramírez, 2010.

3.2. Trabajos de campo

Debido a la complicada geografía de la región, se reconocieron 334 puntos (Figura 3.1), agrupados en 44 perfiles irregulares en sectores seleccionados del macizo calcáreo, donde se determinaron elementos de yacencia de las estructuras y posición espacial de los elementos estructurales, así como se describieron las geoformas presentes en el área.

Las mediciones se realizaron con la brújula de geólogo modelo “gekomp” de la casa Karl Zeiss Jena, de fabricación alemana, con un rango de precisión de $\pm 2^\circ$. Estas mediciones se organizaron por bloques, teniendo en cuenta las formaciones que integran la unidad tectónica analizada, con el fin de lograr definir las particularidades de estas formaciones y tener una visión más completa de la litología, la estratigrafía y la tectónica del área. La notación empleada fue: azimut de buzamiento/ángulo de buzamiento, rumbo de la discontinuidad. En los casos en que no era posible medir su ángulo de buzamiento.

Para el estudio de las formas cársicas epigenéticas, se seleccionaron accidentes en diferentes paquetes de calizas, realizándose estudios sobre sus morfologías y morfometrías, así como las relaciones con la estructura geológica. Por último, fueron utilizadas escalas de detalle 1: 200, 1:1000 y 1: 500 para cartografiar las cavidades subterráneas.

Tabla 3.1. Bases cartográficas primarias empleadas en el estudio.

Mapa	Formato original	Escala	Fuente	Uso
Modelo de elevación digital (MED)	Raster	1:25 000 píxel 25 m	Geocuba (2001)	-Visualización e interpretación de lineamientos y formas superficiales del curso -Mapas morfométricos -Mapa de relieve sombreado
Mapa geológico	Vectorial	1:100 000	Instituto de Geología y Paleontología, 2005 (García-Delgado et al., 2005)	-Delimitar contactos entre formaciones -Delimitar estructuras geológicas -Mapa de complejos litológicos
Hojas cartográficas (digitales)	Raster	1: 25 000 (6.25 m)	Geocuba (1985)	-Red de drenaje -Modelo de elevación digital -Perfiles topográficos -Ploteo de puntos -Delimitación de geoformas superficiales del relieve
Cartografía de cuevas	Raster	1:1000 1:500 1:200	Archivos personales	-Disposición espacial de conductos cársicos
Imágenes Google Earth	Raster		Servidor Google Earth	-Formas del relieve
Fotografías aéreas. Vuelo soviético 1971-1972	Raster	1:36 400	Departamento Geología	-Análisis de los morfoelementos lineales del relieve -Formas del relieve
Fotografías aéreas. Vuelo Aerorefining Co. 1957-1958	Raster	1:48 000		

La interpretación de fotos aéreas permitió la elaboración de un esquema de alineamientos tectónicos, a partir del cual se realizaron las mediciones para la confección de diagramas de direcciones. Además, se delimitaron los contactos entre formaciones geológicas y las macroformas cársicas superficiales del área. Para el desciframiento de las alineaciones se tuvieron en cuenta los siguientes criterios:

- Alineaciones de formas negativas del relieve cársico (dolinas, abras cársicas).
- Contraste en tono, vegetación y texturas a ambos lados de una alineación.
- Presencia de escarpes.

Para el estudio de la tectónica vinculada al desarrollo del carso en la región, las estructuras se dividieron en base a dos criterios fundamentales: (1) La frecuencia de ocurrencia por direcciones (dirección principal y secundaria) y (2) La orientación respecto al eje principal de la macroestructura (transversales, longitudinales y oblicuas).

Las mediciones de las direcciones de las galerías subterráneas se tomaron directamente sobre los levantamientos cartográficos de las cuevas, realizados por varios grupos espeleológicos nacionales y extranjeros y que se encuentran en archivos personales.

La red de drenaje fue levantada con la ayuda del mapa topográfico a escala 1:25 000 y clasificada mediante el método de Strahler (1957), basado en la numeración y conteo de las corrientes de agua de determinado orden existentes en una cuenca.

3.4. Análisis y discusión de los resultados

En esta etapa se actualizó el mapa geológico, mediante los trabajos de campo, sobre el mapa 1:100 000 (García et al., 2005). Con el agrupamiento de las litologías, según su respuesta a los fenómenos cársicos, se crea el mapa de complejos litológicos (Figura 4.1). Con la finalidad de ilustrar las características del corte geológico y su expresión en el relieve, se realizaron dos perfiles regionales, dispuestos en forma perpendicular a las estructuras geológicas (Figura 4.2). Se establecieron las relaciones existentes entre la morfología y la tectónica, a partir de la interpretación de los diagramas direccionales y análisis de correlación entre formas cársicas y alineamientos tectónicos (Figuras 4.3 a y b; 4.5 a y b; 4.5 a y b).

Se elaboraron diagramas de dirección de los rumbos de las estructuras geológicas medidas en el campo y fotointerpretados. Para el caso de estudio abordado en esta investigación, se procesaron 12 planos de fallas y 986 planos de grietas de cizalla y vetas de extensión e híbridas (Tabla 3.2).

Finalmente se elaboraron los diagramas de dirección para la determinación del rumbo de los ejes de macroformas superficiales del carso epigenético (orientación de los ejes mayor y menor de las dolinas, ejes de las abras, dirección de los escarpes) y macroformas subterráneas (dirección de galerías) para su posterior correlación con los alineamientos tectónicos (Figuras 4.3 a y b; 4.5 a y b; 4.5 a y b).

El mapa de disección vertical representa las diferencias relativas entre las alturas mayores y menores de una zona dada, a partir del hecho de que los movimientos tectónicos verticales fraccionan el relieve en bloques. El mismo se confeccionó con un tamaño de celda de 1 ha. Estando su clasificación basada en los umbrales naturales o Jenks. Este método tiene en cuenta la naturaleza de los datos y los agrupa atendiendo a los saltos inherentes a estos buscando los puntos donde se maximiza esa diferencia y los usará como límites de cada clase o intervalo (Jenks, 1967; de Smith, Goodchild y Longley, 2009), para delimitar las macroestructuras del relieve en el área, así como indicador de las diferencias en el grado de tenacidad de las rocas.

La disección vertical está caracterizada por la profundidad en las morfoestructuras y la superación relativa del relieve, por ello, los sectores de levantamientos neotectónicos fuertes se representan en el mapa según los valores máximos obtenidos, los cuales están en dependencia de las pendientes (cambios bruscos de pendientes suaves a pendientes abruptas).

Del análisis de este mapa (Figura 4.7) se desprenden conclusiones acerca de las estructuras neotectónicas, sus principales direcciones e intensidad (Lamadrid, 1977). El valor de su índice depende en gran medida de la litología presente y las condiciones climáticas. En localidades con litologías similares la presencia de mayor disección vertical sugiere ascensos neotectónicos notables.

Tabla 3.2. Fragmento de la base de datos obtenida en los itinerarios realizados para la obtención de datos estructurales y morfológicos.

Estación	Coordenadas		Observaciones relevantes
	X	Y	
335	209413.86 m	305158.91 m	Situado en la cima del parteaguas de la vertiente sur del polje de Santo Tomas, sobre las Alturas de Pizarras del Sur. En el afloramiento se observan limolitas pardo-amarillentas, estratificación fina (Fm San Cayetano). So: 135°/30° Jc: 318°/70°, 320°/65°, 330°/50°, 315°/70°
33	208119.38 m	306186.5 m	Calizas grises, pelitomórficas, bien estatificadas, (5 y 15 cm) con fractura concoidal, (Fm Guasasa) Jc: 148°/50°, 030°/62°, 030°/52°, 156°/40°, 150°/40°, 102°/50°, 180°/42°
38	207895.74 m	306449.1 m	Calizas micríticas oscuras, bien estratificadas, con nódulos y estratos de pedernal, clivaje hojoso. (Fm Guasasa) So: 290°/15° Vetillas rellenas de calcitas, Jh: 238°/65°; 240°/60° Desplazan a Jc: 162°/55°
43	207930.81 m	307248.3 m	Calizas bien estratificadas de color gris a gris oscuro, pelitomórficas, de fractura concoidal, con nódulos y lentes de pedernal. Plegamiento: Flancos: (Fm Guasasa) So: 150°/42°; So: 336°/50°
17	207432 m	307614.51 m	Pliegue tumbado (Fm Guasasa). Flancos: So 40°/30°; 340°/58°; Eje: 240°/20° Clivaje: 178°/50°; 156°/58°; 164°/30°; 168°/2°; 130°/40°

De acuerdo con el modelo conceptual aplicado a esta investigación, según los criterios de Lehmann, 1953, 1954, 1960 a y b; Molerio, 1982, 1975, 2006; Farfán, Díaz y Aldana, 2010; Farfán, Díaz y Ramírez, 2010), verticalmente, las dolinas se desarrollan hasta el nivel de base más próximo y su profundización está controlada por pérdidas de estabilidad, debido a la presencia de una cavidad más joven bajo ella (Anexo 3.1).

El análisis de correlación entre las cotas de bocas de cuevas vs cotas de fondos de dolinas, se realizó mediante un gráfico estadístico de tipo QQ general, elegido para evaluar la similitud de las distribuciones de dos series de datos de diferentes dimensiones. Siendo ordenados los datos y calculando la distribución acumulativa de los datos según la fórmula $(i-0.5)/n$, donde los valores i ordenados fuera de los valores totales n (esto proporciona los valores de los datos que caen bajo un cierto valor). Se crea un gráfico de distribución acumulativa mediante el ploteo de los gráficos ordenados vs la distribución de los valores acumulativos (Figura 4.8).

Estos dos gráficos de distribuciones acumulativas, que corresponden a cuantiles específicos, son emparejados y ploteados en un gráfico QQ. El Gráfico QQ general se utiliza para estimar la similitud de dos poblaciones.

Para tratar de corroborar las correlaciones anteriores, también se realizó el análisis de cotas del relieve contra su área de distribución, por medio de gráficos estadísticos del programa Grapher 10. Este gráfico permite conocer el área que ocupa cada cota de superficie, definiendo más claramente saltos o escalones morfoestructurales, que pudieran asociarse a niveles de base y/o erosión (4.9).

Esto permitió, a partir de las rupturas de las curvas de ambos gráficos (QQ general y relación cota/área), el establecimiento de escalones morfológicos, correspondientes a niveles de base de erosión del carso para la región, comparándolos con los niveles cavernarios trazados para la cuenca del río Cuyaguaje, a partir de cotas de bocas de cuevas emisivas (Molerio, 1999).

Se construyeron los mapas de la evolución del relieve y la geología sobre formato de ArcGIS 10.2, a partir de los intervalos de cotas para los distintos niveles de base de erosión del carso entre las

cotas 410 m y 50 m snmm. Estos datos fueron reclasificados a partir de umbrales naturales o Jenks (Jenks, 1967; de Smith, Goodchild y Longley, 2009), para la obtención de los pisos altitudinales correspondientes a cada estadio de evolución.

Para el trazado de los distintos mapas de paleoevolución del relieve fueron tomadas las cotas máximas por cuadrícula de 1 km² para cada intervalo, teniendo en cuenta un área mucho mayor que la del polígono de trabajo, para poder interpolar las líneas de las curvas de nivel. A partir de estos mapas bases fueron levantados los modelos en tercera dimensión para cada intervalo (Figuras 4.10, 4.13, 4.15, 4.18, 4.21, 4.24, 4.26, 4.29, 4.31).

Los perfiles fueron trazados sobre cada uno de los mapas de paleoevolución del relieve, manteniendo una exageración de 1:10 de la escala vertical sobre la horizontal, para hacer más visibles los cambios de la línea topográfica.

Sobre los modelos en tercera dimensión y los mapas de contornos realizados en el programa Surfer 12, creados a partir de los niveles de base de erosión del carso determinados para la región, fue levantada la red hidrográfica superficial en cada intervalo (Anexos 4.1, 4.2, 4.3, 4.4, 4.5).

A partir de los mapas de pisos altitudinales de cada intervalo, fue cortado el mapa geológico correspondiente, teniendo en cuenta la estructura de mantos de sobrecorrimiento de la región (Figuras 4.12, 4.14, 4.17, 4.19, 4.23, 4.25, 4.28, 4.30, 4.33).

CAPÍTULO 4

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El proceso de carsificación en sistemas epigenéticos, está establecido en todas las rocas solubles y depende de la acción de diversos factores que incluyen yacencia y estado de agrietamiento de las rocas, tiempo de contacto de las aguas en movimiento con las rocas, temperatura, presencia o no de suelos, tipos y contenido de materia orgánica; junto con los mecanismos intrínsecos como composición, porosidad y textura de las rocas, lo que da lugar a un desarrollo diferenciado de este fenómeno.

4.1. Contexto litoestratigráfico

El corte estratigráfico de la región está compuesto por tres paquetes rocosos bien diferenciados que abarcan desde el Jurásico hasta el Eoceno: materiales terrígenos en la base, seguido de secuencias carbonatadas y en la parte superior del corte sedimentos terrígenos con carácter olistostrómico. Este corte está cubierto, a su vez, por sedimentos terrígenos no consolidados del Plioceno Superior al Reciente (Díaz, 1999).

Para la región se ha observado la existencia de un control litoestratigráfico sobre la distribución de las formas cársicas epigenéticas y sus distintas morfologías. El escaso desarrollo de la carsificación en rocas de tipo carbonatado-siliciclástico y la mayor evolución de sistemas cársicos en las rocas carbonatadas, así como la inexistencia de manifestaciones del carso en rocas siliciclásticas,

confirman el desarrollo diferenciado de las formas cársicas epigenéticas según el tipo de roca (Figura 4.1, Tabla 4.1).

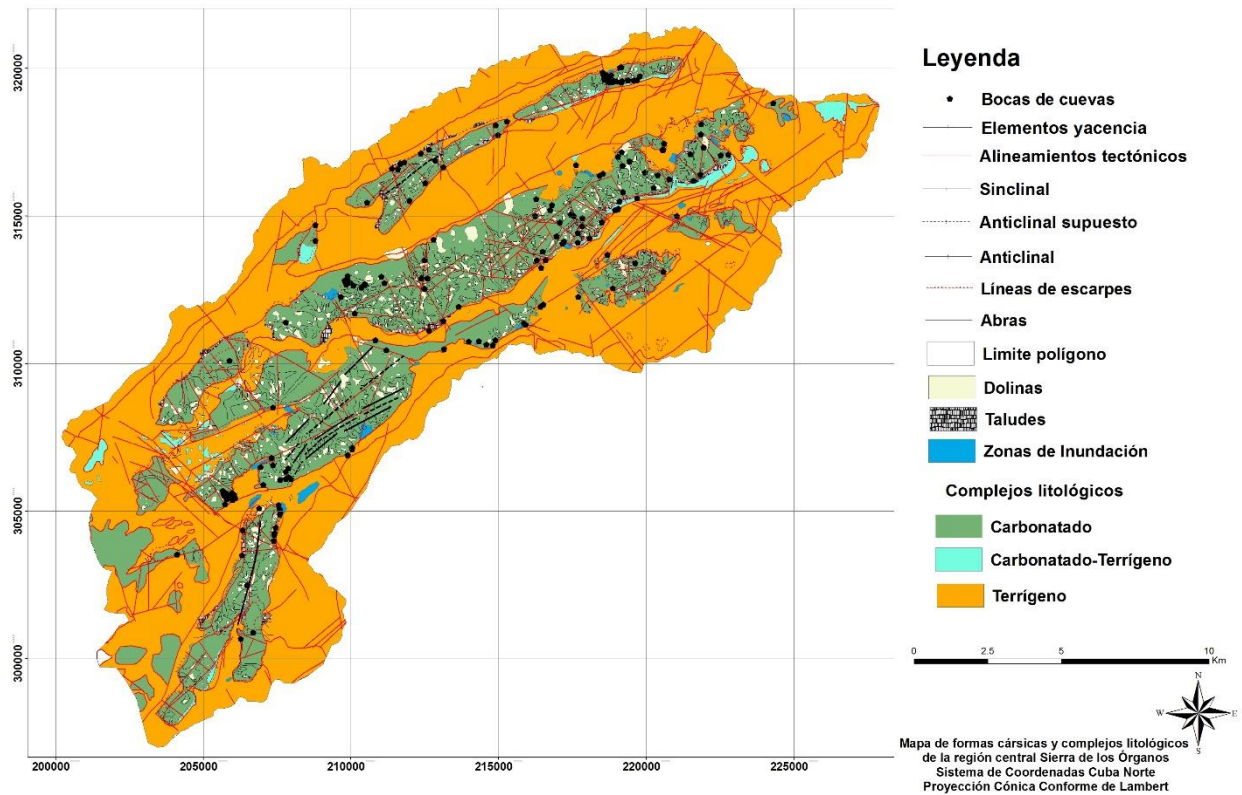


Figura 4.1. Mapa de complejos litológicos y macroformas cársicas de la región central de la Sierra de los Órganos, obtenido a partir de la interpretación del mapa geológico, imágenes satelitales, fotografías aéreas y las observaciones de campo realizadas en el área.

En un corte transversal de cualquiera de los macizos calcáreos del área, se puede observar la presencia de un pie de monte, integrado por las secuencias carbonatado-siliciclásticas de la Formación Jagua y siliciclásticas de carácter olistostrómico de la Formación Manacas y por encima de éste, un escarpe vertical en las calizas masivas del Miembro San Vicente de la Formación Guasasa. En otros lugares el escarpe comienza desde el nivel del valle adyacente (Figura 4.2 y 4.3).

Tabla 4.1. Características generales y formas predominantes del relieve cársico epigenético, atendiendo a la litología.

Complejo litológico	Características	Geoformas cársicas predominantes
Siliciclástico	Se extiende por las alturas de pizarras, parte de los taludes de las sierras calcáreas y zonas más bajas de relieve (fondo de poljes y valles)	No existe manifestación de carso
Carbonatado-siliciclástico	Tiene poca extensión areal. Se manifiesta en la base de los mogotes y formando algunos mogotes aislados	Carso semidesnudo, campos de lapies, carso intraestratal, pequeñas cavidades de poco desarrollo, cuevas al pie
Carbonatado	Conforma las sierras o cadenas de mogotes y la mayoría de los mogotes aislados. Ocupa las zonas más elevadas del relieve Procesos de carsogénesis y espeleogénesis; procesos gravitacionales relacionados con el desplome, caídas, rotaciones y vuelcos de bloques, recesión de escarpes	Carso cónico y en torres, desnudo o semicubierto, mogotes, campos de lapies, sistemas cavernarios ramificados y laberínticos, dolinas colapsadas y de disolución, abras y cañones cársicos



Figura 4.2. Vista aérea del área de las sierras de Viñales y Guasasa, donde se puede apreciar la zona del macizo carbonatado carsificado, integrado por rocas de la Formación Guasasa, de pie de monte ocupada por secuencias de las formaciones Jagua y Manacas; polje de la Guasasa, relleno por sedimentos poligenéticos no consolidados. Pueden observarse además las líneas de escarpes tectónicos verticales. Algunos de ellos coincidiendo con el rumbo general de los frentes de sobrecorrimientos.

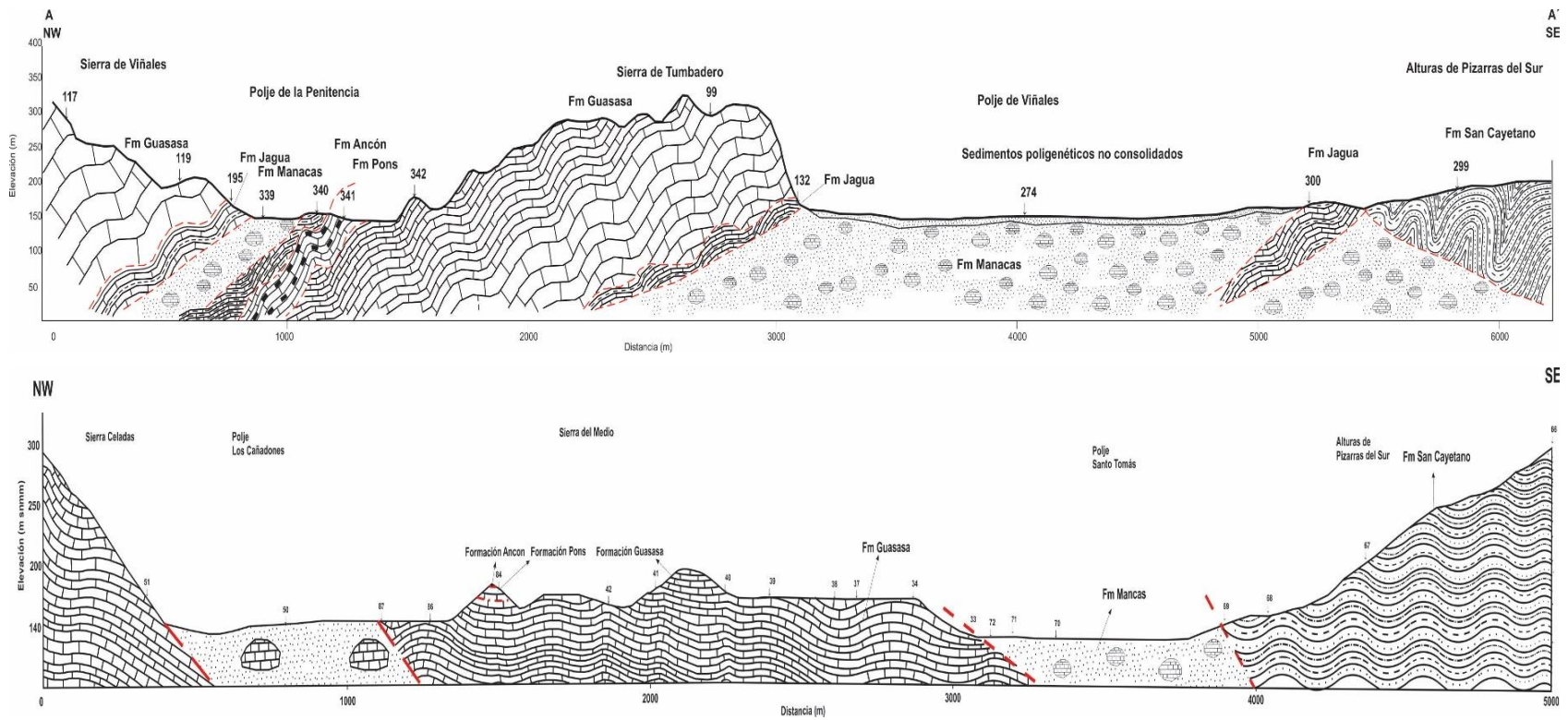


Figura 4.3. Perfiles regionales: A-A'. Sierra de Viñales-Sierra de Tumbadero-Alturas de Pizarras del Sur; B-B'. Sierra de Celadas-Sierra del Medio-Alturas de Pizarras del Sur (trazados a partir del mapa geológico de la Figura 2.4). Leyenda: Contacto tectónico; Areniscas; Lutitas; Limolitas; Depósitos olistostrómicos de matriz aleurolítica; Sedimentos no consolidados; Calizas estratificadas; Calizas.

4.2. Contexto tectónico-estructural

La dirección preferencial del rumbo de los alineamientos en la región es noreste, entre 60° - 80° (Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5), disponiéndose de forma paralela al eje principal del macizo montañoso, coincidiendo con el rumbo general de los frentes de sobrecorrimientos (Figura 4.2, 4.3, 4.5).

La dirección 315° - 330° , perpendicular al eje principal del macizo montañoso, sugiere la ocurrencia de movimientos diferenciales de los mantos durante los cabalgamientos. También pudieran ser estructuras más recientes relacionadas con la rotación hacia el este del máximo estrés compresivo, suceso al cual puede estar asociado otro grupo de alineamientos de dirección 10° - 30° y 270° - 280° , según Cáceres (1998), Rosa (1999), Díaz (1999), Rosa, Díaz y Cáceres (2004), Díaz et al. (2011).

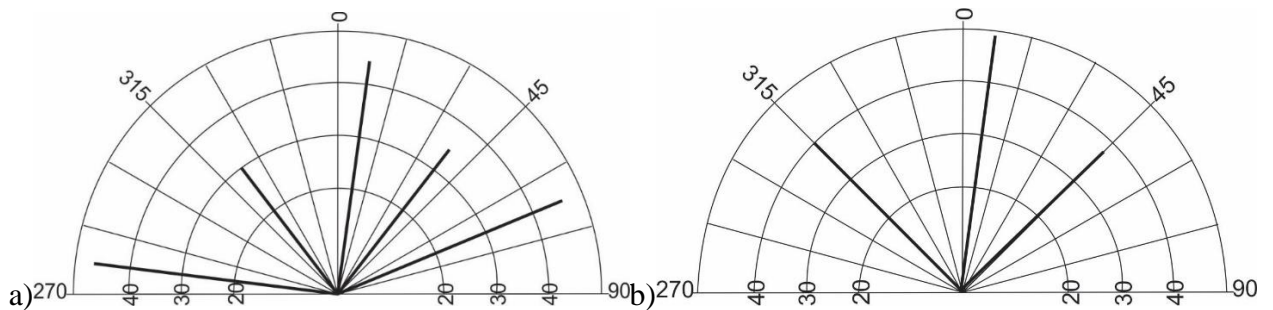


Figura 4. 4. Diagramas: a) de dirección de los rumbos de estructuras tectónicas medidas en el campo; b) de los alineamientos tectónicos de la región, sobre la base de los datos obtenidos por fotointerpretación.

Esta regularidad se rompe en la Sierra del Quemado, donde existe un cambio sustancial en la dirección de los alineamientos. Esta sierra está conformada por un gran reapile en forma de pliegue anticlinal, donde el rumbo de su charnela es de 30° , con un plano axial prácticamente vertical y un eje de pliegue que se entierra hacia el noreste (Díaz et al., 2011).

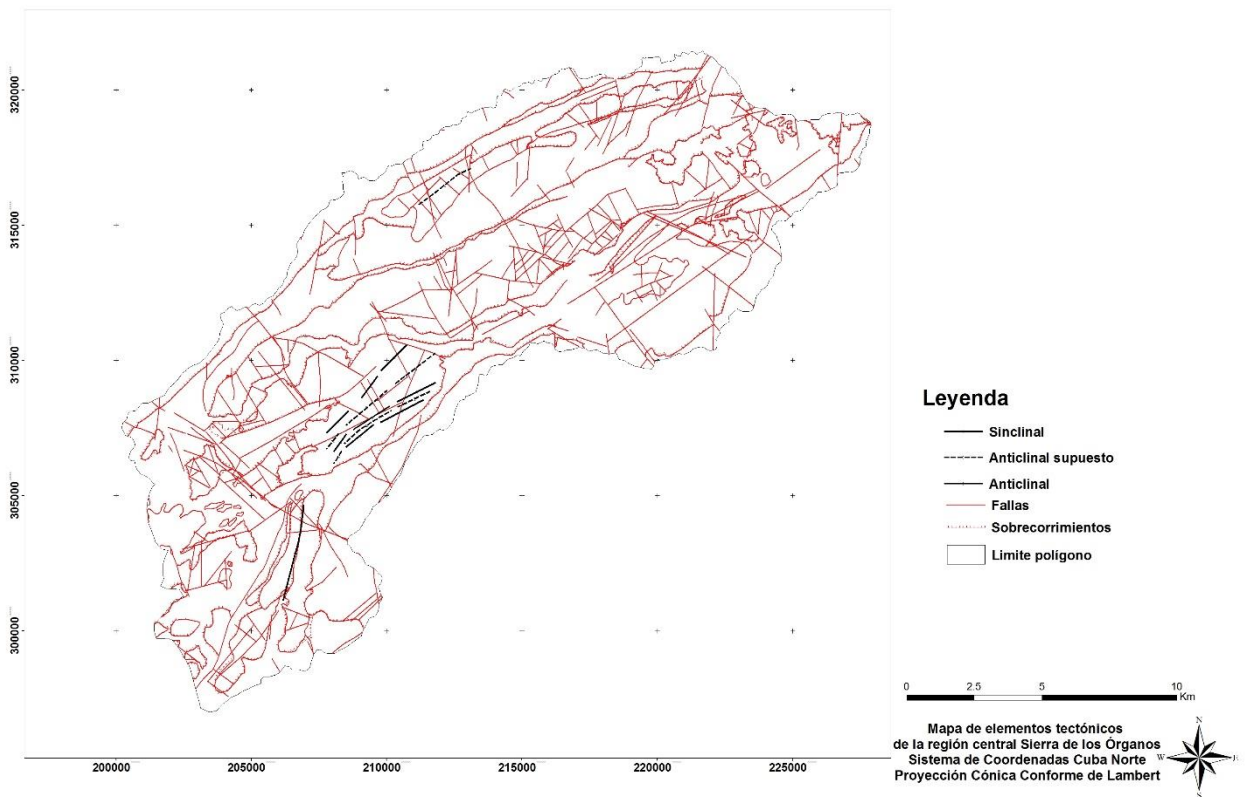


Figura 4.5. Mapa de elementos tectónicos. Elaborado a partir de la interpretación de modelo de elevación digital, mapa topográfico, imágenes satelitales, fotos aéreas y mediciones de campo.

Generalmente, los ejes mayores de las dolinas de sección elíptica muestran una coincidencia significativa con la orientación de los elementos tectónicos de los macizos, casi paralela al rumbo de los frentes de sobrecorrimiento (30° - 60°), como se aprecia en la figura 4.6 a. Es posible observar, además, una dirección perpendicular al noroeste 300° - 330° .

El cavernamiento en el área de estudio, presenta varias direcciones: 40° - 60° , paralela al rumbo de los ejes de sobrecorrimiento, 330° - 350° , perpendiculares al rumbo de los mantos, 0° - 30° , 270° - 300° , vinculados a estructuras formadas durante la rotación en el tiempo del máximo estrés compresivo (Figura 4.6 b).

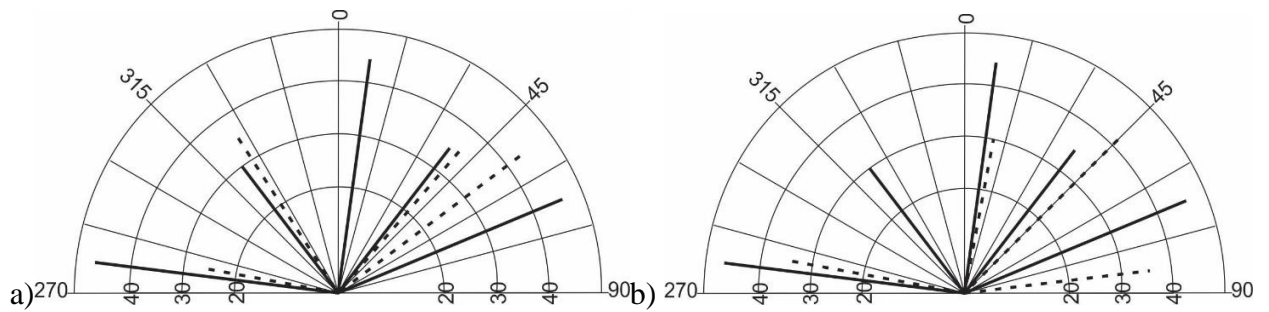


Figura 4.6. Diagramas: de dirección de los ejes mayores de dolinas (a) y cavernas (b) (con líneas de puntos), comparados con los ejes de direcciones de rumbos de los alineamientos tectónicos para la región.

En el caso de las abras y cañones fluvio cárnicos, se observan dos direcciones o ejes principales de desarrollo: uno longitudinal a la estructura del macizo, 20° , y otro en dirección transversal o perpendicular al eje de la estructura en dirección 310° - 340° (Figura 4.7 a). Existe una tercera dirección, 10° - 40° , asociada a la rotación en el tiempo del máximo estrés compresivo.

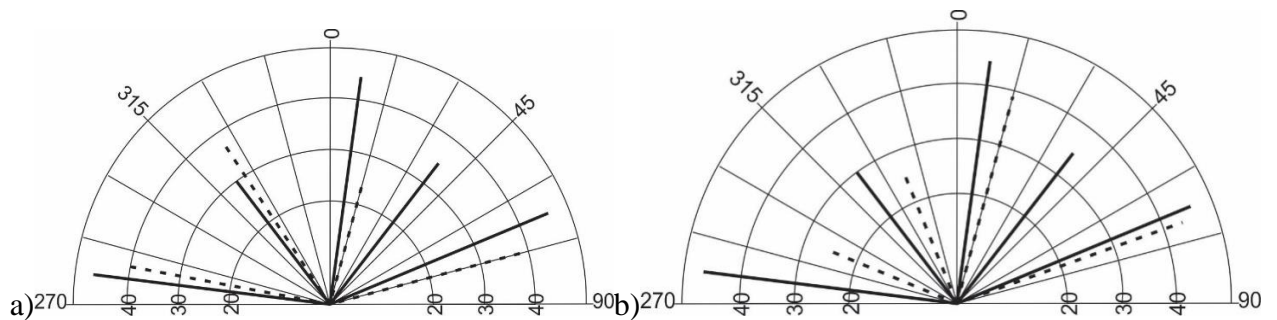


Figura 4.7. Diagramas: de dirección de los ejes de abras a) y escarpes b) (con líneas de puntos), comparados con los ejes de direcciones de rumbos de los alineamientos tectónicos para la región.

Para los frentes de los escarpes, se observan tres direcciones predominantes: 0° - 30° , 60° - 70° y 330° - 340° (Figura 4.7 b).

Como puede observarse, los accidentes cárnicos estudiados presentan direcciones de sus ejes coincidentes en su mayoría con las principales direcciones de los rumbos de los alineamientos

tectónicos en la región, es decir longitudinal a la estructura del macizo perpendicular al eje de la estructura asociada a la rotación en el tiempo del máximo estrés compresivo.

4.3. Contexto morfogenético

4.3.1. Características generales del relieve

Dentro de la zona central en la Sierra de los Órganos se aprecian tres fajas o cadenas mogóticas principales, que tienen una lineación general noreste-suroeste (Figura 4.8). En ellas se diferencian dos tipos de macroestructuras cársicas: carso en torres y carso cónico.

En el área de estudio, se presenta un amplio margen de alturas que van desde 26 m hasta 619 m, alcanzando siete pisos altitudinales, que van desde las llanuras medias (20-80 m), hasta las montañas pequeñas (500-1000 m) (Díaz et al., 1985). Los valores altimétricos menores se ubican hacia el norte del área, sobre rocas de la Formación San Cayetano y en los poljes de contacto que rodean los macizos cársicos.

Las alturas medias están desarrolladas hacia el sur y centro del área, sobre rocas de las formaciones San Cayetano (Alturas de Pizarras del Sur) y Manacas (en el pie monte de las sierras calcáreas), mientras que las montañas pequeñas coinciden con las sierras calcáreas, compuestas en general por rocas de la Formación Guasasa.

4.3.2. Disección vertical

En el área de estudio se presentan cinco clases de disección vertical determinadas en m/ha. Los valores más elevados se distribuyen en la parte central del área, coincidiendo con las cotas más

altas de las sierras de Galeras, San Vicente, Guasasa, Viñales-Infierno-Derrumbada-Chichones-Pan de Azúcar y Quemados. Estos valores varían entre 102-254 m/ha (superficies fuertemente diseccionadas) y concuerdan con zonas donde yacen calizas masivas del Miembro San Vicente de la Formación Guasasa. Las superficies altamente diseccionadas coinciden con las zonas de paredes escarpadas y de mayores posibilidades para el desarrollo de movimientos gravitacionales (Figura 4.8).

Los valores intermedios del orden de los 60-102 m/ha (superficies altamente diseccionadas) y 33-60 m/ha (superficies diseccionadas), coinciden espacialmente con cotas menores en las sierras antes mencionadas, así como en las sierras de Tumbadero y del Medio, sobre calizas generalmente bien estratificadas de los miembros Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa.

Los mínimos de disección vertical varían entre muy débilmente diseccionadas (0-14 m/ha) y superficies débilmente diseccionadas (14-33 m/ha), las que coinciden, generalmente, con las Alturas de Pizarras del Sur y del Norte, poljes y valles fluvio-cársicos, donde se encuentran secuencias de la Formación Manacas y sedimentos Cuaternarios no consolidados de origen aluvial (Figura 4.8).

Del análisis del mapa de disección vertical se concluye que para la región han predominado los movimientos verticales, con tendencia general al ascenso de dos grandes grupos de rocas: siliciclásticas y carbonatadas, diferenciadas por la diferencia en el grado de resistencia a la erosión.

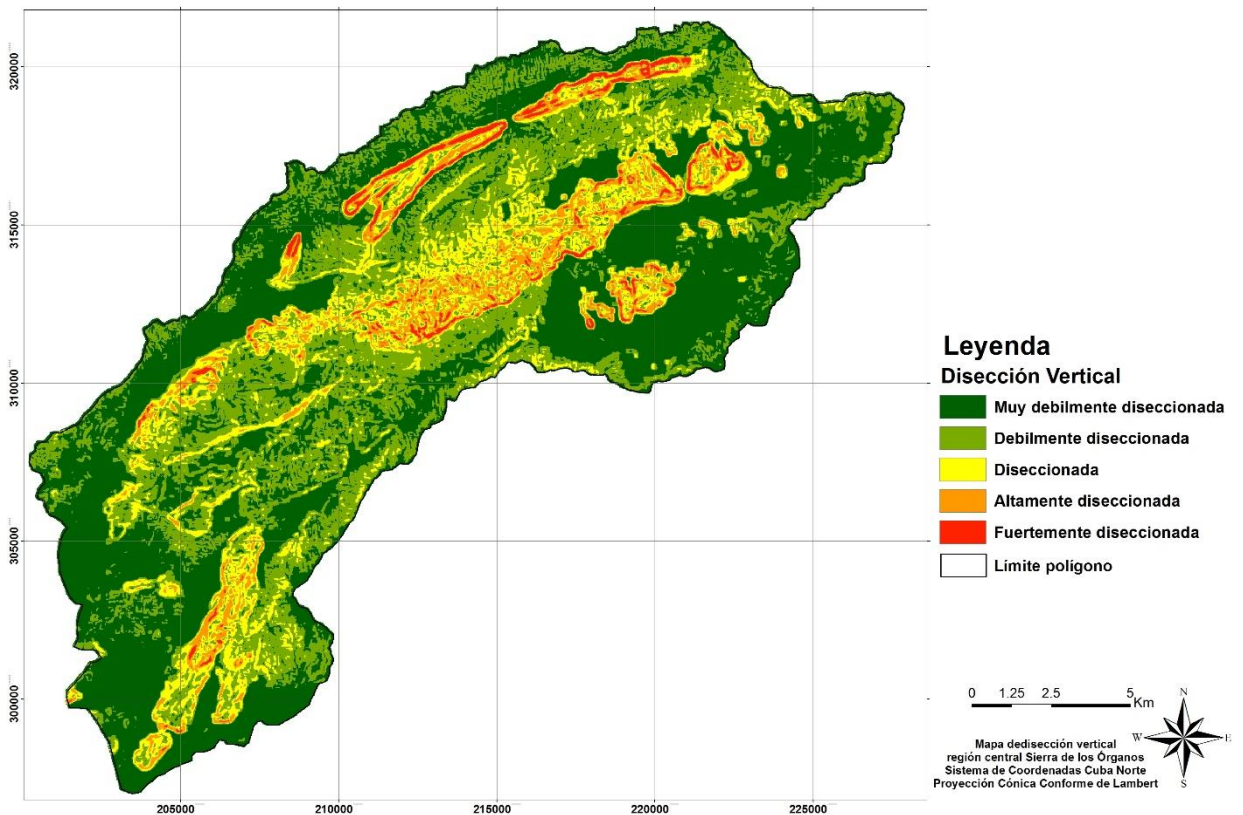


Figura 4.8. Mapa de disección vertical del relieve, obtenido del análisis del modelo de elevación digital del terreno y reclasificado según los umbrales naturales (Jenks, 1967; de Smith, Goodchild y Longley, 2009). Los valores más elevados se distribuyen en la parte central del área, coincidiendo con las cotas más altas y las paredes escarpadas concuerdan con zonas donde yacen calizas masivas. Las de menor disección se distribuyen en terrenos donde afloran rocas siliciclásticas y sedimentos no consolidados en el fondo de los poljes y valles fluvio cársticos.

4.4. Niveles de base de erosión del carso

Los niveles de erosión del carso epigenético fueron determinados a partir de la correlación entre las cotas de las bocas de las cuevas y las cotas de los fondos de las dolinas presentes en el área, partiendo de la premisa, expresada por Lehmann (1954), de que las dolinas se excavan en la cima

de los mogotes y con diferentes fases de profundización, llegando a alcanzar una altitud de fondo del mismo orden que la del valle contiguo.

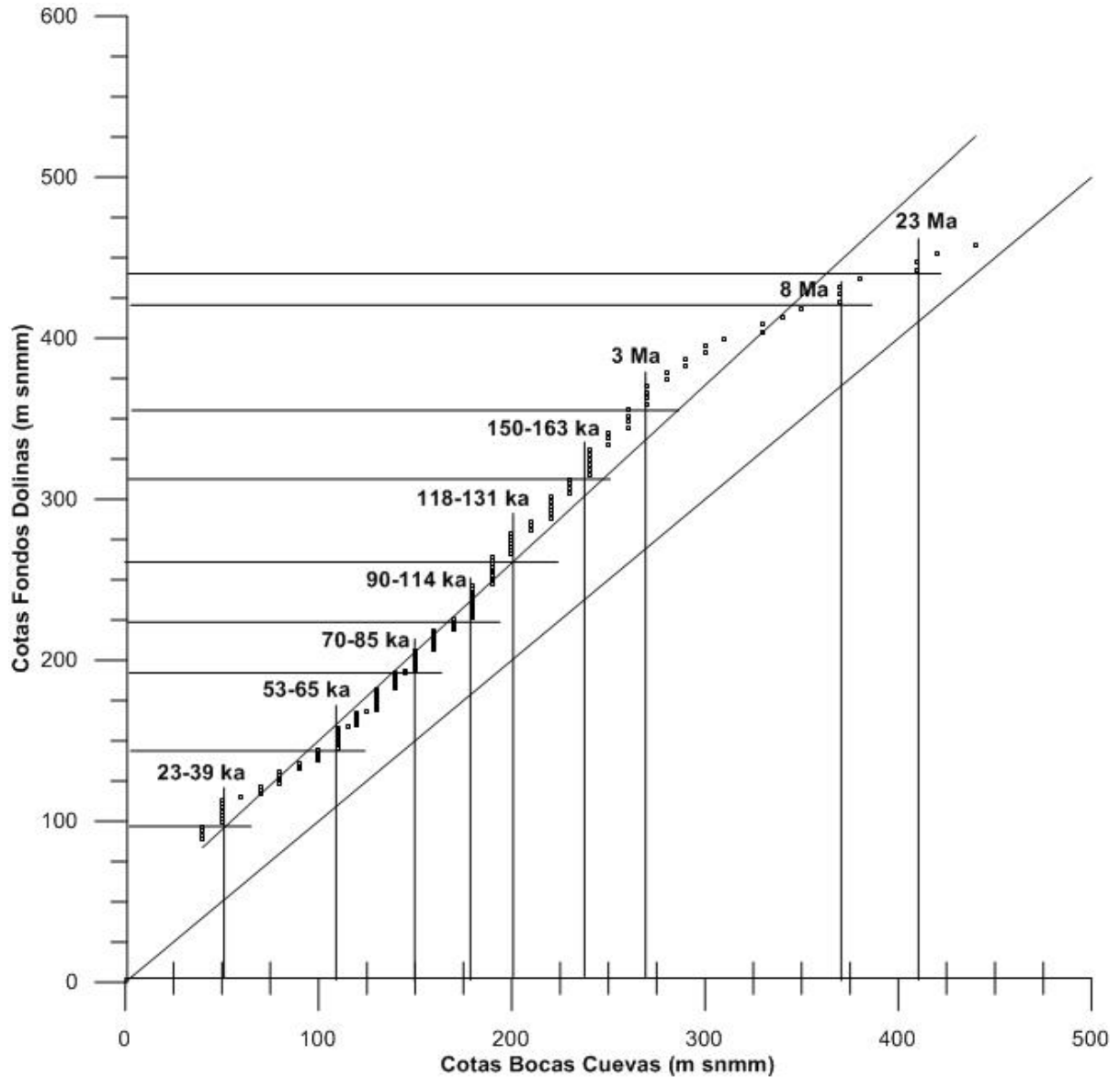


Figura 4.9. Gráfico QQ de relación cotas de bocas de cuevas/cota de fondo de dolinas, con fechados a partir de datos geoambientales y criterios paleoclimáticos. Los cruces de líneas muestran los intervalos donde ocurren los saltos (niveles de erosión del carso): los seis primeros coinciden con los fechados de niveles de cavernamiento establecidos para la cuenca del río Cuyaguaje en el Cuaternario (Molerio et al., 1999) y los tres últimos quedan fuera del límite del fechado, siendo considerados más antiguos. Las fechas están mostradas en miles de años antes del presente (Ka ap).

Otras dolinas, sin embargo, quedan colgadas y se vinculan a estadios anteriores de carsificación epigenética, observándose diferentes posiciones del fondo en cada uno de sus estadios que, a su vez, coinciden con niveles de cuevas transfluentes (Molerio, 1982, 1975, 2006; Farfán, Díaz y Aldana, 2010; Farfán, Díaz y Ramírez, 2010) (Figura 4.9).

El gráfico de la Figura 4.9 muestra la existencia de rupturas de la curva empírica. Estas rupturas están asociadas a escalones morfológicos, los que marcan nueve niveles de base de erosión del carso para la región. De estos nueve niveles, seis coinciden con los niveles cavernarios trazados para la cuenca del río Cuyaguaje (Molerio, 1999).

En la Figura 4.10 se representa la relación cotas del relieve contra su distribución areal. Se puede apreciar la marcada coincidencia entre los puntos de ruptura del gráfico de cotas del relieve con los del gráfico de relación cotas de bocas de cuevas/cotas de fondos de dolinas, correspondientes con intervalos que marcan niveles de base regionales de erosión del carso. Existen varios puntos de ruptura que no tienen correspondencia con los establecidos en el gráfico de relación cotas de bocas de cuevas/cotas de fondo de dolinas, los cuales deben corresponder con subniveles locales o hemiciclos de desarrollo del carso epigenético para la región.

En la región central de la Sierra de los Órganos existen al menos tres niveles de base de erosión del carso por encima de los calculados para la cuenca del río Cuyaguaje, que tiene un máximo de 235 m snmm (Tabla 4.2). Por lo que se asume que estos tres niveles de base de erosión que se levantan a 270 m, 370 m y 410 m snmm, son más antiguos que los descritos por Moleiro (1999) y que pertenecen, al menos, a una etapa morfogenética más antigua, teniendo edades de 3, 8 y 23 millones de años (Ma) respectivamente (Figuras 4.9 y 4.10).

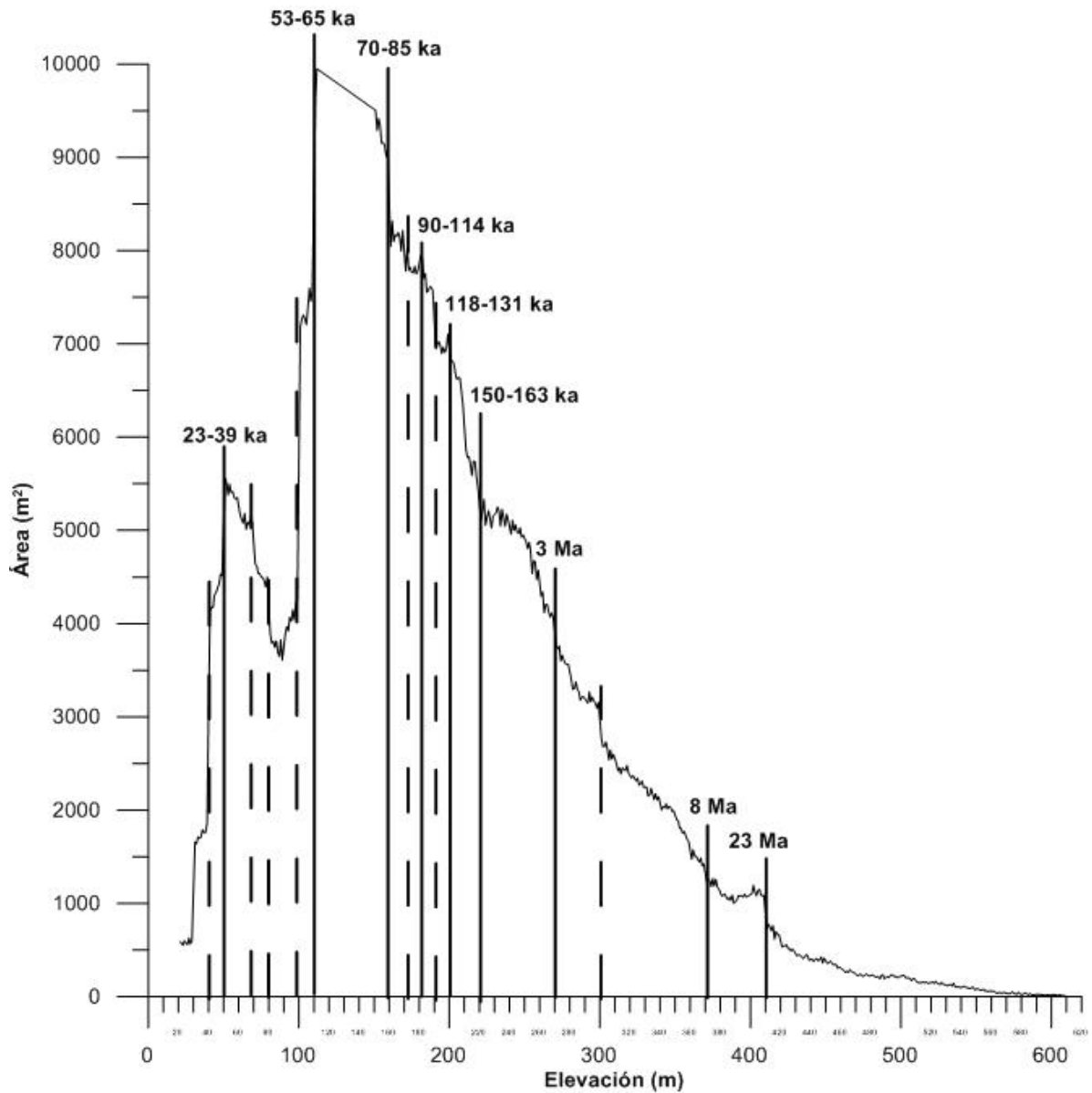


Figura 4.10. Relación de cotas del relieve (altura en m snmm) contra área de distribución (en m²). Las líneas continuas, señalan los puntos de ruptura de la curva que coinciden con los puntos de ruptura de la curva del gráfico de correlación de cotas de bocas de cuevas/cotas de fondos de dolinas; en líneas discontinuas las que señalan puntos de ruptura que no coinciden con los intervalos señalados. En la parte superior aparece el fechado obtenido sobre la base de datos paleoambientales y criterios paleoclimáticos.

Tabla 4.2. Relación entre las cotas de bocas de cuevas de la región central de la Sierra de los Órganos y los niveles de cavernamiento determinados por Molerio (1999) para la cuenca del río Cuyaguajeje.

Edad	Nivel (m snmm)	Niveles de cavernamiento cuenca río Cuyaguajeje	Edad	Nivel (m snmm)	Niveles de cavernamiento región central de la Sierra de los Órganos
-	-	-	23 Ma	410-420	El Gran Susto, Vista Pinar
-	-	-	8 Ma	370-380	Nueve Cujes, La Ceniza, Abreu,
-	-	-	3 Ma	270-280	El Totí, La Huella, Los Pichones
150-163 Ka	235	Balcón Los Pájaros, Los Agujereados	150 -163 Ka	240-260	El Panal, La Piedra, El Farallón, Cundingo, Paso a Ancón
118-131 Ka	200	Chefa	118-131 Ka	200-22	Meleno, Inclínada, Cumpleaños
90-114 Ka	175	Barbarita	90-114 Ka	180-190	Alta, El Tambor, GEDA I y II
70 -85 Ka	150	Pío Domingo	70 -85 Ka	150-180	El Cable III, Mirador, Increíble
53-65 Ka	100	Sumidero	53-65 Ka	110-140	Primer Cauce, Cable I, Los Bloques
22-39 Ka	50	Humboldt	22-39 Ka	50-80	Grande, Chiquita, Surgencia El Jovero

4.5. Hipótesis sobre la evolución del carso epigenético en el territorio, entre el Eoceno Superior y el Holoceno

El inicio de los procesos erosivos en la cordillera de Guaniguanico puede fijarse en la parte alta del Ypresiano (aproximadamente 56 – 47,8 Ma), al ser el momento en que, emerge el territorio, con el fin de la sedimentación de la Formación Manacas a inicios del Eoceno, y el comienzo, tras un breve lapso, de la destrucción de la cobertura de mantos en los sectores más elevados y la acumulación de las secuencias post orogénicas en las zonas más bajas, según Pszczólkowski (1987); Iturralde (1997, 2003).

En el área existen un grupo de evidencias como:

1. clastos gruesos (hasta 0,7 m de diámetro) compuestos en gran medida de calizas de edad Oxfordiano Superior-Valanginiano de la Formación Artemisa, provenientes de la erosión de la

cordillera de Guaniguanico, subzona Sierra del Rosario, ya entonces formada, depositados en la base de la Formación Loma Candela (Eoceno Medio (parte alta)-Eoceno Superior (parte baja)) acumulada en la Cuenca Los Palacios (Pszczólkowski, 1987; Piotrowski, 1987; Brust et al, 2011; Villegas-Martín et al, 2014);

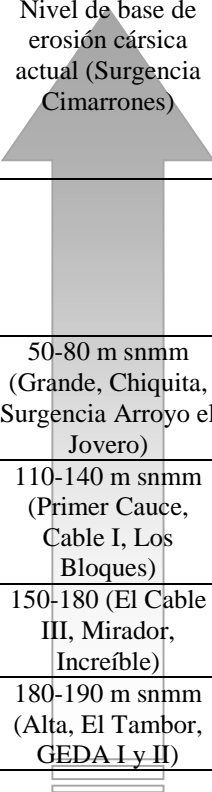
2. relación espacial de las secuencias carbonatadas de las formaciones Artemisa y Guasasa, así como la relativa poca potencia actual de los mantos de secuencias siliciclásticas que las cubren, con espesores de entre 40 m y 60 m, según datos obtenidos en perforaciones y observaciones realizadas en varias ventanas tectónicas pertenecientes a las Alturas de Pizarras del Sur (Astajov et al., 1982; Burov et al., 1988; Martínez et al., 1994);
3. en la Sierra de los Órganos no se reportan secuencias de origen marino más antiguas que el Eoceno Inferior, y existen, en zonas aledañas, rocas miocénicas que descansan directamente sobre secuencias jurásico-cretácicas de esta Sierra, según los reportes de los pozos: Número 18 (Astajov et al., 1982), Guanahacabibes 1 (Segura, Millán y Fernández, 1985) y Guane 2 (Pucharovsky et al., 1985);
4. presencia de superficies cárnicas en la cima de los mogotes, las que constituyen trampas de sedimentos, que encierran materiales carbonatados o carbonatado-terrágenos litificados con una edad pliocénica, como es el caso de la corteza de intemperismo del yacimiento de fosforita “La Pimienta”, constituida por redepósitos de edad Plioceno-Cuaternario y las manifestaciones de bauxitas del tipo carbonatadas redepositadas (Astajov et al., 1982);

5. existencia de carsificación *exsitu*, manifestada en forma de bloques desprendidos y rotados, como la que aparece en varias dolinas de las sierras del Quemado, Guasasa, San Vicente, Galeras, en la Puerta de Ancón;
6. existencia de una etapa morfogenética anterior a la actual, como se puede apreciar por los puntos de ruptura de la curva del gráfico de correlación de cotas de bocas de cuevas-cotas de fondos de dolinas y del gráfico de relación de cotas del relieve contra área de distribución, donde aparecen niveles de base de erosión del carso mucho más altos que los fechados para la cuenca del Río Cuyaguaje (Molerio, 1999), por tanto, más antiguos;

Estas evidencias junto a la interpretación de procesos geoambientales y criterios paleoclimáticos (Tabla 4.3) permiten afirmar que para el Eoceno Superior Bartoniano (38 Ma), ya la Cordillera de Guaniguanico se encontraba emergida y sometida a los procesos erosivos. Mientras que la edad del comienzo del desarrollo del carso epigenético en la Sierra de los Órganos puede remontarse al final del Oligoceno – principios del Mioceno (unos 25 – 23 Ma ap).

A partir de los mapas de paleoreconstrucción del relieve y la red hidrográfica superficial, se puede plantear que, en sus inicios, el relieve era amesetado, ondulado y con una red hidrográfica superficial bien desarrollada, que pudo tener una divisoria natural de las aguas en el eje del paleomacizo de la Sierra de los Órganos, expresado en el relieve como una cadena montañosa alargada en dirección noreste-suroeste, similar a la actual.

Tabla 4.3. Fechado relativo de los niveles de base de erosión del carso para la región central de la Sierra de los Órganos según la evidencia geoambiental y paleoclimática existente.

ERA	PERIODO	SERIE	PISO	EDAD	Procesos Geoambientales	Criterios Paleoclimáticos	Niveles de base de erosión del carso para la región central de la Sierra de los Órganos
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		8 Ka	La superficie del nivel freático se elevó en todo el territorio, empantanamiento de las partes bajas del relieve (ambientes de humedales y lagunas en las llanuras).	Pico de pluviosidad. Rellenamiento general y reexcavación en los cauces temporales. Amplia variabilidad climática, con una tendencia general al calentamiento para el área kárstica de montaña de la Sierra de los Órganos (Pajón, 2007).	 <p>Nivel de base de erosión cársica actual (Surgencia Cimarrones)</p>
				11.5 Ka		Calentamiento climático abrupto (Pajón, 2007)	
				15 Ka	Edad de estalagmita Cueva Dos Anas (Pajón, 2007)	Bajos valores de temperatura (Pajón, 2007)	
				18 Ka	Último Máximo Glacial		
				39-23 Ka	La plataforma insular y una parte del talud insular cubano estaban expuestos a la intemperie. Se desarrolló y profundizó el relieve cársico, y se formaron potentes cortezas de intemperismo. Disección relativamente profunda del relieve.		50-80 m snmm (Grande, Chiquita, Surgencia Arroyo el Jovero)
				65-53 Ka		Interglacial Sangamon. Clima cambiante. Se destacan etapas cálidas y húmedas, con trasgresión marina. Lapsos de clima frío y seco (Pajón, 2007). Intenso desarrollo del carso, cavernas muy profundas con caídas verticales, cavernas aluviales con varios niveles superpuestos.	110-140 m snmm (Primer Cauce, Cable I, Los Bloques)
				85-70 Ka			150-180 (El Cable III, Mirador, Increíble)
				114-90 Ka			180-190 m snmm (Alta, El Tambor, GEDA I y II)
				117 Ka			

ERA	PERIODO	SERIE	PISO	EDAD	Procesos Geoambientales	Criterios Paleoclimáticos	Niveles de base de erosión del carso para la región central de la Sierra de los Órganos		
CENOZOICO	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	Superior	131-118 Ka	Relieve poco vigoroso en las zonas emergidas. Erosión profunda, redes de drenaje radiales, aluvios colgados, evidencias de un prolongado levantamiento (Iturralde et al., 2011).	Ocurrencia de eventos de grandes precipitaciones, así como por elevados valores promedios de las paleoprecipitaciones (Pajón, 2007)	200-220 m snmm (Meleno, Inclínada, Cumpleaños)		
				163-150 Ka		Clima cambiante. Cálido y húmedo, con etapas frías y secas. Cambios rápidos del nivel del mar (Iturralde, 2005; Rojas, 2010; Iturralde et al., 2011).		240-260 (El Panal, La Piedra, El Farallón, Cundingo, Paso a Ancón)	
				Ioniano	780 Ka				
				Calabriano	1.8 Ma				
				Gelasiano	2.6 Ma				
	NEÓGENO	PLIOCENO	Piacenziano	3 Ma	Máxima elevación (bajo nivel del mar y máximo ascenso del terreno). (Iturralde, 2003, 2005; Iturralde et al., 2011)	Enfriamiento terrestre global. Clima cambiante, inicialmente cálido y húmedo. Paleoprecipitaciones altas. Carsificación intensa. Erosión fuerte.	270-280 m snmm (El Totí, La Huella, Los Pichones)		
				3.6 Ma	Fuerte modelado del relieve, depósitos continentales arcillosos – clásticos.				
			Zancieniano	5.3 Ma	Episodio transgresivo.				
		MIOCENO	Messiniano	8 Ma	Gran regresión. Levantamientos de terreno en América Central, en las crestas, bajos e islas del Caribe. (Iturralde y MacPhee, 1999; Iturralde, 2005; Rojas y Alabarreta, 2009; Iturralde et al., 2011).	Presencia de procesos y ambientes de carsificación desarrollados. Clima hacia el enfriamiento. Paleoprecipitaciones. Carsificación intensa. (Iturralde, 2005; Rojas, 2010; Iturralde et al., 2011).	370-380 m snmm (Nueve Cujes, La Ceniza, Abreu)		
				Tortoniano	11.6 Ma	Amplia transgresión. Acumulaciones de depósitos marinos calcáreos, en ciclo transgresivo. (Rojas, 2010)		Máximo relativo de calentamiento (Iturralde, 2005; Iturralde et al., 2011). Clima cálido y húmedo. Paleoprecipitaciones. Erosión química y biológica.	
				Serravalliano	13.8 Ma				
				Langhiano	15 Ma				
				Burdigaliano	20 Ma				

PALEÓGENO	OLIGOCENO	Aquitaniense	23 Ma	Acumulaciones de depósitos marinos mezclados, transgresivo - regresivos. Gran regresión. (Iturralde, 2004)	Clima frío, y posiblemente húmedo. Paleoprecipitaciones. Intensificación de los procesos cársicos. Fuerte erosión.	410-420 m snmm (El Gran Susto, Vista Pinar)
		Chatiano	28 Ma	Transgresión.	Clima cálido y húmedo. Paleoprecipitaciones. Erosión química y biológica.	Posibles relictos de accidentes cársicos en superficies entre los 450 y los 600 m snmm
		Rupeliano	34 Ma	Gran regresión. Formación de Garlandia. (Iturralde y MacPhee, 1999; Iturralde, 2005)	Clima cálido con tendencia al enfriamiento (Zachos et al., 2001; Iturralde, 2005; Zachos et al., 2008; Iturralde et al., 2011). Paleoprecipitaciones. Inicio del desarrollo del carso eogenético en la Cordillera de Guaniguanico.	
	EOCENO	Priaboniano	37.8 Ma	Destapadas las rocas carbonatadas de la Cordillera de Guaniguanico. (Pszczólkowski, 1987; Piotrowski, 1987; Brust et al, 2011; Villegas et al, 2014)	Clima cálido con tendencia al enfriamiento (Zachos et al., 2001; Iturralde, 2005; Zachos et al., 2008; Iturralde et al., 2011). Paleoprecipitaciones. Inicio del desarrollo del carso eogenético en la Cordillera de Guaniguanico.	
		Bartoniano	38 Ma			
			41.2 Ma			
		Luteciano	47.8 Ma	Acumulaciones de potentes turbiditas con litoclastos de carbonatos jurásicos, provenientes de la Cordillera. (Pszczólkowski, 1987; Iturralde, 1997, 2003, 2005; Cobiella, 2008; Iturralde et al., 2011)	Clima cálido y muy húmedo del Eoceno (Zachos et al., 2001; Zachos et al., 2008). Intensas paleoprecipitaciones (Uriarte, 2009, Menéndez et al., 2010).	
		Ypresiano	50 Ma	Levantamiento parcial de crestas e islas en la parte norte de Centroamérica y el Caribe. (Iturralde, 2004; Iturralde et al., 2011)	Máximo térmico del Paleoceno tardío.	
			56 Ma		Caída de la temperatura a nivel global (Uriarte, 2009)	
	PALEOCENO	Thanetiano	59 Ma		Clima de alta humedad, propio de un ambiente cálido, tropical a subtropical, con influencia de precipitaciones fuertes. (Rojas y Denis, 2011)	
		Selandiano	61.6 Ma			
		Daniano	66 Ma			

Nivel de base erosivo del carso + 410 - 420 m snmm, 23 Ma. Oligoceno Superior – Mioceno Inferior

Las huellas más antiguas de un nivel de base de erosión del carso conservado en el relieve actual, se encuentra entre las cotas 410 m y 420 m snmm (Anexo 4.6).

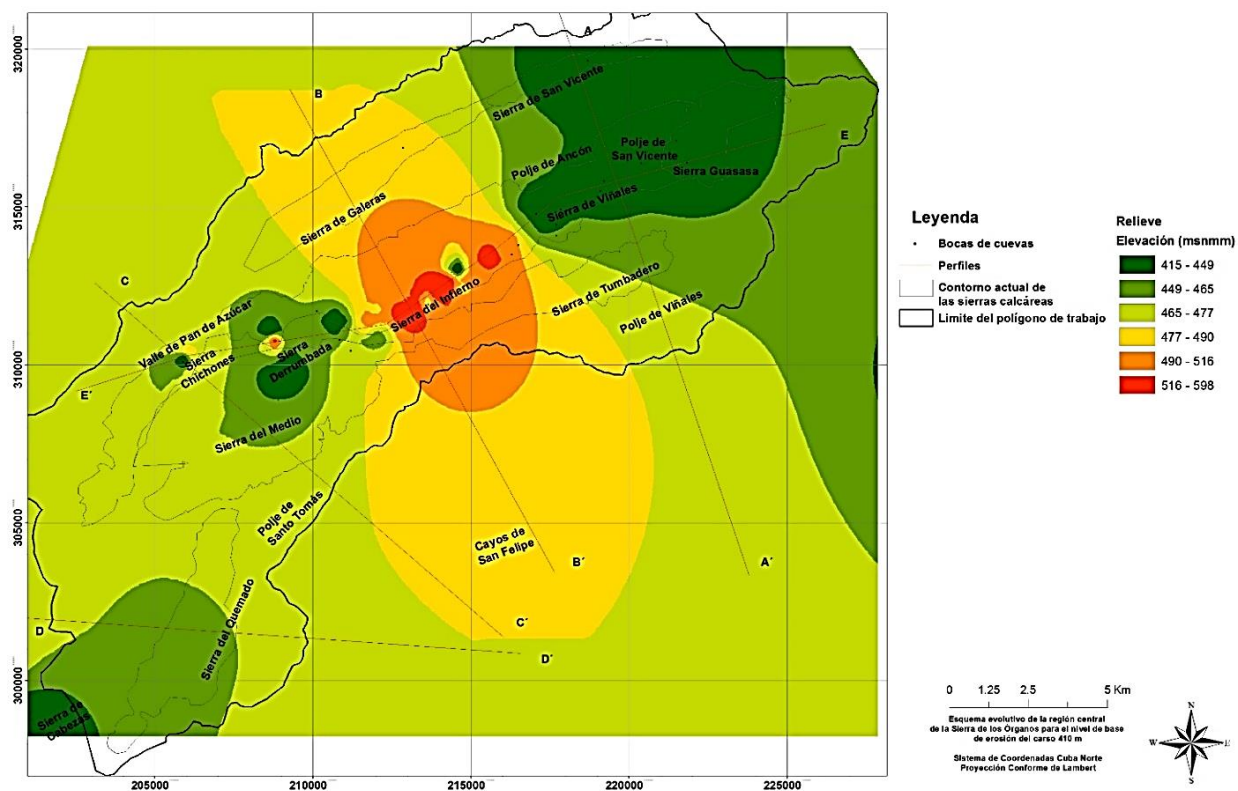


Figura 4.11. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +410 – 420 m snmm. 23 Ma. Se observa una zona más elevada del relieve hacia el centro del área, coincidiendo con el emplazamiento actual de las sierras de Viñales y el Infierno. Esta zona se encuentra flanqueada por áreas más deprimidas.

A finales del Oligoceno y principios del Mioceno, el clima era frío, y posiblemente húmedo, con abundantes paleoprecipitaciones. Se intensificaron los procesos cársicos y las regiones emergidas estaban sometidas a una fuerte erosión (Iturralde, 2004).

El territorio de la región central de la Sierra de los Órganos era ocupado por una gran zona central amesetada, extendida de noroeste a sureste, con una caída suave hacia el sur, compuesta por las secuencias siliciclásticas de la Formación San Cayetano y en menor medida Manacas, flanqueada al este y al oeste por grandes depresiones que coinciden con las actuales cuencas de los ríos Cuyaguatije al suroeste y San Vicente al este (Anexo 4.1 a). Hacia su parte media, estaba cortada perpendicularmente por una cadena de elevaciones de origen calcáreo, compuesta por las secuencias de la Formación Guasasa, donde afloraban los picos más altos de las actuales sierras del Infierno, Viñales y Derrumbada (Figuras 4.11, 4.12 y 4.13, Anexo 4.6).

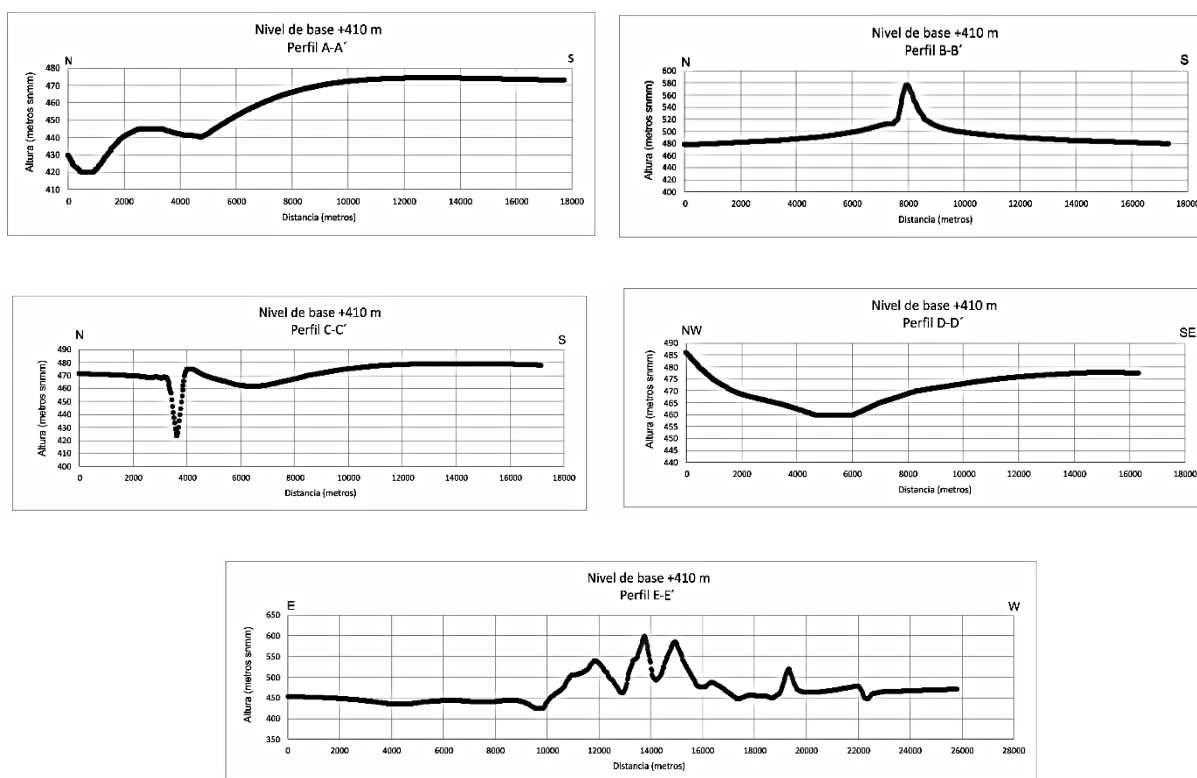


Figura 4.12. Perfiles topográficos por las líneas A-A', B-B', C-C', D-D' del esquema evolutivo del relieve en el nivel de base + 410 – 420 m snmm. 23 Ma. Exageración vertical 1: 10.

Alrededor de la cadena de elevaciones calcáreas, en el contacto con las secuencias terrígenas, se disponían dolinas que actuaban como cuencas endorreicas o valles ciegos, al canalizar las aguas de escorrentía. Algunas coincidían con grandes cañones cárscicos con huellas de incisiones fluviales (cañones fluviales del Abra del Boquerón del Infierno, Cary Gangá, Cueva Marilú, Paso a Ancón) (Figura 4.11 y Anexo 4.1 a).

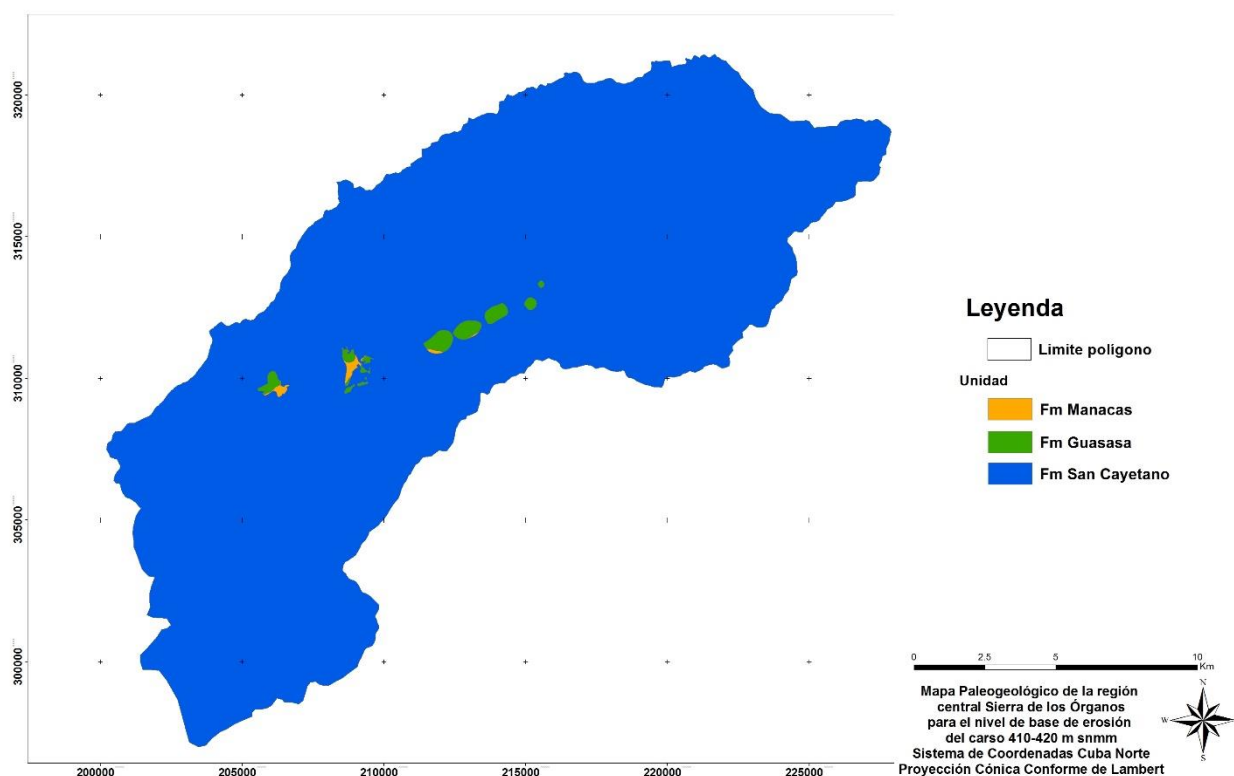


Figura 4.13. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +410 – 420 m snmm. 23 Ma. Aparecen pequeños afloramientos de las secuencias carbonatadas hacia el centro del área, coincidentes con las zonas más elevadas del terreno (actuales picos de las sierras del Infierno, Viñales, Derrumbada y Chichones).

Hacia la parte norte, donde se ubica la actual Sierra de San Vicente, aparecía una depresión que coincide con la actual cuenca del río San Vicente. Las bocas de las cuevas (Vista Pinar, el Gran Susto) aparecen localizadas dentro del perímetro de las dolinas. Las direcciones preferenciales de

la escorrentía superficial eran hacia el este y el suroeste, según lo indican las líneas de flujo hídrico (Anexo 4.1 a).

Nivel de base erosivo del carso + 370 – 380 m snmm, 8 Ma. Mioceno Superior

Para finales del Mioceno y principios del Plioceno, el clima transitaba hacia el enfriamiento, con abundantes paleoprecipitaciones (Iturralde y MacPhee, 1999; Iturralde, 2005; Rojas y Alabarreta, 2009; Iturralde et al., 2011). Existiendo condiciones para el desarrollo de una carsificación intensa. Ejemplos son las cuevas de Abreu, las Cenizas y la solapa de los Nueve Cujes.

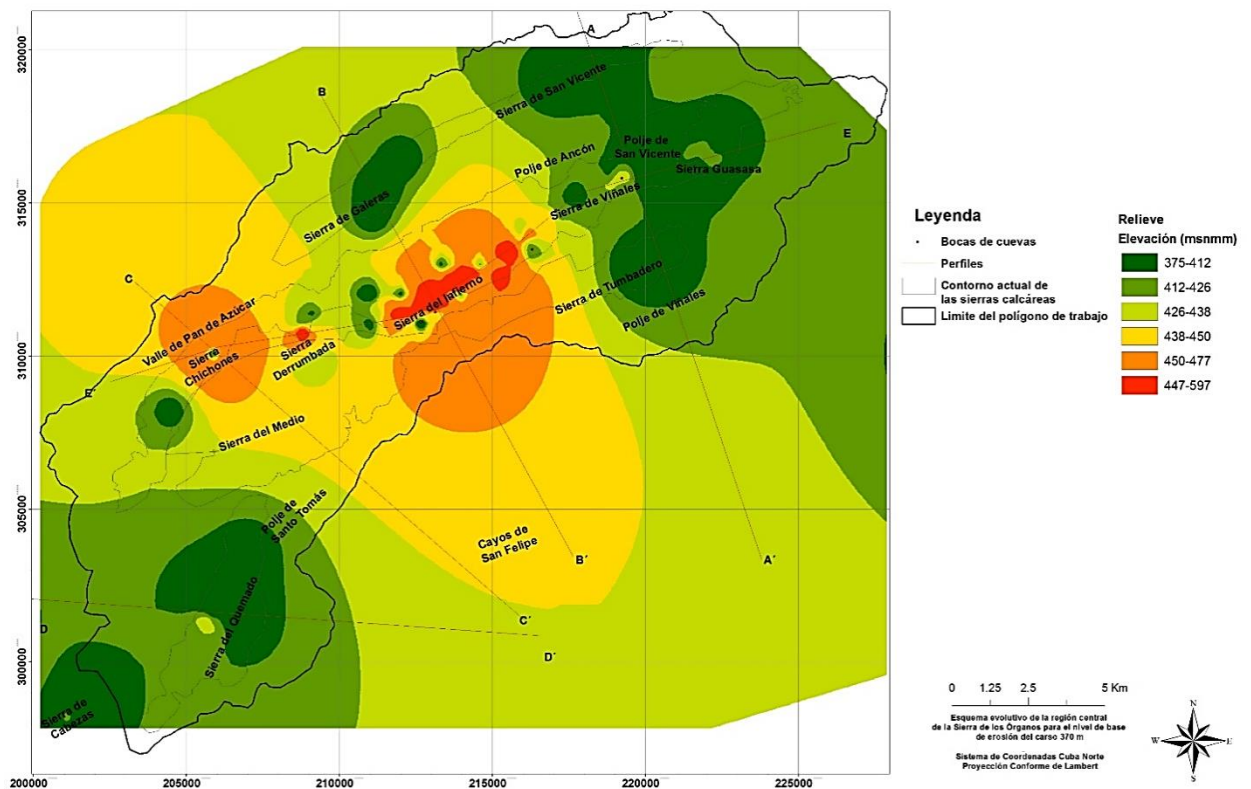


Figura 4.14. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +370 – 380 m snmm. 8 Ma. Se mantiene la zona más elevada hacia el centro del área, coincidiendo con las partes más altas del relieve actual; y dos grandes depresiones al noreste y suroeste.

La meseta central, que coincide con las actuales Alturas de Pizarras del Sur, continúa flanqueada por dos grandes depresiones, donde hoy se localizan los poljes de San Vicente, la Guasasa, Viñales y la cuenca del Río San Vicente – al noreste – y los poljes de Santo Tomás y del Quemado – al suroeste, pero con una dirección de flujo contraria a la actual, que va a parar a una cuenca endorreica de gran dimensión, situada en el área que hoy ocupa el polje de Sitio del Infierno y el sistema cavernario del Arroyo Novillo (Figura 4.14 y Anexo 4.1 b).

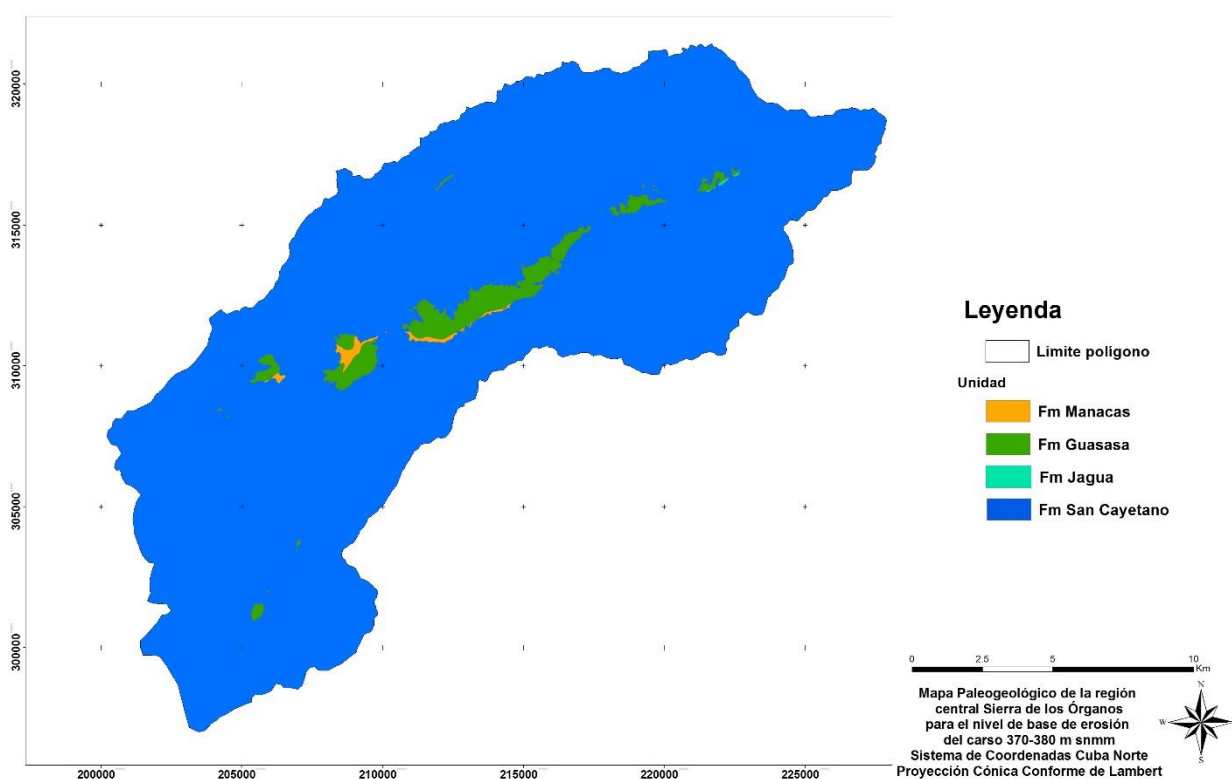


Figura 4.15. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +370 – 380 m snmm. 8 Ma. Se observan los afloramientos de rocas carbonatadas de la Fm Guasasa, con pequeñas franjas de las secuencias olistostrómicas de la Fm Manacas, coincidiendo con los puntos más altos de las sierras del Infierno, Viñales, Chichones, Derrumbada y Tumbadero.

Es en este momento, cuando el relieve más alto se localiza hacia la zona sur de la meseta y comienza a aflorar el calcáreo de las actuales sierras del Quemado y Galeras (Figura 4.15); se ensanchan y profundizan las depresiones alrededor del contacto de la cadena carbonatada con las secuencias terrígenas. Estas depresiones siguen actuando como valles ciegos o cuencas endorreicas, absorbiendo las aguas de las escorrentías provenientes de las secuencias terrígenas que las rodean en parte y aparece una depresión en la zona donde se abre hoy el polje de San Vicente (Figura 4.14 y Anexo 4.1 b).

Nivel de base erosivo del carso + 270 – 280 m snmm, 3 Ma. Plioceno

Para finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno, existía un clima cambiante, inicialmente cálido y húmedo, que fue derivando hacia el enfriamiento terrestre global. Las paleoprecipitaciones fueron altas, provocando una fuerte erosión y desarrollando una carsificación intensa.

Se mantiene la cadena de elevaciones calcáreas hacia el centro del área, haciéndose visibles las sierras de Guasasa, Viñales, Infierno, Derrumbada, Chichones, Medio y Tumbadero, así como la porción sur de la Sierra del Quemado. Comienzan a aflorar los picos más altos de las sierras de San Vicente, Galeras, Celadas y el mogote de la Mina (Figura 4.16, Anexo 4.6).

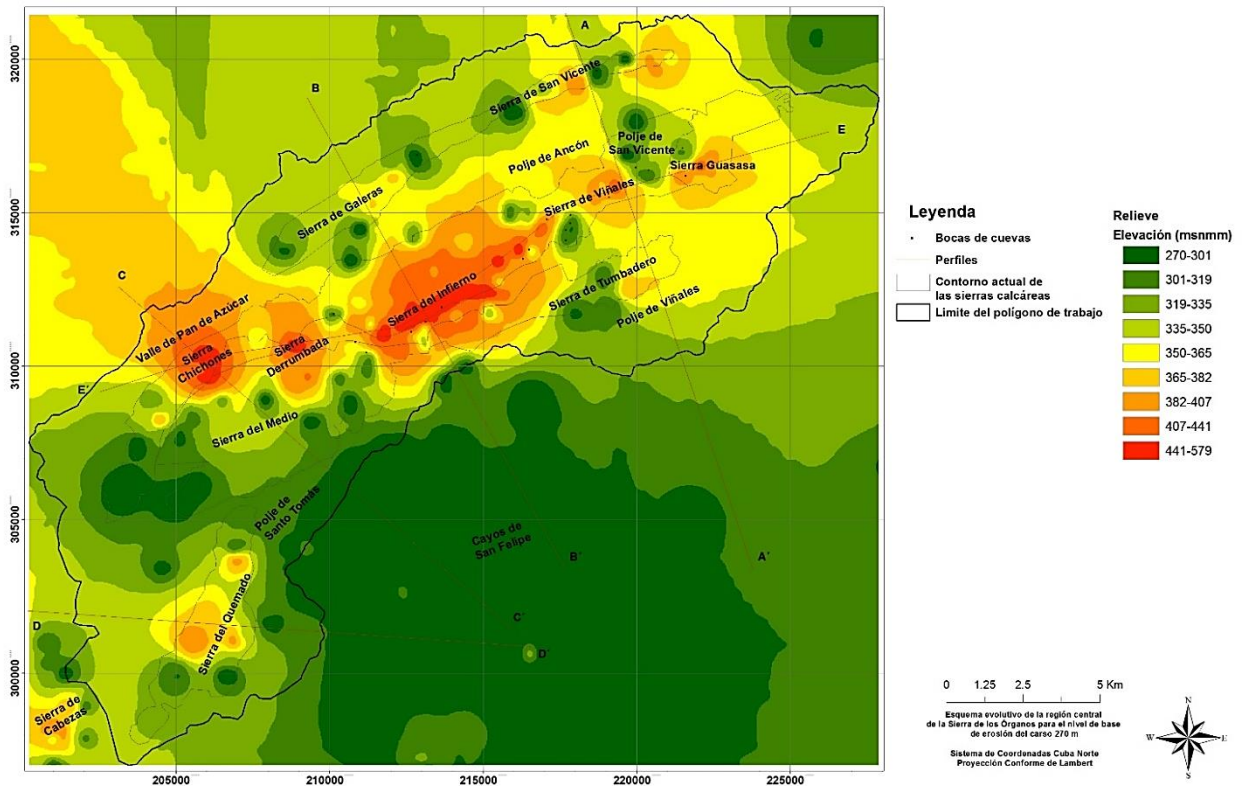


Figura 4.16. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +270 – 280 m snmm. 3 Ma. Afloran los núcleos de todas las cadenas carbonatadas. El relieve es, en general, más bajo hacia el sur del área, en la zona que hoy ocupan las Alturas de Pizarras del Sur y los poljes de Santo Tomás y del Quemado. Aparece una gran depresión hacia el centro-sur de la meseta central, siendo el relieve mucho más bajo hacia el sur del área, correspondiendo con la actual cuenca del Arroyo Santo Tomás y las pizarras del Sur (Figuras 4.16, 4.17 y 4.18); siguen ampliándose y profundizándose las depresiones al sur y norte de la cadena central, en el contacto entre las rocas carbonatadas con las secuencias siliciclásticas. Se observa bien definido el polje de San Vicente y comienzan a formarse los poljes de Ancón, Santo Tomás, Los Cañadones, La Penitencia y el valle fluvioicársico de Pan de Azúcar (Anexo 4.2 a).

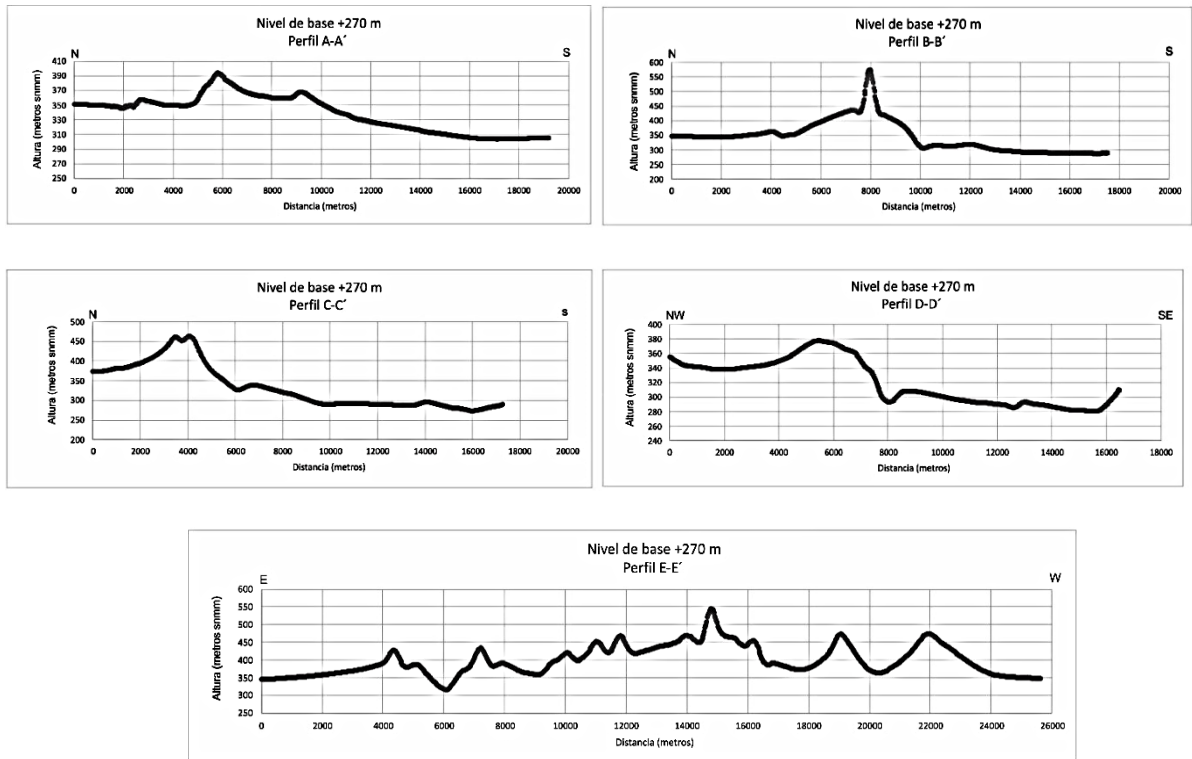


Figura 4.17. Perfiles topográficos trazados sobre el esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base + 270 – 280 m snmm. 3 Ma. Exageración vertical 1:10.

Comienza a definirse el abra de las Dos Hermanas entre el mogote de las Dos Hermanas y la Sierra de Tumbadero, así como el abra del Grillo en esta última. Las bocas de las cuevas continúan coincidiendo con perímetros de dolinas (Anexo 4.2 a).

Las líneas de flujo principales indican una mejor organización de la escorrentía superficial hacia el sur (Anexo 4.2 a), lo que justifica las direcciones hacia el sur de las huellas de paleocorrientes que se conservan en los niveles de cavernamiento (Cuevas del Paso a Ancón, El Huesito, Solapa del Cuchillo, El Arco, Cueva de Cundingu), así como en paredes de paleocañones fluvio cárscicos (Boquerón del Infierno, Cary Gangá y Marilú).

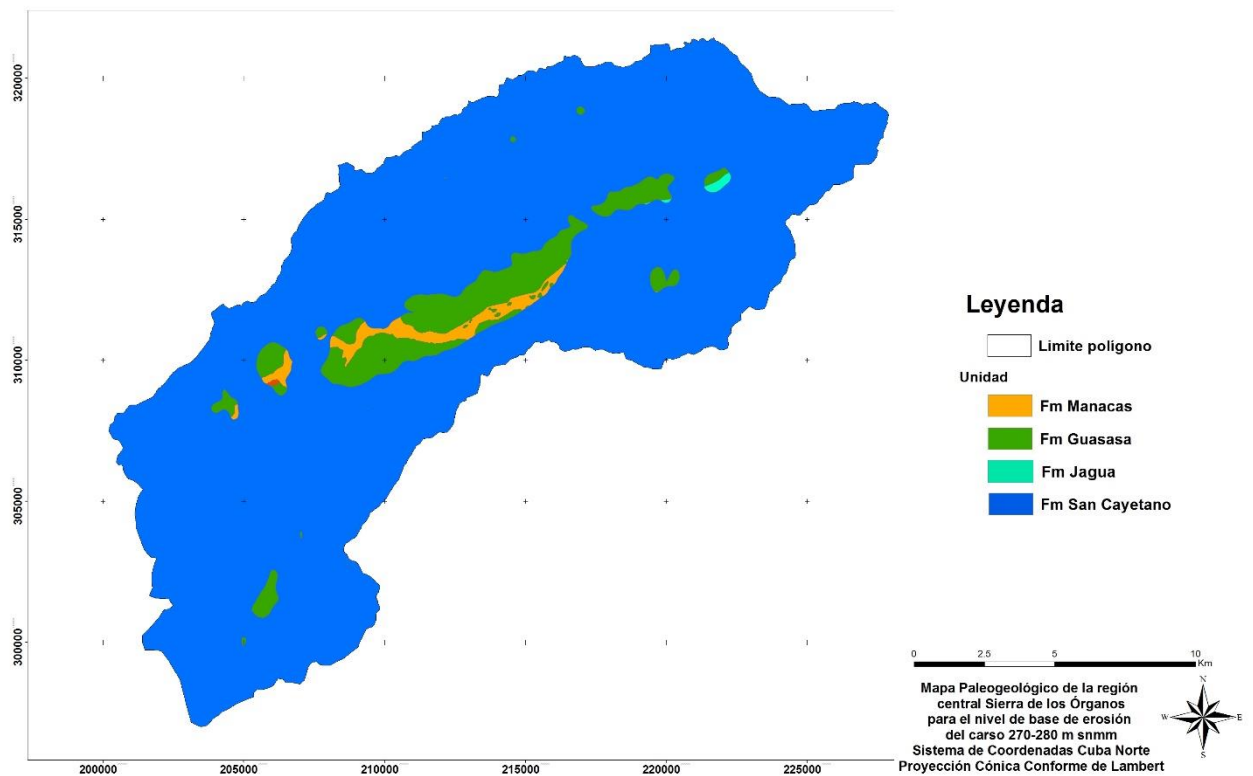


Figura 4.18. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +270 – 280 m snmm.3 Ma. Crece el área de secuencias carbonatadas de la Formación Guasasa que aflora en la parte central (sierras del Infierno, Viñales, Derrumbada) y comienzan a aflorar los núcleos carbonatados de las sierras del Quemado, Tumbadero, Galeras, San Vicente.

Se amplían los afloramientos de las rocas carbonatadas de la Formación Guasasa y terrígenas de la Formación Manacas y comienzan a aflorar las secuencias carbonatado-siliciclásticas de las formaciones Jagua y Ancón (Figura 4.18).

Nivel de base erosivo del carso + 240 – 260 m snmm, 150 – 163 Ka ap. Pleistoceno Medio

Para la parte alta del Pleistoceno Medio, continúa el destape de las rocas carbonatadas, distinguiéndose ya las cadenas principales, integradas por las secuencias carbonatadas de la

Formación Guasasa. Al norte solo afloran las cotas más altas de las sierras de San Vicente y Galeras (Figuras 4.19 y 4.20).

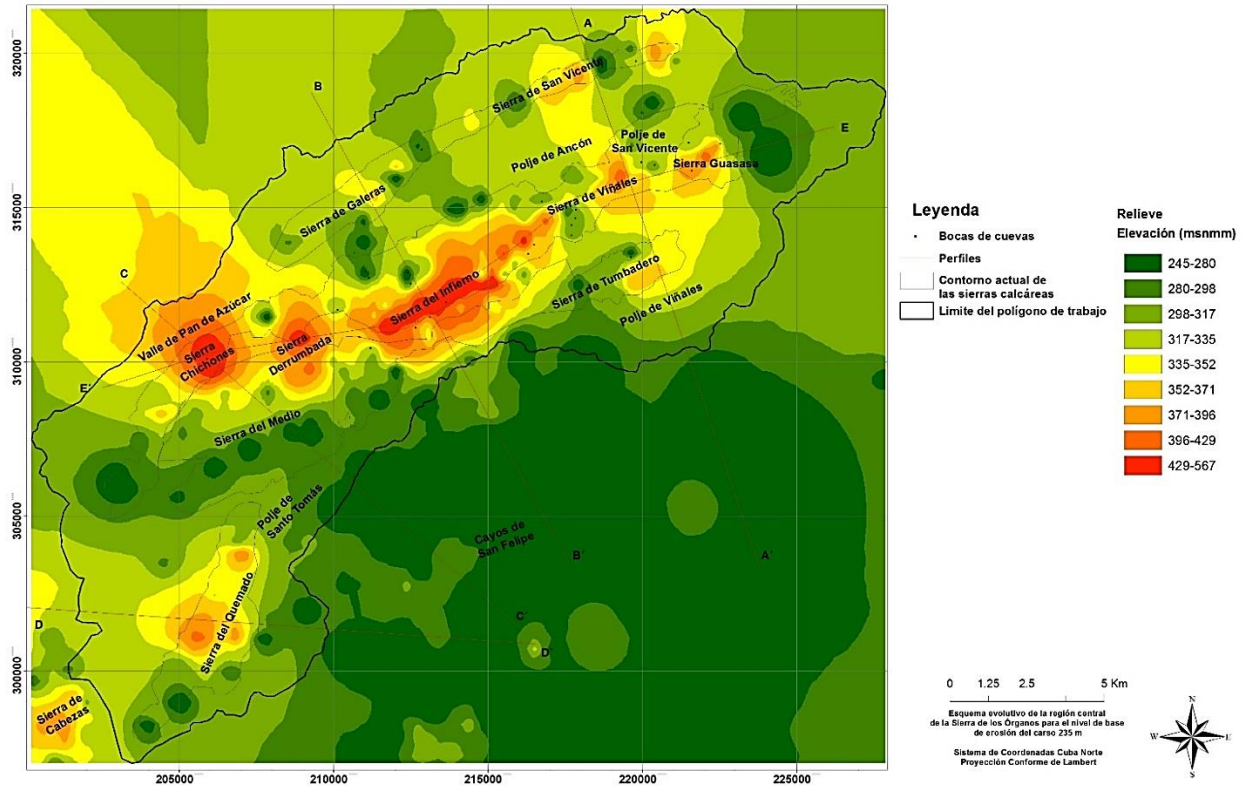


Figura 4.19. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +240 – 260 m snmm, 150 – 163 Ka ap. Aparecen bien definidas las sierras del Infierno, Viñales, Derrumbada y Chichones en la cadena carbonatada central, así como gran parte de las sierras del Quemado, Guasasa, Tumbadero y San Vicente. Se mantiene la depresión al sur del área. El relieve se hace un tanto más elevado hacia el norte.

El relieve es mucho más elevado hacia el norte de la meseta formada por las secuencias de la Formación San Cayetano. Al sur continúa profundizándose una gran depresión.

Aparece una gran línea de depresiones con dirección noreste-suroeste bordeando el contacto sur de las secuencias carbonatadas y terrígenas, donde se abren hoy los poljes de contacto de la Penitencia,

Sitio del Infierno, del Novillo, los Cañadones y en la vertiente sureste de la Sierra del Quemado (Anexo 4.2 b).

Al sur de las actuales sierras de San Vicente y Galeras, comienza su desarrollo una depresión que corresponde con el actual valle del río Ancón y un paleocañón fluviocársico que divide ambas sierras. Al sur de la Sierra de San Vicente comienza a formarse una depresión que corresponde con el emplazamiento del polje de las Cuevitas (Anexo 4.2 b).

Se observan grandes cañones cársicos que cortan en forma perpendicular las sierras del Infierno y Viñales. También se desarrollan dolinas en las cadenas calcáreas de las sierras de Guasasa-Viñales-Infierno-Derrumbada-Chichones, Sierra del Quemado, Sierra de Tumbadero, las que aparece como una gran masa de rocas carbonatas exhumadas (Anexo 4.2 b).

Las cuevas se ubican en zonas de poljes de contacto, dolinas y cañones cársicos. Las líneas de flujo principales indican una dirección de la escorrentía superficial hacia el sur. Entre el Pleistoceno Temprano y la parte baja del Pleistoceno Superior, se mantienen condiciones fluviolacustres en los valles o poljes entre los mogotes, donde comienzan a depositarse los sedimentos terrígenos de edad cuaternaria (Anexo 4.2 b).

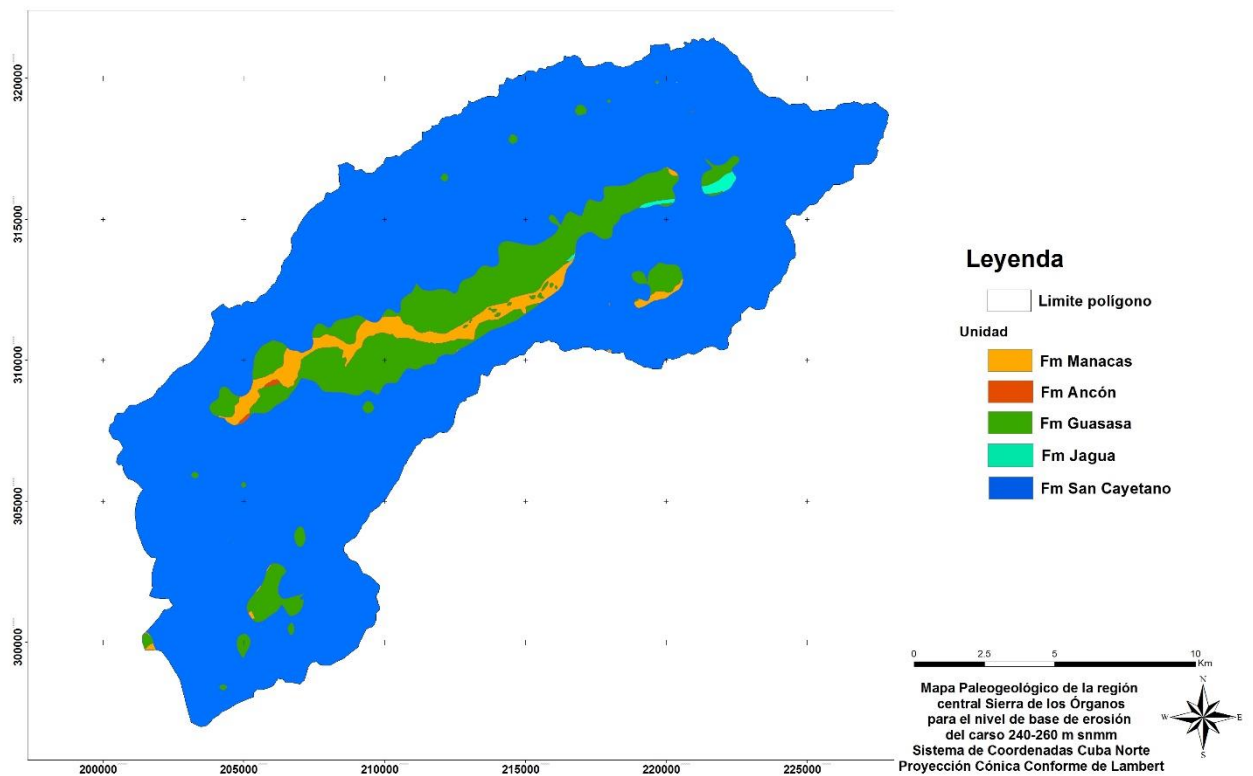


Figura 4.20. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +240 – 260 m snmm, 150 – 163 Ka ap. Se ensancha la franja central de rocas carbonatadas que forman las sierras del Infierno, Viñales, Derrumbada, Chichones y parte de las sierras del Medio y Celadas.

Algunos de estos paleoniveles lacustres o de sapeamiento lateral fluvial, han quedado representados por solapas desarrolladas en el contacto entre las formaciones Jagua y Guasasa (Figura 4.21), Guasasa y Manacas y dentro de la Formación Jagua, en algunos tramos del macizo calcáreo de las sierras de Viñales, del Quemado (Solapa del Indio), de Galeras, de San Vicente, mogotes de Pan de Azúcar (Cueva del Jagüey) y Zacarías.

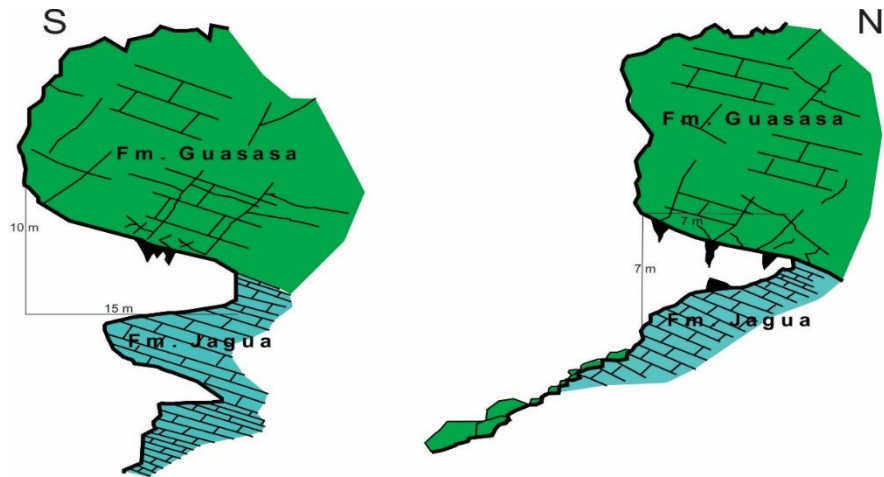


Figura 4.21. Solapas abiertas en el contacto entre las formaciones Jagua y Guasasa. Ladera Sur de la Sierra de Viñales. Nótese los nichos fósiles en el contacto entre las dos secuencias de rocas, producto del proceso de disolución y erosión lagunar o de sapeamiento lateral.

Nivel de base erosivo del carso + 200- 220 m snmm, 118 – 131 Ka ap Pleistoceno Medio

A finales del Pleistoceno Medio y hasta el Pleistoceno Superior parte baja, las cadenas de elevaciones calcáreas continúan ensanchando su área aflorada, continúan profundizándose las dolinas y cañones cárnicos y aparecen las abras que dividen las sierras de la Guasasa-Viñales y San Vicente-Galeras (Figura 4.22 y Anexo 4.3 a).

Afloran los mogotes de Lele y Zacarías (Figura 4.22 y 4.23), comienzan a aflorar las partes más altas de las sierras de Pan de Azúcar, la Lata, la Cazuela, mientras el relieve de la zona central del área ya no corresponde a una meseta, sino que se ha desmembrado (Anexo 4.3 a).

La esorrentía superficial sigue siendo, en mayor medida, hacia el sur, aunque comienzan a aparecer algunos flujos en dirección norte, y las cuevas coinciden con el perímetro de poljes, dolinas, abras y cañones cárnicos (Anexo 4.3 a).

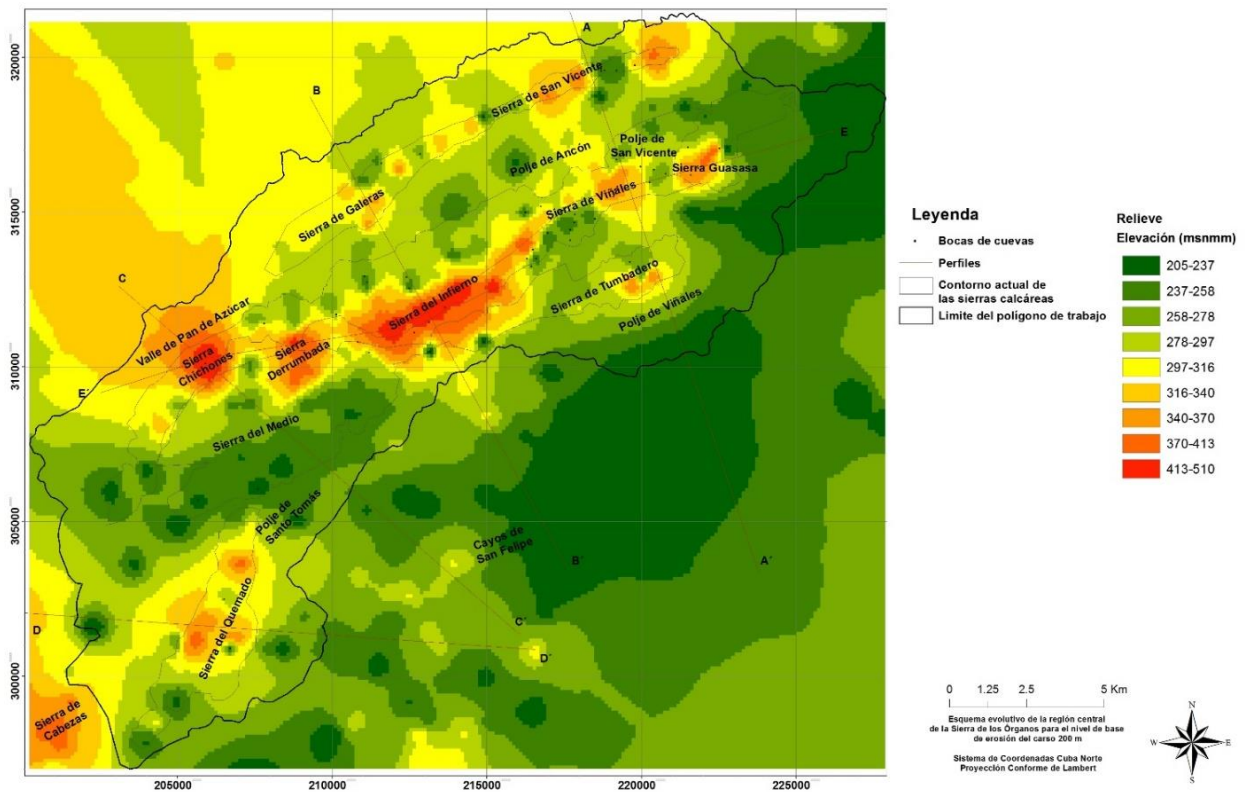


Figura 4.22. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +200 – 220 m snmm, 118 – 131 Ka ap. Aparecen bien definidos todos los núcleos de las sierras carbonatadas.

Queda expuesto un mayor volumen de rocas de la Formación Guasasa y comienzan a aflorar las calizas con pedernales de la Formación Pons, que ocupan partes más bajas del terreno. Afloran mayores áreas de las formaciones carbonatado terrígenas Jagua y Ancón (Figura 4.24).

A inicios del Pleistoceno Superior ocurre, en toda la región del Caribe, una gran regresión marina relacionada con el periodo glacial Wisconsin. En esta época se estima que el nivel del mar estuvo entre 100 m y 120 m por debajo del nivel actual (Ortega, 1983, Cabrera, 1998; Peñalver, 1998; Fariñas et al., 1998, en Rosa, 1999; Molerio, 2000). Posiblemente desde el Pleistoceno Medio hayan comenzado a desarrollarse los actuales niveles semi-activos de los sistemas cavernarios

relacionados con el periodo interglacial Yarmouth, el glacial Illinois y el interglacial Sangamon (Lambeck y Chappell, 2001).

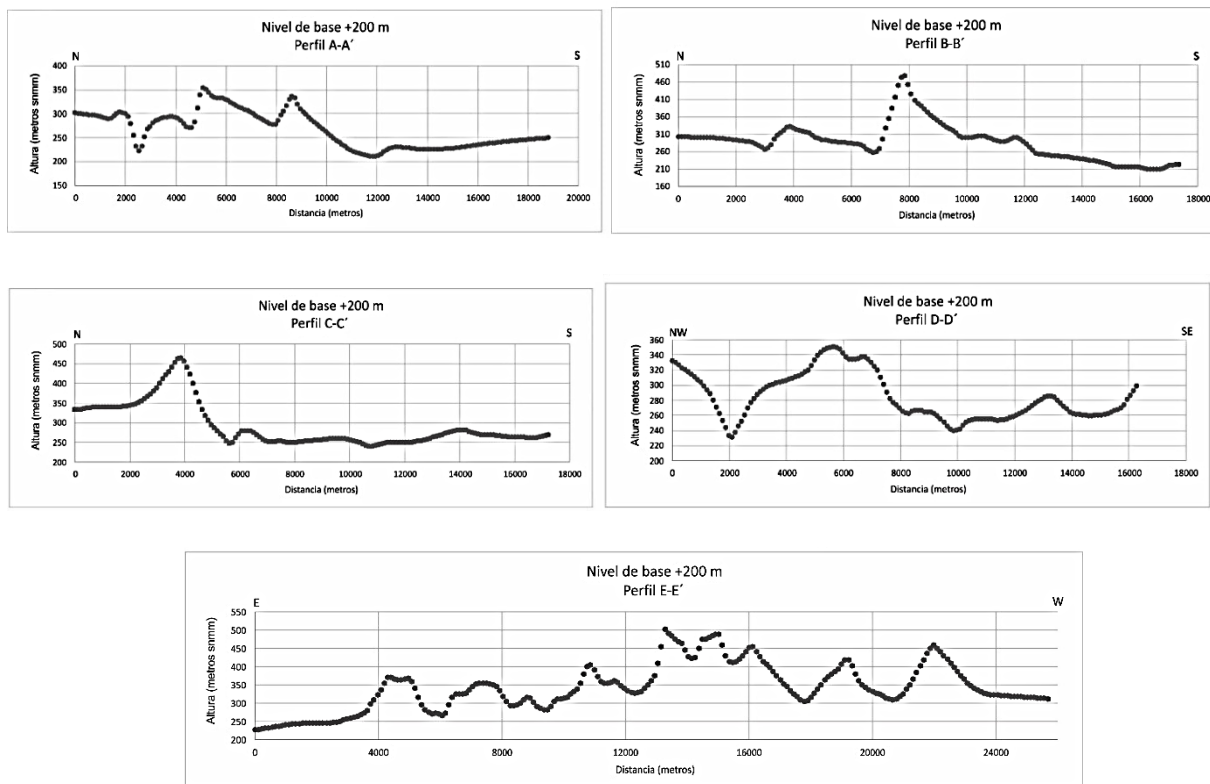


Figura 4. 23. Perfiles topográficos a partir de los pisos altitudinales del relieve, en el nivel de base + 200 – 220 m snmm. Exageración vertical 1:10.

Con estos cambios climáticos pueden asociarse las variaciones observadas en los niveles del cavernamiento, así como la sucesión de ciclos erosivos que se deducen de las secciones transversales en forma de escalones o terrazas erosivas de estos niveles. En estos periodos prevalecieron ambientes fluvio-lagunares en los poljes marginales de la región (Anexo 4.3 a).

Hacia finales de esta época e inicios del Pleistoceno Superior, se instauran en los poljes marginales las corrientes fluviales, circulando en una dirección muy similar a la actual: desde este-sureste hacia oeste-noroeste, con ligeras variaciones (Anexo 4.3 a).

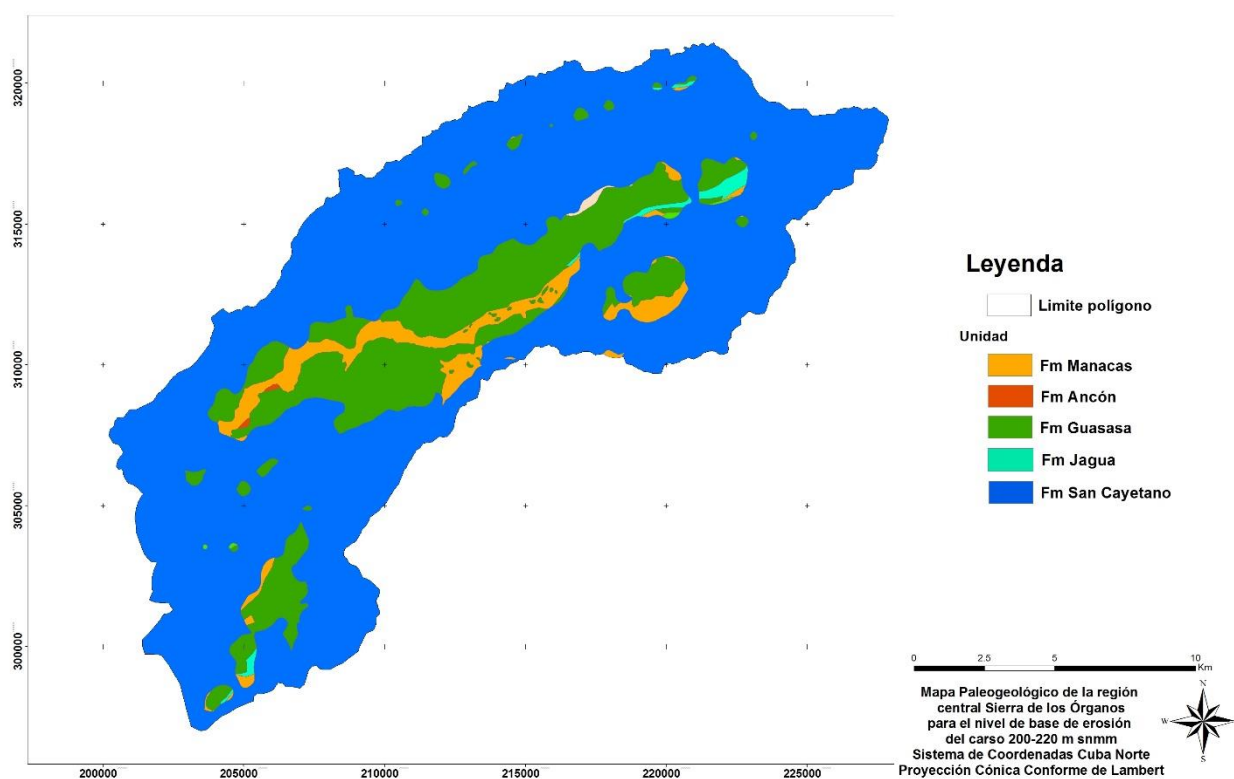


Figura 4.24. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +200 – 220 m snmm, 118 – 131 Ka ap. Para el Pleistoceno Medio al Superior, afloran la mayor parte de las cadenas carbonatadas, a excepción de las que integran las hoy sierras de Guasasa, Galeras y San Vicente.

Nivel de base erosivo del carso + 180 – 190 m snmm, 90 – 114 Ka ap Pleistoceno Superior

Hacia el Pleistoceno Superior parte media, las cadenas de elevaciones carbonatadas continúan aumentando su área de afloramiento (Figura 4.25).

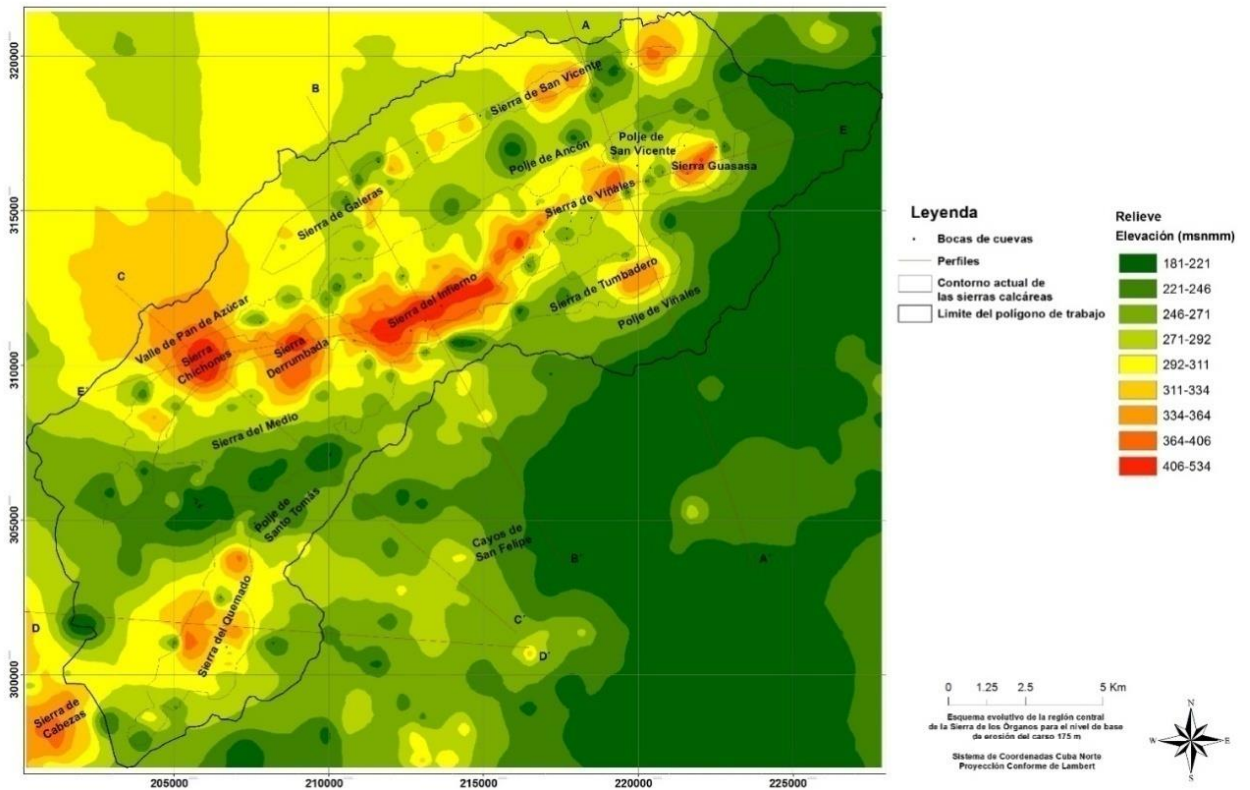


Figura 4.25. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +180 – 190 m snmm, 90 – 114 Ka ap. Se definen con claridad las zonas altas del relieve, que coinciden con las cadenas de rocas carbonatadas y las zonas que hoy ocupan los poljes. El relieve es algo más alto hacia el norte del área.

El relieve continúa siendo más elevado hacia el norte del territorio, conformando una especie de meseta, en contraste con la parte al sur de las elevaciones calcáreas, donde predomina un relieve quebrado, con depresiones y algunas cotas elevadas aisladas. (Figura 4.26).

Continúan su expansión los poljes de contacto de San Vicente, Ancón, el Quemado, Santo Tomás, las Cuevitas, Novillo, la Guasasa, la Penitencia y comienzan a delinarse los de los Cañadones, la Caoba, así como el valle fluvio cárstico de Pan de Azúcar.

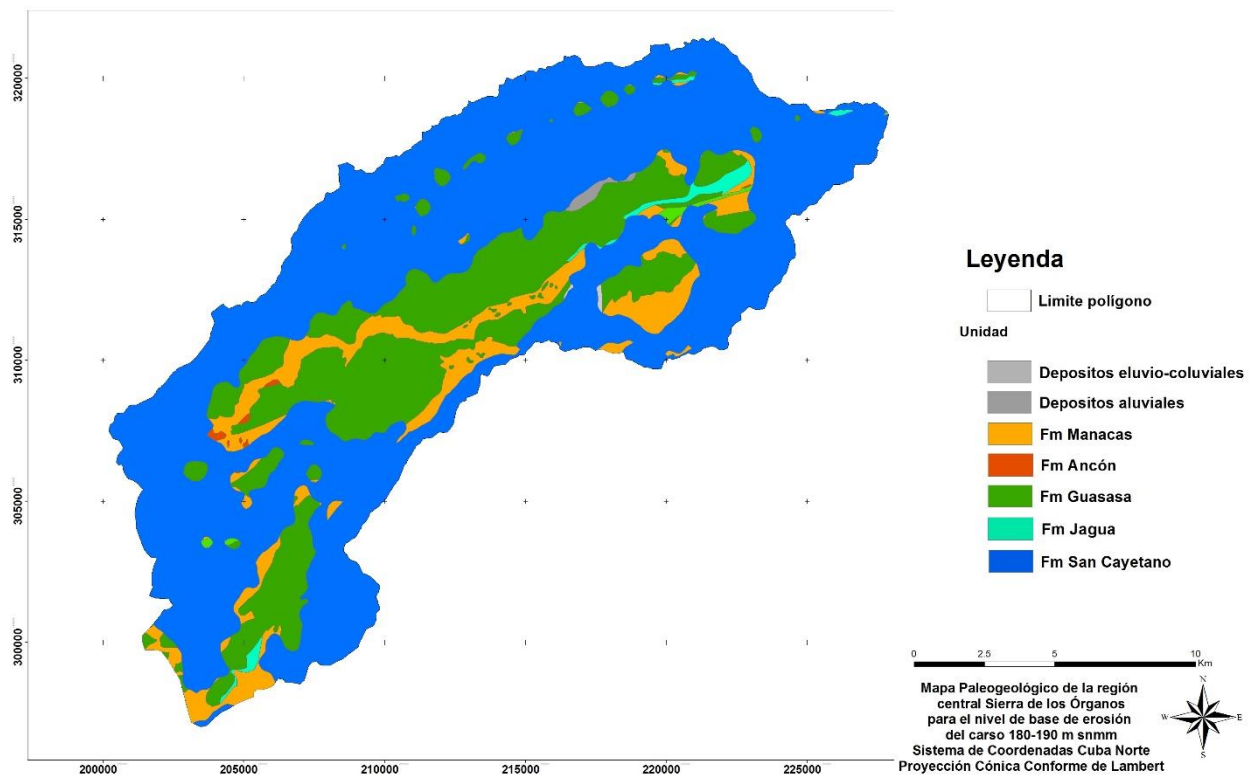


Figura 4.26. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +180 – 190 m snmm, 90 – 114 Ka ap. Para el Pleistoceno Superior aparecen expuestas mayores áreas de rocas carbonatadas del complejo carbonatado, del siliciclástico-carbonatado y de las rocas siliciclásticas de la Formación Manacas.

Hacia el oeste de la región, comienza el desarrollo de la depresión de la cuenca del río Peñas (Valle de Pons). Hacia el suroeste se observa la apertura de la cuenca del río Juan Alonso (curso superior del río Cuyaguaje) en el polje de Isabel María y hacia el noreste el de Hoyos de San Antonio (Anexo 4.3 b).

Es notable el desarrollo de cañones cárnicos, como los que dividen las sierras de Guasasa-Viñales (Puerta de Ancón), Viñales-Infierno, Infierno-Derrumbada, Derrumbada-Chichones, Chichones-Pan de Azúcar. En la Sierra del Quemado se observa una depresión que corresponde con la actual

dolina u hoyo de Fanía. Siguen correspondiendo las bocas de cuevas (Alta, El Tambor, GEDA I y II) con bordes de perímetros de poljes, dolinas o cañones cárnicos (Anexo 4.3 b).

Las líneas de flujo indican un cambio en la dirección de la escorrentía superficial que se hace paralela a la vertiente sur de las cadenas de elevaciones carbonatadas (noreste-suroeste), formando el curso superior de la cuenca del arroyo Santo Tomás y la cuenca del arroyo Novillo (Anexo 4.3 b).

Nivel de base erosivo del carso + 150 – 180 m snmm, 70 – 85 Ka ap Pleistoceno Superior

Hacia el Pleistoceno Superior parte alta, aflora la casi totalidad de las principales cadenas de sierras calcáreas (Guasasa – Viñales – Infierno – Derrumbada – Chichones – Pan de Azúcar, la Esmeralda – las Puertecitas – Tumbadero – Medio – Celadas – la Caoba – la Lata, del Quemado). Se ensanchan los afloramientos del calcáreo de la Sierra de San Vicente y, en menor medida, de la Sierra de Galeras y la mayor parte de los pequeños mogotes que se encuentran en el polje de Viñales (Figuras 4.27 y 4.28).

El relieve continúa siendo más elevado y en forma de meseta hacia la parte norte del territorio, cortado hacia su centro por las elevaciones calcáreas. Al sur de éstas, se mantiene un relieve algo más bajo y diseccionado. Al oeste, se abre una gran depresión en lo que es hoy el valle de Pons (Figura 4.27).

Los poljes de contacto continúan su desarrollo, haciéndose cada vez más amplios y profundos. En los poljes de Santo Tomás y del Quemado todavía existe un marcado predominio de las rocas siliciclásticas de la Formación San Cayetano, quedando restos de material detrítico en los poljes de

la Penitencia y Viñales. En el caso del polje de Ancón, se observan varias depresiones alineadas a lo largo del contacto entre secuencias siliciclásticas y carbonatadas (Figura 4.29, Anexo 4.6).

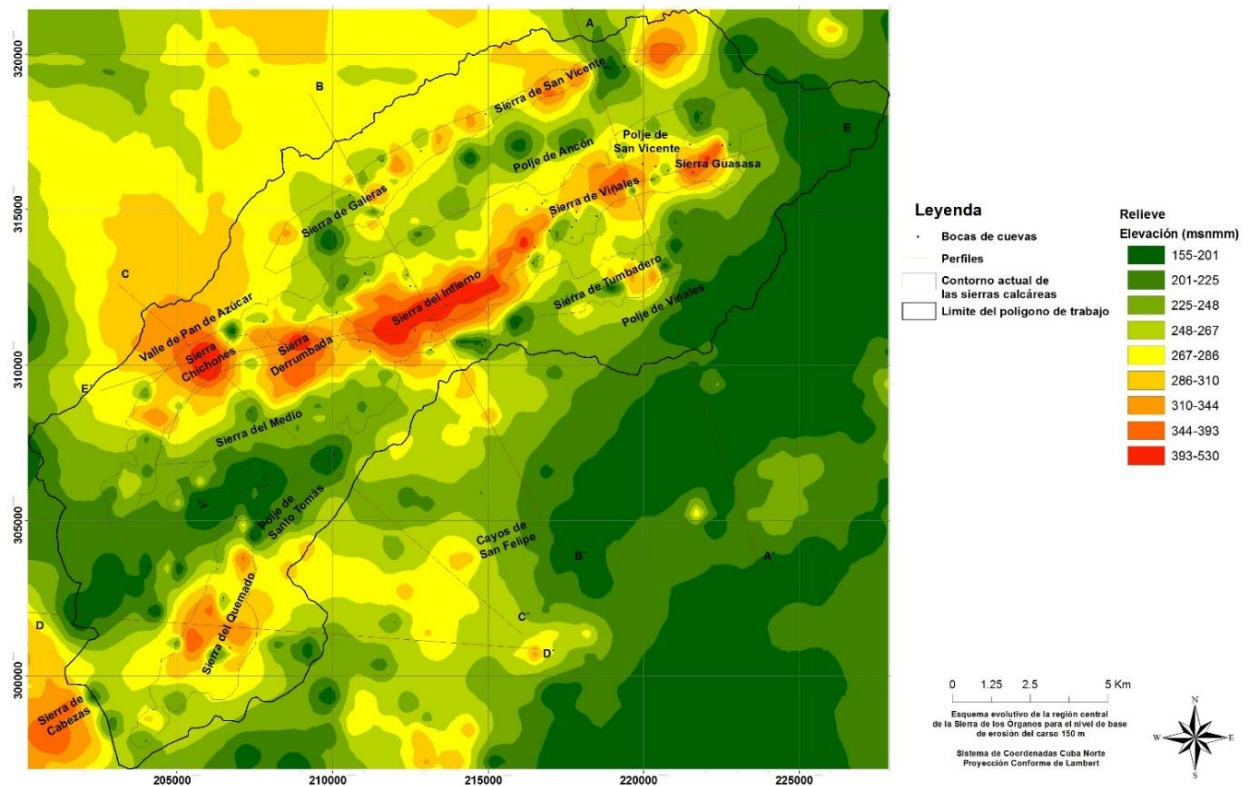


Figura 4.27. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota +150 – 180 m snmm, 70 – 85 Ka ap. Están mejor definidas las cadenas de mogotes y las áreas de los poljes y valles cársicos. Se observa un gran número de bocas de cuevas.

A juzgar por la dirección de las líneas de flujo, parecen desarrollarse zonas de inundación vinculadas a cuencas endorreicas, en los poljes de contacto (Anexo 4.4 a). El área del futuro valle fluvio-cársico de Pan de Azúcar es una depresión dentro de las secuencias siliciclásticas de la Formación San Cayetano. Continúa el desarrollo de cañones y dolinas cársicas en las elevaciones compuestas por secuencias carbonatadas de la Formación Guasasa (Figura 4.29).

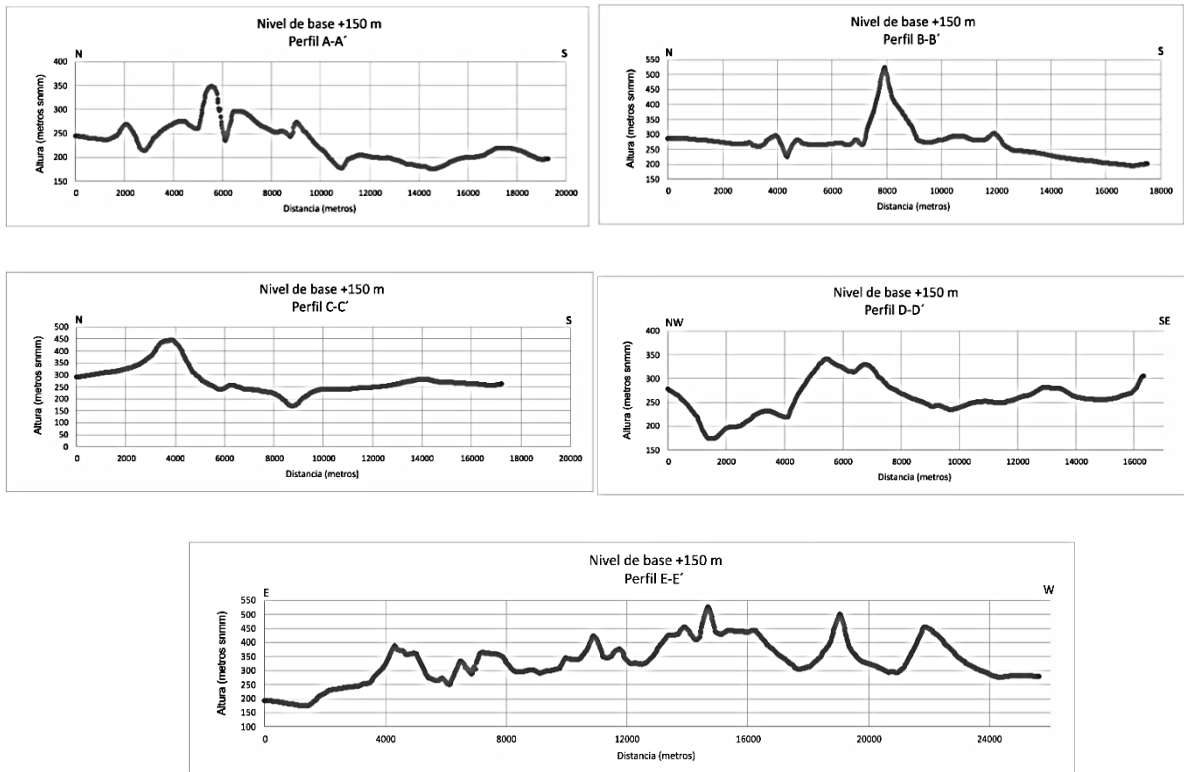


Figura 4.28. Perfiles topográficos a partir de los pisos altitudinales del relieve, en el nivel de base + 150 – 180 m snmm. Exageración vertical 1:10.

Partiendo del polje del Quemado y corriendo en dirección oeste, hacia el valle de Pons, aparece una corriente fluvial. También en la parte norte del área aparece una corriente fluvial que, a través de un gran cañón, corta las secuencias carbonatadas y terrígenas de la Sierra de San Vicente en dirección sur-norte, coincidiendo con la ubicación del actual polje de las Cuevitas y el abra donde se desarrollan los sistemas cavernarios más importantes de este macizo carbonatado (Anexo 4.4 a).

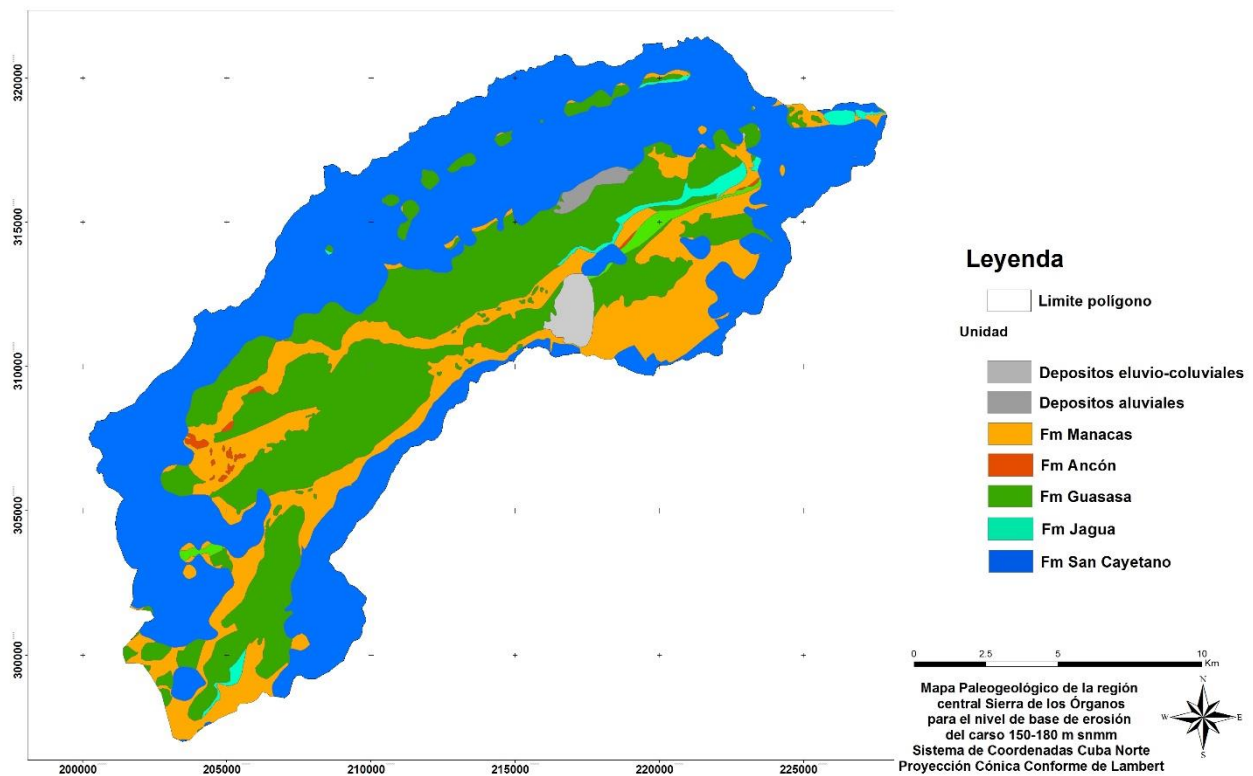


Figura 4.29. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +150 – 180 m snmm, 70 – 85 Ka ap. Hacia la parte alta del Pleistoceno Superior, aparecen afloradas en casi su totalidad las secuencias carbonatadas, gran parte de las siliciclásticas de carácter olistostrómico.

En esta última etapa, el relieve en los poljes marginales va evolucionando hasta el perfil actual y las cuencas hidrográficas del área adquieren una configuración muy similar a la que muestran en el presente (Anexo 4.4 a).

Nivel de base erosivo del carso + 110 – 140 m snmm, 53 – 65 Ka ap Pleistoceno Superior

Para el Pleistoceno Superior parte alta, a excepción de las sierras de San Vicente y Galeras (que constituyen las elevaciones carbonatas situada más al norte), el resto de las cadenas calcáreas se encuentran afloradas casi en su totalidad, con un relieve muy parecido al actual. Afloran también

pequeñas elevaciones como el Fogón de los Negros, Zacarías, la Mina, Jagua Vieja (Figuras 4.30 y 4.31; Anexo 4.4 b).

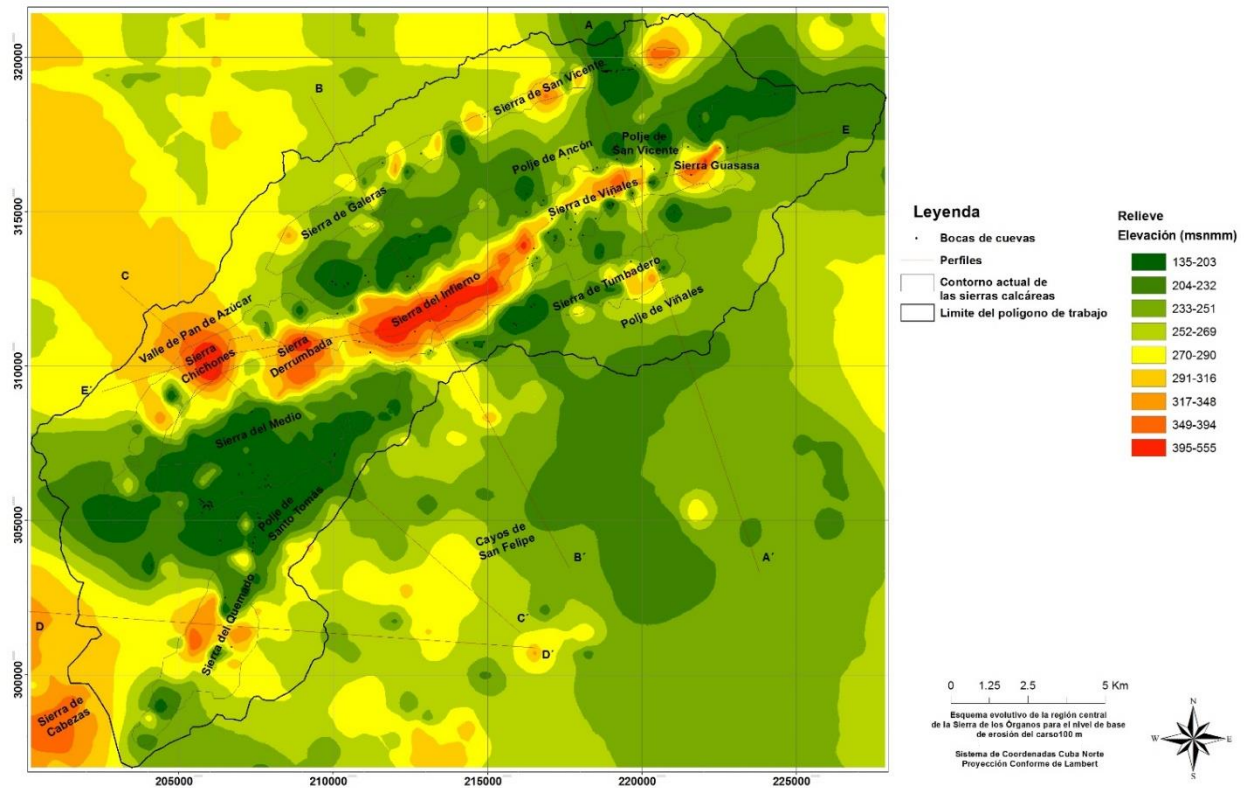


Figura 4.30. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota 110 – 140 m snmm, 53 – 65 Ka ap. Hacia el centro del área se observan las máximas elevaciones en el territorio, rodeadas de depresiones. El relieve hacia el norte de la cadena de elevaciones calcáreas es más elevado que al sur de éstas.

Hacia el sureste del área (Alturas de Pizarras del Sur), comienza la peniplanación del relieve integrado por secuencias siliciclásticas, haciéndose más bajo que en la parte norte (Alturas de Pizarras del Norte). En la zona suroeste el relieve continúa diseccionado y con cotas más elevadas que en el norte (Alturas de Pizarras del Norte) (Anexo 4.4 b).

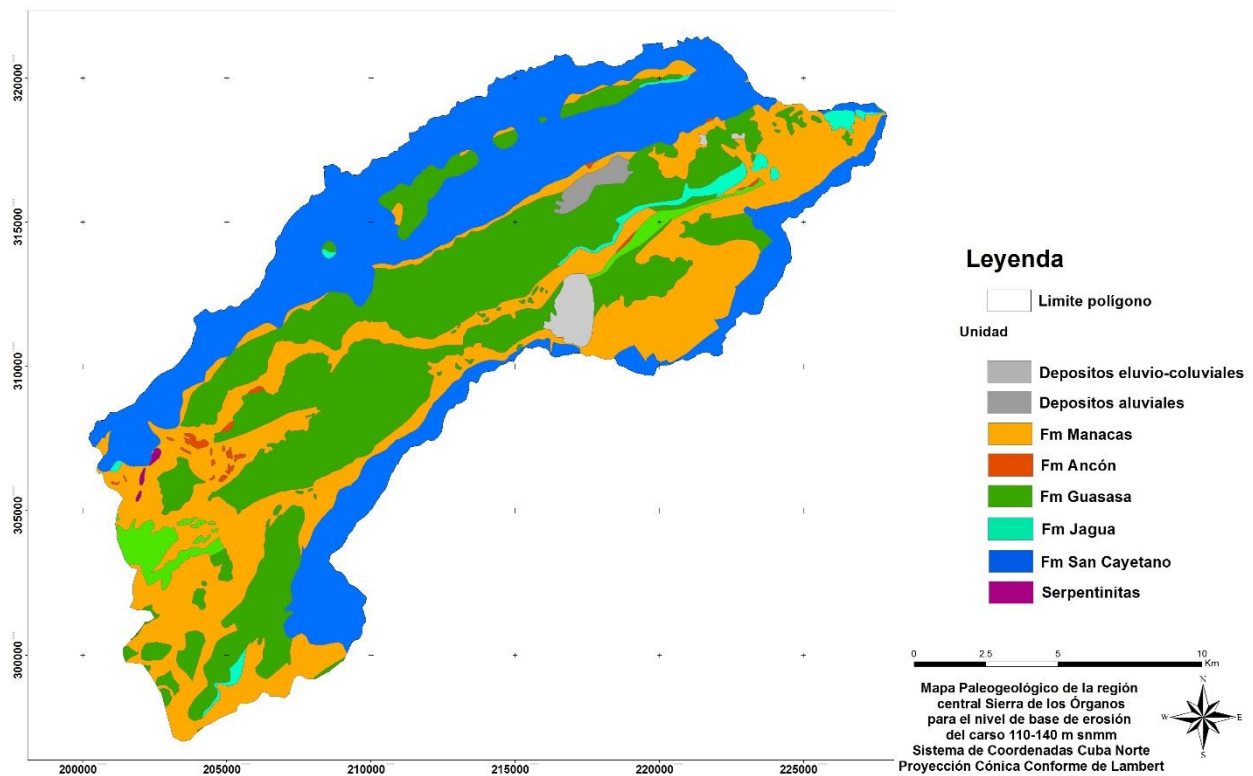


Figura 4.31. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota 110 – 140 m snmm, 53 – 65 Ka ap. Aparecen aflorados todos los núcleos de rocas carbonatadas que integran las cadenas mogóticas actuales. También se aprecian grandes áreas de afloramiento de las rocas de la Formación Manacas.

Hacia el sureste del área (Alturas de Pizarras del Sur), comienza la peniplanación del relieve integrado por secuencias siliciclásticas, haciéndose más bajo que en la parte norte (Alturas de Pizarras del Norte). En la zona suroeste el relieve continúa diseccionado y con cotas más elevadas que en el norte (Alturas de Pizarras del Norte) (Anexo 4.4 b).

Continúa el desarrollo de las zonas de inundación en los poljes de contacto y el desarrollo de dolinas, cañones y abras cársticas en las secuencias carbonatadas de las formaciones Guasasa, Pons y Ancón, como los hoyos de Fanía y Jaruco. Aparece un gran cañón fluvio-cárstico que atraviesa de sur a norte la Sierra de Galeras y continúa su desarrollo el cañón fluvio-cárstico de la Sierra de

San Vicente (Figura 4.30). La escorrentía superficial aparece, de forma general, paralela al contacto entre el cinturón carbonatado y las secuencias siliciclásticas (Anexo 4.4 b).

Nivel de base erosivo del carso + 50 – 80 m snmm, 22 – 39 Ka ap Pleistoceno Superior

En el Pleistoceno Superior tardío el relieve aparece peniplanado y mucho más alto hacia la zona de las Alturas de Pizarras del Sur que en las Alturas de Pizarras del Norte, asemejándose al actual (Figuras 4.32 y 4.33).

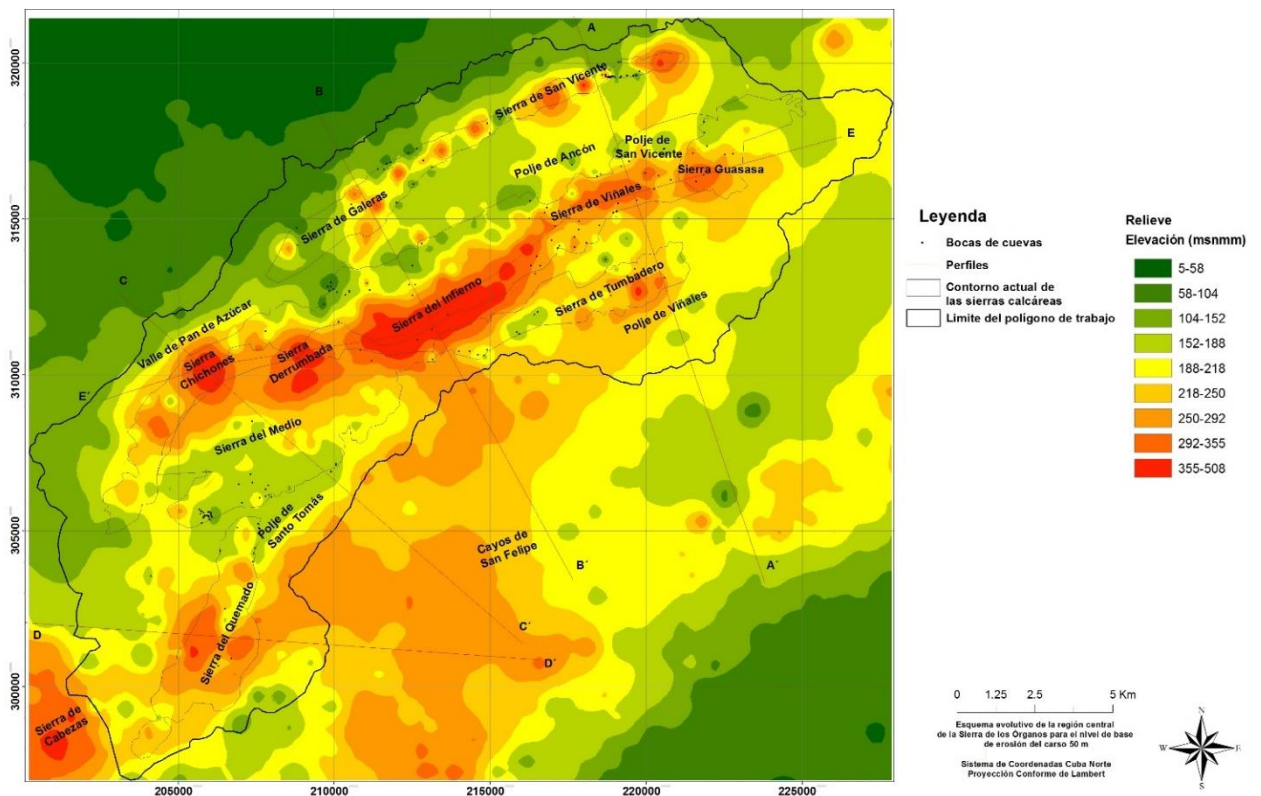


Figura 4.32. Esquema evolutivo del relieve, para el nivel de base erosivo cota + 50 – 80 m snmm, 22 – 39 Ka ap. Aparecen bien definidas las formas más altas del relieve (sierras), así como los poljes y valles. El relieve presenta más altura hacia la parte sur, donde hoy se encuentran las Alturas de Pizarras del Sur.

Se encuentran afloradas todas las secuencias carbonatadas y carbonatado-siliciclásticas que integran el cinturón de mogotes y las pequeñas elevaciones calcáreas aisladas, a excepción del extremo norte del mogote de Pan de Azúcar (Figura 4.34).

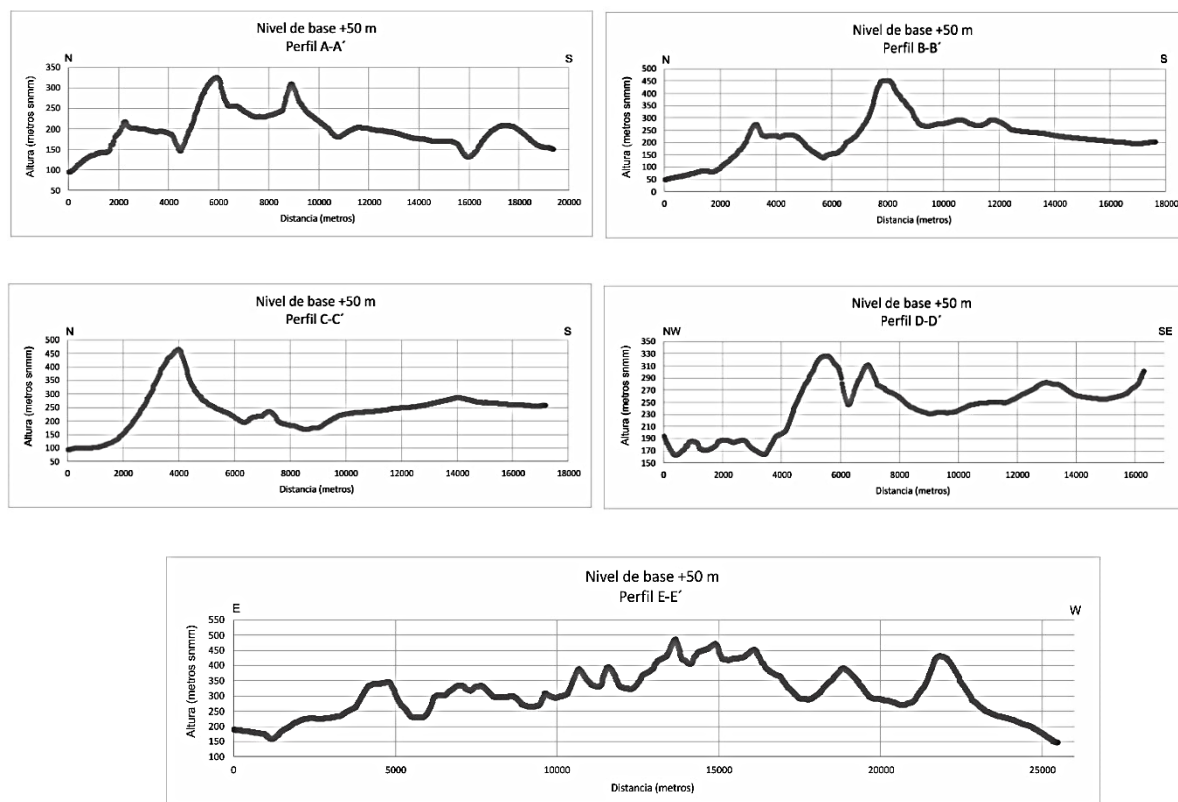


Figura 4.33. Perfiles topográficos trazados sobre el esquema evolutivo del relieve, en el nivel de base + 50 – 80 m snmm. Exageración vertical 1:10.

Dejan de funcionar los cañones fluvio-cársicos de las sierras de San Vicente y Galeras, desarrollándose cuencas de tipo endorreico, con un sistema fluvio-lagunar en la vertiente sur de ambas (poljes de las Cuevitas y los González). Estas mismas condiciones fluvio-lagunares continúan en los poljes de San Vicente, Ancón, Viñales, la Guasasa, la Penitencia, el Novillo, Peñate, el Bolo, la Tierra y el hoyo de los Ruiseñores. Está bien definido el valle del río Pan de Azúcar (Anexo 4.5).

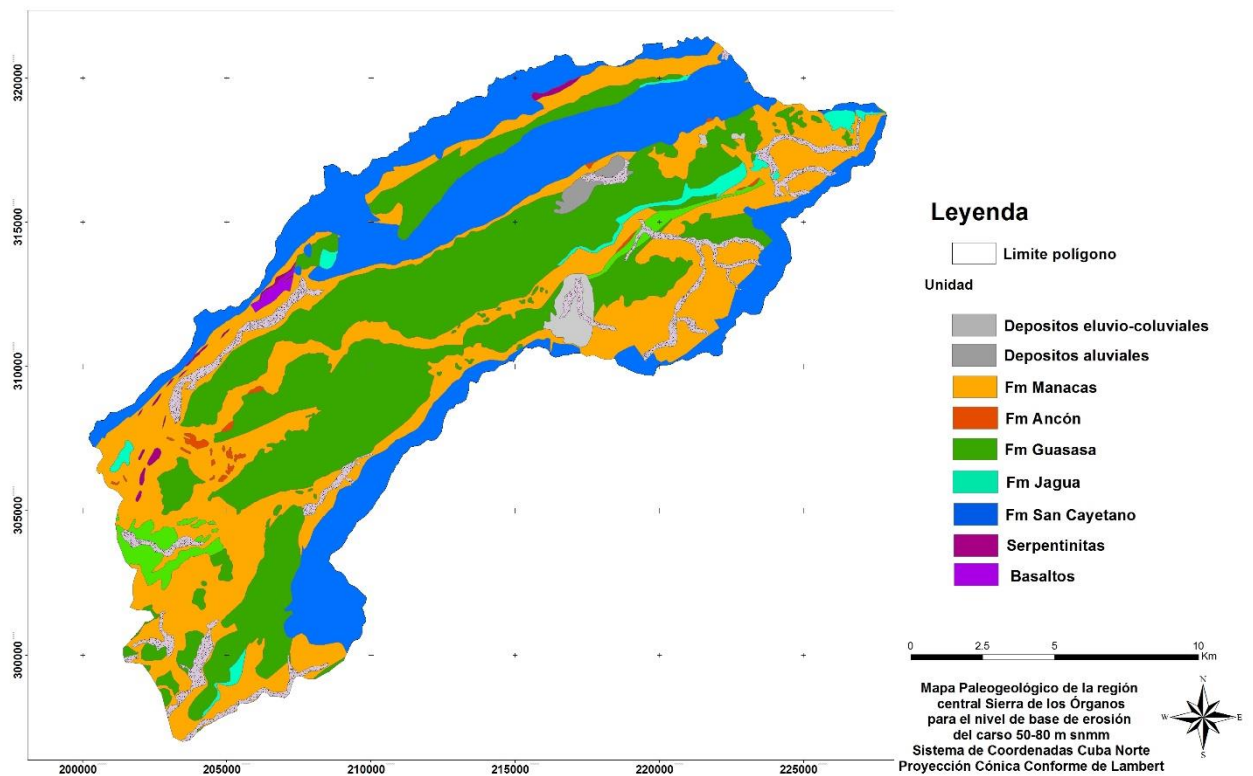


Figura 4.34. Mapa paleogeológico para el nivel de base erosivo cota +50 – 80 m snmm, 22 – 39 Ka ap. Para los inicios del Holoceno, el mapa geológico de la región presenta una configuración bastante semejante a la actual.

Aparecen las cuevas emisivas del sistema Palmarito en Pan de Azúcar (Grande, Chiquita, La Iguana). Las dolinas se ensanchan y profundizan en las elevaciones calcáreas. En esta última etapa, el relieve en los poljes marginales va evolucionando hasta el perfil actual y las cuencas hidrográficas del área adquieren una configuración muy similar a la que muestran en el presente (Anexo 4.5).

Según datos obtenidos a partir de los registros isotópicos de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O} - \delta^{16}\text{O} \text{ ‰ PDB}$) y Carbono ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{12}\text{C} \text{ ‰ PDB}$) de la estalagmita CDANAS-01 de la cueva Dos Anas (Pajón et al., 1999; Pajón et al., 2001; Pajón et al., 2006; Pajón et al., 2007), se infiere para el final del

Pleistoceno e inicios del Holoceno la existencia de una amplia variabilidad climática, con una tendencia general al calentamiento.

4.5. Consideraciones finales del capítulo

El inicio de los procesos erosivos en la cordillera de Guaniguanico puede fijarse en la parte alta del Ypresiano (aproximadamente 50 Ma), al ser el momento en que emerge el territorio, con el fin de la sedimentación de la Formación Manacas y el comienzo, tras un breve lapso, de la destrucción de la cobertura de mantos en los sectores más elevados y la acumulación de las secuencias postorogénicas en las zonas más bajas.

Hace unos 23 Ma, hacia el final del Oligoceno y principios del Mioceno, son destapadas las primeras rocas carbonatadas de la cordillera lo que propició el inicio del desarrollo del carso epigenético en la Sierra de los Órganos.

Mientras, de forma general, la región ascendía lentamente y oscilaba el nivel del mar, descendía el nivel de base regional de erosión dando lugar a superficies de nivelación disecadas por numerosas dolinas. En este momento, las corrientes superficiales desaparecen parcialmente para convertirse en corrientes subterráneas.

En este periodo, el clima era frío, y posiblemente húmedo, con abundantes paleoprecipitaciones. Se intensificaron los procesos cárnicos y las regiones emergidas estaban sometidas a una fuerte erosión. El territorio de la región era ocupado por una gran zona central amesetada, compuesta por las secuencias siliciclásticas que, hacia su parte media, estaba cortada perpendicularmente por una cadena de elevaciones de origen calcáreo.

Para finales del Mioceno y principios del Plioceno, el clima transitaba hacia el enfriamiento, con abundantes paleoprecipitaciones. Existiendo condiciones para el desarrollo de una carsificación intensa, con procesos y ambientes cárscicos bien desarrollados.

Para finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno, existía un clima cambiante, inicialmente cálido y húmedo, que fue derivando hacia el enfriamiento terrestre global. Las paleoprecipitaciones fueron altas, provocando una fuerte erosión y desarrollando una carsificación intensa. Las líneas de flujo principales indican una mejor organización de la esorrentía superficial hacia el sur.

A finales del Pleistoceno Medio y hasta el Pleistoceno Superior parte baja, las cadenas de elevaciones calcáreas continúan ensanchando su área aflorada, continúan profundizándose las dolinas y cañones cárscicos y aparecen las abras, comenzado a desarrollarse los actuales niveles semi-activos de los sistemas cavernarios relacionados con el periodo interglacial Yarmouth, el glacial Illinois y el interglacial Sangamon y prevalecieron ambientes fluvio-lagunares en los poljes marginales de la región.

Para finales de esta época e inicios del Pleistoceno Superior, se instauran en los poljes marginales las corrientes fluviales, circulando en una dirección muy similar a la actual: desde este-sureste hacia oeste-noroeste, con ligeras variaciones.

Hacia el Pleistoceno Superior parte media, las cadenas de elevaciones carbonatadas continúan aumentando su área de afloramiento. El relieve continúa siendo más elevado hacia el norte del territorio, conformando una especie de meseta, en contraste con la parte al sur de las elevaciones calcáreas, donde predomina un relieve quebrado, con depresiones y algunos picos aislados. Las

líneas de flujo indican un cambio en la dirección de la esorrentía superficial que se hace paralela a la vertiente sur de las cadenas de elevaciones carbonatadas.

Hacia el Pleistoceno Superior parte alta, aflora la casi totalidad de las principales cadenas de sierras calcáreas. El relieve continúa siendo más elevado y en forma de meseta hacia la parte norte del territorio, cortado hacia su centro por las elevaciones calcáreas. Al sur de éstas, se mantiene un relieve algo más bajo y diseccionado. A juzgar por la dirección de las líneas de flujo, parecen desarrollarse zonas de inundación vinculadas a cuencas endorreicas, en los poljes de contacto.

Con los grandes cambios climáticos del Pleistoceno Superior (últimos 70 000 años antes del presente) parece relacionarse la última variación en los niveles de cavernamiento del aparato cársico de la Sierra de los Órganos, comenzando a desarrollarse el nivel actual, cuya evolución debió acelerarse con el inicio del último periodo postglacial (Holoceno, alrededor de 10 000 años antes del presente). El mismo trajo consigo un cambio climático con el comienzo de un periodo pluvial y la elevación de las temperaturas y la humedad ambiental.

En varias regiones del área Circuncaribe, el desarrollo de los sistemas cársicos entra en su última fase evolutiva en este periodo. En esta última etapa, el relieve en los poljes marginales va evolucionando hasta el perfil actual y las cuencas hidrográficas del área adquieren una configuración muy similar a la que muestran en el presente.

Para el Pleistoceno Superior parte alta las cadenas calcáreas se encuentran afloradas casi en su totalidad, con un relieve muy parecido al actual. Hacia el sureste del área (Alturas de Pizarras del Sur), comienza la peniplanación del relieve integrado por secuencias siliciclásticas, haciéndose

más bajo que en la parte norte (Alturas de Pizarras del Norte). En la zona suroeste el relieve continúa diseccionado y con cotas más elevadas que en el norte (Alturas de Pizarras del Norte).

Continúa el desarrollo de las zonas de inundación en los poljes de contacto y el desarrollo de dolinas, cañones y abras cársicas en las secuencias carbonatadas. La escorrentía superficial aparece, de forma general, paralela al contacto entre el cinturón carbonatado y las secuencias siliciclásticas.

En el Pleistoceno Superior tardío e inicios del Holoceno, la región experimenta una amplia variabilidad climática, con una tendencia general al calentamiento. El relieve aparece peniplanado y mucho más alto hacia la zona de las Alturas de Pizarras del Sur que en las Alturas de Pizarras del Norte, asemejándose al actual. Se encuentran afloradas todas las secuencias carbonatadas y carbonatado-siliciclásticas que integran el cinturón de mogotes y las pequeñas elevaciones calcáreas aisladas el relieve en los poljes marginales va evolucionando hasta el perfil actual y las cuencas hidrográficas del área adquieren una configuración muy similar a la que muestran en el presente.

Como características generales, las formas del carso epigenético en la región central de la Sierra de los Órganos presentan un fuerte control litológico, estratigráfico y tectónico y, aunque surgieron en momentos diferentes, todas coexisten en el paisaje de hoy.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

1. Los accidentes cárnicos estudiados presentan direcciones de sus ejes coincidentes en su mayoría con las principales direcciones de los rumbos de los alineamientos tectónicos en la región, es decir longitudinal a la estructura del macizo; perpendicular al eje de la estructura; asociada a la rotación en el tiempo del máximo estrés compresivo.
2. Apoyado en el conocimiento del área, fue descrito un modelo conceptual de la evolución de la carsificación epigenética. Este modelo, permitió definir claramente nueve niveles de base de erosión de la carsificación epigenética para la Sierra de los Órganos, en un rango de +50 a +410 m sobre el nivel medio del mar, justificados estadísticamente a partir de la relación entre cotas de bocas de cuevas – cotas de fondos de dolinas y la de cotas del relieve – área de distribución.
3. Según los resultados obtenidos, en la región central de la Sierra de los Órganos existen al menos tres niveles de base de erosión del carso por encima de los calculados para la cuenca del río Cuyaguaje, por lo que se deduce, atendiendo a las evidencias de procesos geoambientales y criterios paleoclimáticos, que son niveles más antiguos, pertenecientes a ciclos erosivos anteriores.

4. A partir del análisis de los datos obtenidos durante la revisión de los materiales de archivo, la reinterpretación de mapas y la evidencia obtenida durante los trabajos de campo, puede concluirse que:

- el nivel de base de erosión del carso más antiguo conservado para la región central de la Sierra de los Órganos está situado entre las cotas +410 – 420m snmm y se desarrolló entre finales del Oligoceno y principios del Mioceno, unos 23 Ma antes del presente;
- el segundo nivel de base de erosión del carso se desarrolló entre el Mioceno tardío Messiniano y el Plioceno temprano Zancieniano, unos 8 Ma atrás, entre las cotas +370 – 380 m snmm;
- entre el Plioceno superior Piacenziano y el Pleistoceno inferior Gelasiano, 3 Ma atrás, se desarrolló el tercer nivel de base de erosión del carso entre las cotas +270 – 280 m snmm;
- un cuarto nivel de base de erosión del carso se desarrolló entre las cotas +240 – 260 m snmm, en el Pleistoceno Medio, unos 163 – 150 Ka atrás;
- para finales del Pleistoceno Medio – Pleistoceno Superior parte baja, +131 – 118 ka atrás, se desarrolló el quinto nivel de base de erosión del carso, entre las cotas 200 – 220 m snmm;
- el sexto nivel de base de erosión del carso, ubicado entre las cotas +180 – 190 m snmm, se desarrolló entre los 114 – 90 Ka atrás, en el Pleistoceno Superior parte media;
- en la parte alta del Pleistoceno Superior, 85 – 70 ka atrás, entre las cotas +150– 180m, se desarrolló el séptimo nivel de base de erosión del carso;

- también, en Pleistoceno Superior parte alta, +65 – 53 ka atrás, se estableció el octavo nivel de base de erosión del carso, a una altura entre los 110 – 140m snmm;
 - para finales de la parte alta del Pleistoceno Superior e inicios del Holoceno, +39 – 22 ka atrás, se desarrolló el noveno nivel de base de erosión del carso, previo al actual, sobre las cotas 50 – 80 m snmm.
5. Según los resultados de la paleoreconstrucción, comprobados con la evidencia compilada durante los trabajos de campo, la red hídrica en sus comienzos, tuvo una orientación marcada hacia el noreste y el sureste, rotando más tarde hacia el sur, hasta quedar orientada hacia el norte, como ocurre en nuestros días.

RECOMENDACIONES

1. Replicar la metodología aplicada en esta investigación en otras áreas de la Sierra de los Órganos, para poder comparar los resultados.
2. Realizar estudios petrológicos de los clastos de rocas carbonatadas presentes en los conglomerados basales de la Formación Loma Candela, para buscar posible presencia de rocas de la Formación Guasasa. Esto puede hacerse extensivo a los horizontes de conglomerados de la Formación Capdevila.
3. Introducir los resultados como apoyo a la Estrategia para la conservación de los espacios cársicos, dentro del Plan de Manejo del Parque Nacional Viñales.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Acevedo, M., 1970. Contribución al estudio de la evolución geomorfológica de la Sierra de Los Órganos, Pinar del Río, Cuba. Revista Tecnológica VIII, 2, 15-34.
2. Acevedo, M., 1971: Geomorfología de Sumidero y sus inmediaciones, Sierra de Los Órganos, Pinar del Río. Revista Tecnológica. La Habana. Nros. 3-4, pp 33-54.
3. Acevedo, M. y Gutiérrez, R., 1974. Contribución al estudio de la estratigrafía del Cuaternario del occidente de Cuba. Revista Voluntad Hidráulica 11 (29). pp: 59-62.
4. Acevedo, M., 1977: Algunas estructuras morfogenéticas del occidente de Cuba. Voluntad Hidráulica. Año XIV. Volumen 42/1977. CDU: 551.4 (729.1). Instituto de Hidroeconomía. Ministerio de la Construcción. La Habana. pp. 11-16.
5. Álvarez, H., 1971. Geología general y estructural de Pinar del Río. MS, Archivo, Empresa Hidroeconómica Pinar del Río (circulación restringida).
6. Álvarez, H y Rodríguez, M., 1984. Datos para la historia de las investigaciones y de la evolución de las ideas geológicas sobre la Sierra de los Órganos. Boletín Sociedad Cubana de Geología. No. 1, pp 22 – 33.

7. Arenillas, I., Arz, J., Grajales-Nishimura, J., Meléndez, A., Rojas, R., 2016. *The Chicxulub impact is synchronous with the planktonic foraminifera mass extinction at the Cretaceous/Paleogene boundary: new evidence from the Moncada section, Cuba*. *Geologica Acta*, Vol.14, N° 1, March 2016, 35-51. DOI: 10.1344/GeologicaActa2016.14.1.4.
8. Astajov, K., Solianik, V., Vasiliev, V., Martínez, D., Fernández, R., Orbiña, R., Dimidov, J., Santa María, S., 1981. Informe sobre los trabajos de levantamiento Geológico escala 1:5000 en la parte noroeste de la provincia de Pinar del Río (hoja 3484-III, 3483-III y 3483-IIIa) Empresa de Geología de Pinar del Río, O.N.R.M., MINBAS.
9. Balado, E. y Molerio, L., 1989. Desarrollo y Aplicación de Métodos Paleogeográficos para el Estudio del Pleistoceno en el Área de Cuba y el Caribe. Memorias 1er. Congreso Geológico Cubano, La Habana p 82.
10. Ballesteros, D., Jiménez, M., García, J., Giralt, S., 2011. *Geological methods applied to speleogenetical reseach in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain)*. *Carbonates and Evaporites*. Volumen 26. Number 1. March 2011.
11. Biyogo, V y García, R., 2008. Factores geológicos que condicionan el surgimiento y desarrollo del Sistema Cársico de la Sierra de Celadas. Tesis de diploma presentada en opción al título de Ingeniero Geólogo. Universidad de Pinar del Río, 2008. Inédito.
12. Bondesan, A, Meneghel, M., Sauro, U., 1992. *Morphometric analysis of dolines*. *International Journal of Speleology*. 21. 1/4. 55 pp.

13. Bosák P., Mihevc A., Pruner P., Melka K., Venhodová D. & A. Langrová, 1999: *Cave fill in the Črnotiče Quarry, SWSlovenia: Palaeomagnetic, mineralogical and geochemical study.* - Acta carsologica, 28/2, 2, 15-39, Ljubljana.
14. Bosák, P., Mihevc A. & P. Pruner 2004: *Geomorphological evolution of the Podgorski Karst, SW Slovenia: contribution of magnetostratigraphic research of the Črnotiče II site with Marifugia sp.* - Acta carsologica, 2004, letn. 33, št. 1, str. 175-204, Ljubljana.
15. Brown, B., O'Connell, M., 1919. *Discovery of the Oxfordian in Western Cuba.* Bull. Geol. Soc. of Am., vol 30 pág. 152.
16. Brown, B., O'Connell, M., 1922. *Correlation of the Jurassic formations of Western Cuba.* Bull. Geol. Soc. Am., vol. 33, pp 639 - 663.
17. Brust, J., Hüneke, H., Meschede, M., Sommer, M., 2011. *Facies and provenance of basin-margin deposits in the Los Palacios Basin (Capdevila Formation, Cuba).* Facies (2011) 57:73–92. Published online: 26 September 2010. Springer-Verlag 2010. DOI 10.1007/s10347-010-0233-1.
18. Burov, V., Martínez, D., Jusainov, Y., Fernández de Lara, R., 1988. Informe sobre los trabajos de levantamiento Geológico a escala 1:50 000 realizados en la parte occidental de la provincia de Pinar del Río, entre los años 1981-86. Archivo Oficina nacional de Recursos Minerales. Ministerio de Energía y Minas. República de Cuba. No. Archivo: 3563.

19. Cabrera, M. 1998. Geología del Cuaternario de la región Norcentral del archipiélago cubano. Memorias III Congreso de Geología y Minería. Tomo I. PP. 78-81. Editorial C.N.D.I.G. La Habana.
20. Cabrera, M., Orbera, L., Hernández, Núñez, A., Pantaleón, G., Triff, J., Pérez, C. M., 2012. Neotectónica y ascenso del nivel medio del mar en Cuba. Instituto de Geología y Paleontología. Centro Nacional de Información Geológica. Editor: PubliSime. La Habana. Cuba. ISBN 978-959-71117-32-2
21. Cáceres, D., Gordon, M., Flores, R., 1993. *Tectonics of Oblique Arc. Continent Collision in Western Cuba, 2: Structural Constraints*. EOS, Transaction, American Geophysical Union. Vol. 74, No. 43, October 26, 1993/ Supplement, pp. 546.
22. Cáceres, D., 1997. Estructura Geológica y Pronóstico Preliminar para metales básicos más Barita en la parte central de las Alturas Pizarrosas del Sur, Tesis doctoral, Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río.
23. Cáceres, D., 1998. Diferentes fases deformacionales en la porción más meridional de la Sierra de los Órganos, Memorias III Congreso de Geología y Minería, Tomo I. PP. 89-92. Editorial C.N.D.I.G, La Habana.
24. Carta topográfica de la República de Cuba a escala 1: 25 000 (1985), Instituto Cubano Geodesia y Cartografía (ICGC), La Habana. Cuba.

25. Casagrande, G., Cucchi, F., Zini, L., 2005. *Hazard connected to railway tunnel construction in karstic area: applied geomorphological and hydrogeological surveys*. Natural Hazards and Earth System Sciences 5, 243–250
26. Cobiella, J., 1996. Estratigrafía y eventos jurásicos en la Cordillera de Guaniguanico. Minería y Geología. Vol. XIII. No. 3. Pag. 11.
27. Cobiella, J., 2008. Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución de SE del Golfo de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas v.25, núm. 3, 2008, p. 382-401.
28. Comité Ejecutivo del Consejo de Ministros (2001): Acuerdo No. 4262. Gaceta Oficial de la República de Cuba, Edición Ordinaria, 18 de diciembre del 2001, Año XCIX, Número 88, página 1771-1772.
29. Cotilla, M. O. y Álvarez, J. L., 2001. Regularidades sismogenéticas de la Unidad Neotectónica Occidental de Cuba. Revista geológica de Chile. Rev. geol. Chile v.28 n.1 Santiago jul. 2001. versión impresa ISSN 0716-0208
30. Cvijić, J., 1893, *Das Karstphänomen*. Geographische Abhandlungenv. 5, p. 217-330. Berlin. Alemania.
31. Cvijić, J., 1918. *Hidrographie souterraine et evolution morphologique du karst*. Rec. Trav. Isntitute Geographique Alpine, 6, pp 1-56. Grenoble. Francia.

32. Cvijić, J., 1924. *Geomorfologija I*, 324, Beograd.
33. Day, M. J., 2007. *Natural and anthropogenic hazards in the karst of Jamaica*. Parise, M. and Gunn, J. (Editors) *Natural and anthropogenic hazards in karst areas. Recognition, Analysis and Mitigation*, Geological Society, London, Special Publications, 279, pp 173-184. DOI: 10.1144/SP279.14. 0305-8719/07. ISBN978-1-86239-224-3.
34. de Smith, Goodchild y Longley, 2009. *Univariate classification schemes in Geospatial Analysis – A Comprehensive Guide, 3rd edition; 2006–2009*. All maps contain National Statistics data © Crown copyright and database right 2015. Additional mapping data copyright Experian Ltd, Navteq 2013 Q4.
35. De Waele, J., Plan, L., Audra, F., 2009. *Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction*. *Geomorphology* 106 (2009). pp 1– 8. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.09.023. journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph
36. Denis, R., 1998. Algunas consideraciones sobre el Cuaternario de Cuba Occidental, *Memorias III Congreso de Geología y Minería*, Tomo I. PP. 180-182. Editorial C.N.D.I.G. La Habana.
37. Denizman, C., 2003: *Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida*. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 65, n. 1, 29-35.
38. Díaz, C., 1999. Geología y geomorfología del curso de la Sierra de San Vicente, Tesis de Maestría, Mención Geología Regional, Universidad de Pinar del Río. 51 pp.

39. Díaz, C., Morales, G., Ramírez, R., Farfán, H., 2011. Estructura geológica y su vinculación con las morfoestructuras del área de la cuenca del arroyo Santo Tomás y la sierra de Santo Tomás – Quemado. Memorias IV Convención de Ciencias de la Tierra. Sociedad Cubana de Geología. La Habana. Cuba.
40. Díaz, J. L., Portela, P. A., Blanco, S. P., Magaz, G. A., 1985: Características morfoestructurales del relieve cubano y su importancia para el estudio de los macizos cársicos. Resúmenes Simposio XLV de la Sociedad Espeleológica de Cuba. P 59.
41. Díaz, J. L., Magaz, A. R., Portela, A., Bouza, O., Hernández, J. R., 1990. El Relieve de Cuba, Revista Ciencias de la Tierra y el Espacio No 18, Edit. ACC, La Habana, 33-44 pp.
42. Díaz, N., Valdés, C. E., Zubiaur, K., 2000: Utilización de Técnicas Automatizadas para el estudio Geólogo – Geomorfológico de un sector de la provincia de Pinar del Río. Grupo de Estudios Regionales del CITEC: Informe al Departamento de Ingeniería del MINFAR.
43. Domínguez, M., Rodríguez, A., Wobbe, F., Stanek, K. P., Gloaguen, R., 2007. Morfoalineamientos en la zona costera entre el poblado de Yamanigüey y la ciudad de Baracoa. Minería y Geología, no. 3 v. 23. 2007.
44. Ducloz, C., 1963. *Etüde geomorphologique de la région de Matanzas, Cuba*. Arch. Sc. Geneve, 16. 2, 351-402.

45. Eraso, A. (1986): Método de predicción de las direcciones preferenciales de drenaje en el karst. Kobie. Serie Cienc. Nat. XV, Bilbao: 15-165
46. Eraso, A y Herrero, N., 1986. Propuesta de un nuevo método de deducción de las direcciones principales de drenaje en el carso. Editorial Jumar. Especial monográfico 7. 93 pp. España.
47. Eraso, A., Garay, P., Medina, R., Paredes, C., 1992. Aplicación del método de predicción al karst de las montañas de Nakanai en Nueva Bretaña, Papua Nueva Guinea. GTICEK. Taller Internac. Sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas, Publ. Universitat Jaume I de Castelló,:233-239
48. Farfán, H., Díaz, C. y Aldana, C., 2010. *Dolines in Sierra de Quemados and their relationship whit the development of the Gran Caverna de Santo Tomás, Viñales, Cuba*. Geophysical Reserch Abstracts 12.
49. Farfán, H., Díaz, C., Ramírez, R., 2010. Algunas consideraciones sobre el desarrollo y distribución de las dolinas en el Parque Nacional Viñales, Pinar del Río, Cuba. Mapping interactivo. Revista internacional de Ciencias de la Tierra. Vol: Febrero-Marzo/2010. http://vw.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=1552 (1 of 7)2/10/2010.
50. Fernández, E., 1995. Introducción a la Geología Kárstica. Federación Española de Espeleología. Badalona. 202 pp.
51. Filipponi, M., 2009. *Spatial Analysis of Karst Conduit Networks and Determination of Parameters Controlling the Speleogenesis along Preferential Lithostratigraphic Horizons*.

Thèse No 4376 (2009). Pour l'obtention du grade de Docteur ès Ssciencs. Faculté Environnement Naturel, Architectural et Construit Laboratoire de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement Programme Doctoral en Environnement. Laussana. Suiza.

52. Filipponi, M., Jeannin, P. Y., Tacher, L., 2009: *Evidence of inception horizons in karst conduit networks*. *Geomorphology* 106 (2009) 86–99 www.elsevier.com/locate/geomorph
53. Florea, L. J., Vacher, H.L., Donahue, B., Naar, D., 2007. *Quaternary cave levels in peninsular Florida*. *Quaternary Science Reviews* 26 (2007) 1344-1361. Elsevier Lid. doi: 10.1016/j.quascirev.2007.02.011
54. Flores, E. y Flores, L., 1998. Evolución y desarrollo tridimensional de la Cueva de los Gigantes, Sistema Cavernario Majagua-Canteras. Memorias III Congreso de Geología y Minería. Tomo I. PP 244-247. Editorial C.N.D.I.G. La Habana.
55. Ford, D. Cy Williams, P. W., 1989. *Karst geomorphology and hidrology*. Unwin Hyman. London 601 pp.
56. Forti, P., Francavilla, F., Prata, E., Rabbi, E., 1985. *Evolucione idrogeologica dei sistema carsici dell'Emilia Romagna*. Universidad de Bolona, 60 pp
57. Forti, P. y Rossi, G., 1991. *Idrogeologia ed evolucionc carsica della Codula di Luna (Sardegna)*. Atti e Memorie Comm. Grotte "E. Boegan". Vol. 320. Trieste. Italy. 53-79pp.

58. Franco, G. L., González, R. A., Recio, A. M., Furrázola, G., Delgado, R., Triff, J., 1992. Léxico Estratigráfico de Cuba. Primera versión. Instituto de Geología y Paleontología, Ministerio de Industria Básica, La Habana Cuba. 171 pp.
59. Gams, I., 1966: *Factors and dynamics of corrosion of the carbonatic rocks in the Dinaric and Alpine karst of Slovenia (Summary)*. Geografski vestnik 38, 11 -68, Ljubljana.
60. Garay, P y López, B., 1986, Consideraciones morfométricas y genéticas sobre perforaciones cilindroideas en el lapies. Estudio comparativo en el carso español. IX Congreso Internacional de Espeleología. Barcelona. España.
61. Garay, P., 1990. Evolución geomorfológica de un carso mediterráneo: El macizo del Mondúver. (La Safor, Valencia). Tesis de Licenciatura. Cuadernos Valencianos de Carsología. Vol. I. Diputación de Valencia. España. 175 pp.
62. Garay, P., 2004. Relieves kársticos en España: una evolución geomorfológica compleja. Editores: Andreo, B. y Durán, J. J. Investigaciones en sistemas kársticos españoles. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrología y Aguas Subterráneas, Madrid. España. No 12, 27-47. ISBN: 84-7840-551-8.
63. García, J., 2005: Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
64. García, D. E, Gil, S., Delgado, R. D., Millán, G., Peñalver, L. L., Cabrera, M. C., Denis, R., Chang, J. L., Fuentes, M., Díaz, C. O., Suárez, V., Llanes, A. I., Pérez, R. A., Torres, M., Pérez,

- C. P., Díaz de Villalvilla, L.C., 2005. Mapa geológico de la provincia de Pinar del Río a escala 1: 100 000 en base digital. Geociencias 2005, La Habana, Cuba.
65. Gordon, M., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R., 1997. *Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary zone in western Cuba*. En: Journal of Geophysical research, Vol. 102, Number B5. Pp. 10,005-10,082. American Geophysical Union.
66. Gospodarič, R., 1985: *On the spelogenesis of Divaška jama and Trhlovca Cave*. - Acta carsologica, XIII: 5-32, Ljubljana.
67. Gospodarič, R., 1988: *Paleoclimatic record of cave sediments from Postojna Karts*. - Ann. Soc. geol. Belg., 111, 91-95.
68. Goto, K., Tada, R., Tajika, E., Iturralde, M., Matsui, T., Yamamoto, S., Nakano, Y., Oji, T., Kiyokawa, S., García Delgado, D., Díaz Otero, C., y Rojas-Consuegra, R., 2008. *Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami deposits in northwestern Cuba*. Cretaceous Research. V. 29, N° 2, p 217-236.
69. Gradzinski, R., Radomski, A., 1963. *Types of Cuban caves and they dependence controlling karst development*. Bulletin Academia Polonaise des Sciences. Serie des Sciences Geologique et Geographique. Vol XL, No. 3. pp. 151-210.
70. Gradzinski, R., Radomski, A., 1965. *Origen and development of internal poljes "hoyos" in the Sierra de Los Órganos*. Bulletin Academia Polonaise des Sciences. Serie des Sciences Geologique et Geographique. Vol. XIII, No. 2. pp 181-186.

71. Gradzinski, R., Radomski, A., 1967. *Spenstresenia nad reswojeu jaskiki krasu kopiastege West Sierra de Los Órganos (Kuba)*. Acta Geologica Polonica. Vol. XVII, 2. pp 273-297.
72. Grund, A., 1905. *Die Karsthydrographie*. *Pencj's*. Geographic Abhandl., VII, 3, 200 pp. Leipzig.
73. Grund, A., 1910. *Zur Frage des Grundwassers im Karste*. Mitt. Soc. Geogr. Vienne, 54, pp. 606-617.
74. Grund, A., 1914: *Der geographishes zyclus um Karst*. - *Zeitsch. d. Gesell f. Erdkunde*, S. 621-640, Berlin
75. Gutiérrez, R., 1995. Condiciones geológicas del desarrollo diferenciado de la carsificación en la Cordillera de Guaniguanico. Cuba Occidental. En: El Karst y los Acuíferos Kársticos, ejemplos y métodos de estudio Editores: Pulido-Bosh, A., Fagundo, J. R., Rodríguez, J. E., 1994. Universidad de Granada, España, ISBN: 84-605-1917-1, pp. 11-26.
76. Habič, P., 1982: *Kraški relief in tektonika*. Acta carsologica, 4, 23-43, Ljubljana.
77. Hatten, C., 1957: *Geologic report on Sierra de los Órganos*. Fondo Geol. (MINBAS), La Habana.
78. Hatten, C., 1967. *Principal features of Cuban geology: Discussion*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin 51, 780-789.
79. Häuselmann, P., Jeannin, P. Y., Bitterli, T., 1999. *Relationships between karst and tectonics: case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland)*. Geodinamica Acta 12

(1999) 377–388. 1999 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.
S0985311199001047/FLA.

80. Hernández, J. R., 1987. Geomorfología estructural y Geodinámica reciente del relieve de Cuba sudoriental en la zona de interacción de la Microplaca Cubana y la fosa profunda de Bartlet. Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de la URSS, Moscú, 264 pp.
81. Hernández, J. R., 1989. Geomorfología estructural del sistema montañoso de la Sierra Maestra y de las depresiones graben adyacentes. Ed. Academia, La Habana, pp. 1-45.
82. Hernández, J. R., Díaz, J. L., Magaz, G. A., González, O. R., Portela, P. A., 1991. Morfotectónica de Cuba oriental. Publicación especial Academia de Ciencias de Cuba, 43 pp.
83. Hernández, I., Pajón, J., y Cabrera, H., 2001. Paleoclima Multimedia. En: Pajón, J.M. (Ed.), Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental. Monografía (273 pp.). Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano (GEPROP), Ciudad de La Habana: pp. 6-16
84. Herrera, N. M., 1961. Contribución a la estratigrafía de la provincia de Pinar del Río. Revista Sociedad Cubana Ingenieros, LXI (1-2):2-23.
85. Iturralde, M, 1977. Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. ACC. Ser.: Informe Científico, N 20, 24 p.

86. Iturralde, M. 1981. Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio (3):51-90.
87. Iturralde, M., 1998. Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. Acta Geológica Hispánica, v. 33 (1998), n° 1-4, p. 9-56.
88. Iturralde, M., 2003. Ensayo sobre la Paleogeografía del Cuaternario de Cuba. Memorias Geomin 2003, La Habana, 24-28 de marzo. ISBN 959-7117-11-8.
89. Iturralde, M., Ceballos, Y., García, A., Pszczółkowski, A., Fagundo, R., Batista, R., Gasparini, Z., 2011. Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, ISBN 9-789592-572863 La Habana, Cuba.
90. Jáimez, E., Gutiérrez, D. A., Fleita, R., Garea, E., Álvarez, J., Jiménez, O., Crespo, R., Delgado, L. A., Delgado, R., Ferro, S. M., Perera, O., Betancourt, J., Artalejo, A., Hernández, M., Carricarte, A., 2005. El sistema cavernario de Constantino de cara al siglo XXI. Memorias Congreso 65 Aniversario Sociedad Espeleológica de Cuba.
91. Jakucs, L., 1977. *Morphogenetics of Karst Regions. Variants of Karst Evolution*, Edit. Akademiai Kiado, Budapest, Hungria.
92. Jenks, G. F., 1967. *The Data Model Concept in Statistical Mapping*, en International Yearbook of Cartography n° 7: pp. 186-190.
93. Jiménez, M., Durán, J. J., López, Martos, J. E., Arrese, B., 2004. Estudios geomorfológicos en cavidades kársticas de España. Editores: Andreo, B. y Durán, J. J. Investigaciones en sistemas

- kársticos españoles. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrología y Aguas Subterráneas, Madrid. España. No 12, 27-47. ISBN: 84-7840-551-8.
94. Kartashov, I., Cherniajovski, A., Peñalver, L., 1981. El Cuaternario de Cuba, vol. 356, Ed. Nauka, Moscú, 145 p.
95. Khudoley, K. y Meyerhoff, A., 1971. *Paleogeography and Geological History of Greater Antilles*, en Geological Society of America, Memoria 120, 1971.
96. Kilarity, L., 1968. *Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques. (Région du gouffre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura vaudois)* Bull. Soc. Neuchateloise Sc. Nat. 91. pp. 127-146.
97. Kilarity, L., 1969. *Statistical Analysis of fractures (orientation and density)*. *Geologische Rundschau*, 59: pp. 125-151.
98. Klimchouk, A., Ford, D., 2000. *Lithologic and structural controls of dissolutional cave development*. In: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis, evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville (Alabama), pp. 54–64
99. Knez, 1997. *Speleogenesis of phreatic channels in bedding-planes in the frame of karst aquifer (Škocjanske Jam Caves, Slovenia)*. 12th UIS Congress, La Chaux-de-Fonds 2, 279-282.
100. Knez, M., 1998. *The influence of bedding-planes on the development of karst caves (a study of Velika Dolina at Škocjanske Jame, Slovenia)*. *Carbonates and Evaporites* 13, 121–131

101. Knez M., Slabe, T., 2004. *Highways on karst. In Gunn, J. (edit) Enciclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearbon, New York, London.
102. Knez M., Slabe, T., 2010. *Uncovered caves and their consevation during the construction of motoways over classical karst and other types of Slovenian karst*. Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J. J., La Moreaux, J. W. (editors), *Advances in Research in Karst Media*. Edit. Springer. DOI: 10.1009/978-3-642-1285-0.
103. Lamadrid, J., Horta, R., 1977. *Geomorfología*. Editorial Pueblo y Educación. La Habana. Cuba. 160 pp.
104. Lambeck, K., J. Chappell, 2001. *Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle*. Science v. 292: 679-686
105. Leal, E., 2005. Estudio multidisciplinario de una localidad cársica. Sierra de Tumbadero. Viñales. Tesis de Grado. Universidad de Pinar del Río (inédito).
106. Lehmann, H. (1953): Carso-Entwicklung in den Tropen. Die Uns. In Wissenschaft und Technik, Frankfurt, (18): 32-45
107. Lehmann, H., 1954. *Der tropische kegelkarst auf der Grofen Antillen*. Erdunde, 8 Bonn, 2. pp 130-139.
108. Lehmann, H., 1960 a. Las áreas cársicas del Caribe. Revista Sociedad Geográfica de Cuba. Año XXX. No. 2. pp 45-53.

109. Lehmann, H., 1960 b. *Internationalor Karst Atlas*. Blatt 1, "Sierra de Los Órganos", Ztschr. F. Geomorphologie. Suppl 2.
110. Lehmann, H., 1968. *Disskusionsbemerkingen zu "Physiographie and Geological Control in Development of Cuban Mogotes"* von V. Panos and O. Stelcl, Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 12. No. 2. 171-173.
111. Llópiz, N., 1982. Fundamentos de hidrogeología cársica. Introducción a la geoespeleología. Editorial Revolución. La Habana. Cuba. 257 pp.
112. López, B., 1987. Geomorfología del carso de Pinar Negro. Sierra de Segura. Jaen. Lapiés monográfico II. Valencia. España.
113. López, M y Pulido, A., 1995. La estructura fisural y cársica del acuífero de Sierra Gorda (Cordilleras Béticas, Granada y Málaga, España). En: El carso y los acuíferos kársticos. Ejemplos y métodos de estudio. Ed: Pulido, A., Fagundo, J. R., Rubio, J. E. Universidad de Granada. ISBN 84-605-1917-1. pp. 63-80.
114. Lolcama, J. L., Cohen, H. A., Tonkin, M. J., 2002. *Deep karst conduits, flooding, and sinkholes: lessons for the aggregates industry*. Engineering Geology 65, 151–157
115. Lowe, D., 1992. *The origin of limestone caverns: an inception horizon hypothesis*. Ph.D. dissertation, Manchester Polytechnic University, U.K., 512 p.

116. Lowe, D., 1999. *Why and how are caves organized: does the past offer a key to the present?* Acta Carsologica 28, 121–144
117. Lowe, D., 2000. *Role of stratigraphic elements in speleogenesis: the speleo inception concept.* In: Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N., Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis, evolution of karst aquifers.* National Speleological Society, Huntsville (Alabama), pp. 65–76.
118. Lowe, D. J., 2004. *Inception of cave.* In Gunn, J. (edit) *Encyclopedia of Cave and Karst Science.* Fitzroy Dearbon, London, pp 437-441.
119. Luis, M., 2001. Evaluación para la protección de los mogotes de la Sierra de Los Órganos y el Pan de Guajaibón. Tesis en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geográficas. Facultad de Geografía, Universidad de La Habana, 187 pp. Inédito.
120. Slabe, T., 1997: *Karst features discovered during motorway construction in Slovenia.* - Environ. geol. (Berl.), 1997, letn. 32, št. 3, str. 186-190.
121. Magaz, G. A., Díaz, J., 1986. Las morfoestructuras de la región centro-oriental de Cuba. En: Los principios básicos de la clasificación morfoestructural del relieve cubano y su aplicación en la región centro-oriental de Cuba. Publicación especial, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, pp 13-60.
122. Magaz, G. A., Cisneros, L. R., 1995. Criterios morfoestructurales para la caracterización de sistemas kársticos y sus acuíferos en el ejemplo de la depresión intramontana San Claudio-San Francisco, Sierra del Rosario, Cuba. En: *El Karst y los Acuíferos Kársticos, ejemplos y métodos*

de estudio Editores: Pulido-Bosh, A., Fagundo, J. R., Rodríguez, J. E., 1994. Universidad de Granada, España, ISBN: 84-605-1917-1, pp. 47-62.

123. Magaz, G. 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 Editores: Pulido-Bosh, A., Fagundo, J. R., Rodríguez, J. E., 1994. Universidad de Granada, España, ISBN: 84-605-1917-1, pp. 81-96.

124. Mardones, M., Jara, J., Vargas, J., 2007. El Patrón Hidrográfico de la Cuenca del Río Blanco: Control Tectónico y Geomorfológico, Revista de Geografía Norte Grande, no 38, pp.79-98.

125. Marinos, P. G., 2001. *Tunnelling and mining in karstic terrain: an engineering challenge*. In: Beck, B.F., Herring, J.G. (Eds.), Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hydrology. Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 3-16

126. Martínez, D. y Fernández De Lara, R., 1988. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y búsqueda acompañante a escala 1:50 000 en la parte central de la provincia de Pinar del Río. Inv. 3642. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio Industria Básica, La Habana (inédito).

127. Martínez, D., 1994. Informe sobre la generalización del mapa geológica del occidente de Cuba a escala 1:100 000. O.T.R.M. Pinar del Río.

128. Melik, A., 1955. *Kraška polja Slovenije v pleistocenu*. - Dela Inštituta za geografijo SAZU, 3, 1-163, Ljubljana.
129. Menéndez, L., Rojas, R., Villegas, J. y López, R.A., 2011. *Taphonomy, chronostratigraphy and paleoceanographic implications at turbidite of Early Paleocene (Vertientes Formation), Cuba*. - Rev. Geol. Amér. Central, 45: 87-94.
130. Meyerhoff, H. A., 1938. *The texture of karst topography in Cuba y Puerto Rico*. Journal Geomorphology, 1. pp 279-295.
131. Mihevc, A., 1993. *Contact karst of Brkini Hills*. - Acta carsologica, 23, 100-109, Ljubljana
132. Mihevc, A. y Zupan Hajna, N., 1996. *Clastic sediments from dolines and caves found during the construction of the motorway near Divača, on the Classical Karst*. - Acta carsologica, 25, 169-191, Ljubljana.
133. Mihevc, A., Slabe, T. y Šebela, S., 1998. *Denuded caves-an inherited element in the karst morphology; the case from Kras*. - Acta carsologica, 27/1, 165-174, Ljubljana.
134. Mihevc, A., 2001. *Speleogeneza Divaškega krasa*. - Zbirka ZRC, 27: 1-180. Ljubljana.
135. Molerio, L., 1978. Fundamentos del Mapa Hidrogeológico del Karst Cubano. Voluntad Hidráulica Vol:47-48. pp. 50-54.
136. Molerio, L. y Guerra, M., 1983. Geomorfología e hidrogeología cársica del Valle de Pan de Azúcar, Sierra de Los Órganos, Pinar del Río. Revista Voluntad Hidráulica. Volumen 62,

Año XX, Instituto de Hidroeconomía del Ministerio de la Construcción. La Habana. Cuba.
ISSN 81241/164. pp. 23-36

137. Molerio, L., 1984. La estructura geológica y el campo de propiedades físicas de los acuíferos cársicos. Resumen. X Jornada Científica del Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, p. 88.
138. Molerio, L. y Balado E., 1989. Paleoniveles del Mar Cuaternario Identificados en Cavernas Cubanas. Memorias 1er. Congreso Geológico Cubano, La Habana, p 84.
139. Molerio, L., 1995. Distribución del Campo de Tensiones en Espeleotemas Colapsadas de la Cueva de La Incógnita, Gran Caverna de Santo Tomás, Pinar del Río, Cuba. Congreso Internacional LV Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba y Primera Reunión Iberoamericana, La Habana, pp. 34-35
140. Molerio, L. y Flores, E., 1997. Paleoclimas y Paleocarsos: los Niveles de Cavernamiento y la Variabilidad del Clima Tropical en el Golfo de México y el Caribe in/D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín & I. Antigüedad (Eds.): Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba. Eibar, País Vasco: 225-232
141. Molerio, L., Guerra, M., Rocamora, E., y Pajón, J., 1999. Capítulo 4 Caracterización de los niveles de cavernamiento del karst de Cuba Occidental y su relación con las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. En: Monografía "Proyecto Paleoclima del Cuaternario Cubano: una caracterización cuantitativa. Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, pp. 113-170.

142. Molerio, L., 2000. Niveles de cavernamiento y terrazas marinas en la región del Golfo de México y el Caribe Noroccidental. Resumen. Tercera Conferencia Internacional sobre la Geología de Cuba, el golfo de México y el Caribe Noroccidental., Universidad de. Pinar del Río, DigiCupet: pp. 17-18
143. Molerio, L., Balado, E., Astraín, P. J., Aldana, C., Fernández, R., Gutiérrez, R., Jáimez, E., Fagundo, J. R., González, J. B., Lavandero, R., Martínez, J., Mahe, M., De Armas, L. F., Clinche, J. L., Pajón, J., Dalmau, E., Crespo, T., Graña, A., Vento, E., Guerra, M. G., Romero A., Martínez, M. C., Martínez A., 2004. El Mundo Subterráneo. Universidad para Todos, Suplemento especial, Edición: N. Rodríguez, Editorial Academia, 32 pp (disponible en <http://www.medioambiente.cu/>)
144. Molerio, L., 2006a. Nichos de marea de Cuba y fluctuaciones del nivel del mar Cuaternario. Mapping Interactivo. Revista internacional de Ciencias de la Tierra. Vol: Agosto-Septiembre/2006. http://vw.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=518 (1 of 7)8/24/2006.
145. Molerio, L., 2006b. Los Mogotes del Valle de Viñales, Monumento Nacional, Pinar del Río, Cuba. Mapping Interactivo. Revista internacional de Ciencias de la Tierra. Vol: Agosto-Septiembre/2006. http://vw.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=815 (1 of 15)8/24/2006.

146. Molerio, L., 2009: Modelo del desarrollo de cavernas y conductos cárlicos. Memorias V Congreso de Geología y Minería, Geomin 2003. GQG09. La Habana. Cuba. ISBN 959-7117-11-8, pp 84-91.
147. Molerio, L., 2014. Particularidades del aprovechamiento sostenible de los recursos hidráulicos de pequeñas cuencas de montañas cárlicas en el trópico húmedo: el sistema hidrológico de la Gran Caverna de Santo Tomás, Pinar de Río, Cuba. Gota a Gota No. 4 pp: 23-36. Grupo de Espeleología de Villacarrillo, G. E. V. (Ed). España, ISSN: 2340-1346.
148. Mormill, A., Norman, A., Varvarov, A., Shosiriev, V., Linares, E., Vergara, F., 1980. Geología y Metalogénia de la provincia de Pinar del Río, 2 tomos (Tema 5707), C.I.D.P., O.N.R.M., Empresa Geológica Pinar del Río, MINBAS.
149. Novo, R., Quintana, A. J., Hernández, M., González, I., del Llano, R., Carmentate, H., Hernández, P. L., 2005. Estudio preliminar de los niveles de cavernamiento del sistema subterráneo Guasasa. Memorias Congreso 65 Aniversario Sociedad Espeleológica de Cuba.
150. Núñez, A., Panos, V., Stelcl, O., 1968: Carsos de Cuba. Academia de Ciencias de Cuba. Instituto de Geografía, Serie Espeleología y Carsología No 2. 47 pp.
151. Nuñez, A., Viña, N., Graña, A., Mateo, J., Iturralde M., 1988. Cuevas y carsos. Ed. Científico-Técnica. La Habana. 431 pp.
152. Orbera, L., 1985. Neotectónica y sismicidad de Cuba oriental, tesis doctoral.

153. Orndorff, R., 2000. *Geographic Information Systems analysis of geologic controls on the distribution of dolines in the ozarks of South-Central Missouri, USA*. Acta Carsologica. 29/2, 161-175. Ljubljana.
154. Ortega, F., 1983. Una hipótesis sobre el clima de Cuba durante la glaciación de Wisconsin. Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 7:57-68.
155. Osborne, R., 1999. *The inception horizon hypothesis in vertical to steeply dipping limestone: applications in New South Wales, Australia*. Cave and Karst Science 26, 5–12
156. Pajón, J., Hernández, I., Jaimez, E., Curtis, J., Tuphope, S., MacPhee, S., Macle, J., Ortega, F., de Huelves, J., 1999. Estudio del comportamiento de las paleoprecipitaciones y paleotemperaturas para Cuba Occidental en los últimos 125, 000 años A.P. Aplicación a los modelos de pronóstico climático. En: Pajón, J.M. (Ed.), Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa. Monografía (362 pp.). Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano (GEPROP), Ciudad de La Habana: pp. 202-245.
157. Pajón, J., Hernández, I., Made, J., y Ortega, F., 2001. *Periods of Wet Climate in Cuba: Evaluation of Expression in Karst of Sierra de San Carlos*. Book “Interhemispheric Climate Linkages (Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects)”. Chapter Long-Term Climate Variability. Academic Press, pp. 217-226.
158. Pajón, J. M., Curtis, J., Tudhope, S., Metcalfe, S., Brenner, M., Guilderson, T., Chilcot, C., Grimm, E., Hernández, I., 2006. *Isotope Records from a Stalagmite from Dos Anas Cave in*

Pinar del Río Province, Cuba. Paleoclimatic implications. CD Rom “Fifth Internacional Symposium on Nuclear and Related Techniques-NURT-2006”, 16 pp. ISBN 959-7136-42-2.

159. Pajón, J. M., 2007. Cambios Climáticos Abruptos en la Transición Pleistoceno-Holoceno a partir de Paleoregistros Isotópicos. Casos de estudio con espeleotemas. Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias'2007. Memorias en CD-Rom, La Habana, 20-23 de Marzo de 2007. ISBN 978-959-71117-16- 2.
160. Palma, G., 2008. Dependencia entre la génesis y desarrollo del sistema cársico de la Sierra de Quemado y la tectónica del macizo. Tesis de diploma presentada en opción al título de Ingeniero Geólogo. Universidad de Pinar del Río, 2008. Inédito.
161. Palmer, R. H., 1945. *Outline of the geology of Cuba*, Journ. Geol., Chicago, U. S. A., 53(1):1-34.
162. Palmer, A. N., 1987. *Cave levels and their interpretation*. National Speleological Society Bulletin 49, 50-66.
163. Palmer, A. N., 1989. *Stratigraphic and structural control of cave development and groundwater flow in the Mammoth Cave region*. In: White, W.B., White, E.L. (Eds.), *Karst Hydrology, Concepts from the Mammoth Cave Area*. Von Nostrand Reinhold, New York, pp. 293–316.
164. Panos, V. y Stelcl, O., 1968 a. *Physiographie and geologic control in development of Cuban Mogotes*. Sonderbruck aus; Zeitschrit fur Geomorphologie. Neue Folge, Band 12. pp 109-117.

165. Panos, V. y Stelcl, O., 1968 b. *Problems of the conical karst in Cuba*. Proc. 4th Internatl. Congr. Speleol. III :533-555, Ljubljana
166. Parise, M. y Gunn, J., 2007. *Natural and anthropogenic hazards in karst areas: An Introduction*. doi: 10.1144/SP279.1 2007; v. 279; p. 1-3 Geological Society, London, Special Publications
167. Penk, W., 1924. *Die geomorphologische Analyse*. Stuttgart: Verlag von J. Engelhorn's Nachf.
168. Peñalver, L., Barrientos, A., Orbera, L., Hernández, C., Estrada, V., Nápoles, E., Álvarez, J., Pérez-Lazo, J., Méndez, A., Fundora, M., 1998. Versión actualizada del mapa de depósitos Cuaternarios de Cuba y su plataforma insular a escala 1:500 000, Geología y Minería'98, Memorias, Tomo I, Sociedad Cubana de Geología, p. 559-561.
169. Peñalver, L., Cabrera, M., Trujillo, H., Morales, H., Fundora, M., Pérez, J., Molerio, L., Guerra, M., Pedroso, I., 2009: Evolución paleoclimática y paleogeográfica de Cuba durante el Cuaternario. IV Congreso de Geología y Minería. Memorias Geomin 2009, La Habana, marzo 19-23:GQGC 74- GQGC 83
170. Piotrowska, K., 1978: *Nappe structures of Sierra de Los Órganos, western Cuba*. Acta Geológica Polónica, Polonia, Vol. 20: pp. 97-170.
171. Plan, L., Filipponi, M., Behm, M., Seebacher, R., Jeutter, P., 2009. *Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology—A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern*

[jwww.elsevier.com/locate/geomorph](http://www.elsevier.com/locate/geomorph)

172. Portela, A., 1989. Relieve, Nuevo Atlas Nacional de Cuba. Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de Cuba, 1989.
173. Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Myczynski, R., Piotrowski, J., Skupinski, A., Grodzicki, J., Danilenwski, D., Haczewski, G., 1975. Texto Explicativo al Mapa Geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar de Río, Informe inédito I.G.P, A.C.C, Oficina Nacional de Recursos Minerales, MINBAS.
174. Pszczolkowski, A., 1978. Las secuencias de la cordillera de Guaniguanico, su litoestratigrafía y paleogeografía. Acta geológica Pólonica, Vol. 28, No. 1, pp. 1-94.
175. Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., de La Torre, A., Miczynski, R., Haczewski, G., 1987. Contribución a la Geología de Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica. Ministerio de Cultura. La Habana. 225 pp.
176. Pucharovsky, Y., Borkowska, M., Hamor, G., Suarez, J., Velinov, I., (Editores), 1985. Mapa Geológico de Cuba a Escala 1: 250 000. Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología. Editor: Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de la URSS.
177. Radinja, D., 1972: *Zakrasevanje v Sloveniji v luči celotnega morfogenetskega razvoja*. Geografski zbornik, 13, SAZU, Ljubljana.

178. Ramos, A., 1997. Relación cavernamiento-agrietamiento en la Sierra del Infierno: Una contribución al estudio del carso en Pinar del Río. Tesis de grado. Universidad de Pinar del Río.
179. Rauch, H.W., White, W.B., 1970. *Lithologic controls on the development of solution porosity in carbonate aquifers*. Water Resources Research 6, 1175–1192
180. Reyes, D y Borrego, E., 2007. El control tectónico en el desarrollo y configuración de las redes de drenaje del carso en la Sierra de Quemado. Tesis de Diploma. Facultad de Geología y Mecánica. Universidad de Pinar del Río. 60 pp.
181. Rigasi, D., 1958. *Organos Mountains*. C.N.F.G., Habana.
182. Rigassi, D., 1963. *Sur la géologie de la Sierra de los Órganos, Cuba*. Archives Science Society, Physical Historical Natural Gêneve, Gêneve, 16(2):339-350.
183. Rocamora, E. y Portuondo Y., 1997. Relaciones y particularidades de la fracturación y la carsificación en la Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. En Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba, País Vasco, 162 p
184. Rocamora, E., 1998. La fotointerpretación digital en regiones cársicas: Caso de estudio Sierra del Quemado, Cuba. Memorias III Congreso de Geología y Minería. Tomo I. PP. 614-617. Editorial C.N.D.I.G. La Habana
185. Roglič, J., 1957: *Zaravni u vapnencima*. Geografski glasnik 19, 103-134, Zagreb.

186. Rojas, R. y Alabarreta N., 2009. Sinopsis del registro fósil de Cuba. Sitio web sobre Paleontología de Cuba. En: <http://www.redciencia.cu/webpaleo>.
187. Rojas, R., 2010. Síntesis del registro fósil de Cuba. Programa y resúmenes, II Simposio de Museos y Salas de Historia Natural, Museo Nacional de Historia Natural (CITMA), 23 al 26 de mayo del 2008. La Habana, Cuba (CD ROM). ISBN 978-959-282-072-6.
188. Rojas, R. y Denis, R., 2011. Influencia climática en los sistemas turbidíticos del Paleógeno cubano. Resumen y Trabajo. VI Congreso Cubano de Geología, Geología Regional y Tectónica, GEO1-P4, 20 pp. IV Convención Cubana de Ciencias de La Tierra, GEOCIENCIA' 2011. Memorias en CD-ROM, La Habana, 4 11 8 de abril de 2011. ISBN 978-959-7117-30-8.
189. Rosa, C., 1999. Geología y Geomorfología del Carso en la Sierra de Viñales. Tesis de Maestría. Mención Geología Regional. Universidad de Pinar del Río. 51 pp.
190. Rosa, C. R., Díaz, C. y Cáceres, D., 2004. La estructura fisural y el desarrollo del karst de la Sierra de Viñales, Cuba. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan", Federación italiana de Espeleología. Italia. 49: 147-163.
191. Sánchez Roig M., 1920. La Fauna Jurásica de Viñales. Secretaría de Agricultura. Boletín Especial. p. 61. lám. 23.
192. Santo, A., del Prete, S., di Crescenzo, G., Rotella, M., 2007. *Karst processes and slope instability: some investigations in the carbonate Apennine of Campania (southern Italy). In Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis and Mitigation.*

- Geological Society, London, U K, Special Publications, 279. ISBN 978-1-86239-224-3 p 59-72. www.geolsoc.org.uk
193. Sasowsky, I.D. y Mylroie, J.E. (Eds.), 2004. *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Kluwer Academic, New York.
194. Segura, R., Millán, E., Fernández, J., 1985. Complejos litológicos del extremo noroccidental de Cuba y sus implicaciones estratigráficas de acuerdo con los datos de las perforaciones profundas. Revista Tecnológica Vol. XV, GEOLOGIA No. 1, Mayo, 1985. CDU 552.08 (729.11 + 729.12, pág: 32-36.
195. Šebela, S., 1998: *Tectonic Structure of Postojnska jama Cave System*. Ljubljana, ZRC SAZU, 112.
196. Šebela, S., 2003: *The use of structural geological terms and their importance for karst caves*. Acta Carsologica 32/2 5 53-64 Ljubljana. UDC: 551.44:001.4
197. Strahler, A. N., 1957. *Cuantitative analys of watershed geomorphology*. Trans. Am. Geophysycal Union, 38:913-920.
198. Strahler, A. N., 1977. Geografía Física. Tercera Edición. Ediciones Omega, S.A., Barcelona. España. ISBN: 84-282-0351-2. 765 pp
199. Shein, V., Ivanov, S., Klishov, K., Jain, V., Marrero, M., Socorro, R., 1978. Tectónica de Cuba y su plataforma marina, Geología Soviética, 2: 104-119.

200. Torre, C. de la, 1912. *Comprobation de L'existence d'un horizon Jurassique dans la région occidentales de Cuba*. C. K. Congr. Geol. Intern. XI Session Stockholm pp. 1 021-1 022.
201. Torres, Y., 2009. Perfil regional El Moncada- Sierra Celadas. Tesis de diploma presentada en opción al título de Ingeniero Geólogo. Universidad de Pinar del Río, 2009. Inédito.
202. Tada, R., Nakano, Y., Iturralde-Vinent, M., Yamamoto, S., Kamata, T., Tajika, E., Toyoda, K., Kiyokawa, S., Garcia Delgado, D., Oji, T., Goto, K., Takayama, H., Rojas, R., y Matsui, T., 2002. *Complex tsunami waves suggested by the Cretaceous-Tertiary boundary deposit at the Moncada section, western Cuba*. En: Koeberl, C., y MacLeod, K.G., (Editores) *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 356, p. 109-123.
203. Truitt, P. y Bronnimann, P. J., 1956. *Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba*, Archivo Oficina Nacional de Recursos Minerales., Ministerio de Energía y Minas, La Habana.
204. UNESCO, 1999. Declaratoria del Valle de Viñales Patrimonio Cultural de la Humanidad. Lista del Patrimonio de la Humanidad. No. 840. Diciembre 1999. XXIII Sesión UNESCO/BPI. [«World Heritage List: Cuba»](#).
205. Uriarte, A., 2009. Historia del clima en la Tierra.- 403 págs. Eusko Jaurlaritza, Gobierno Vasco.

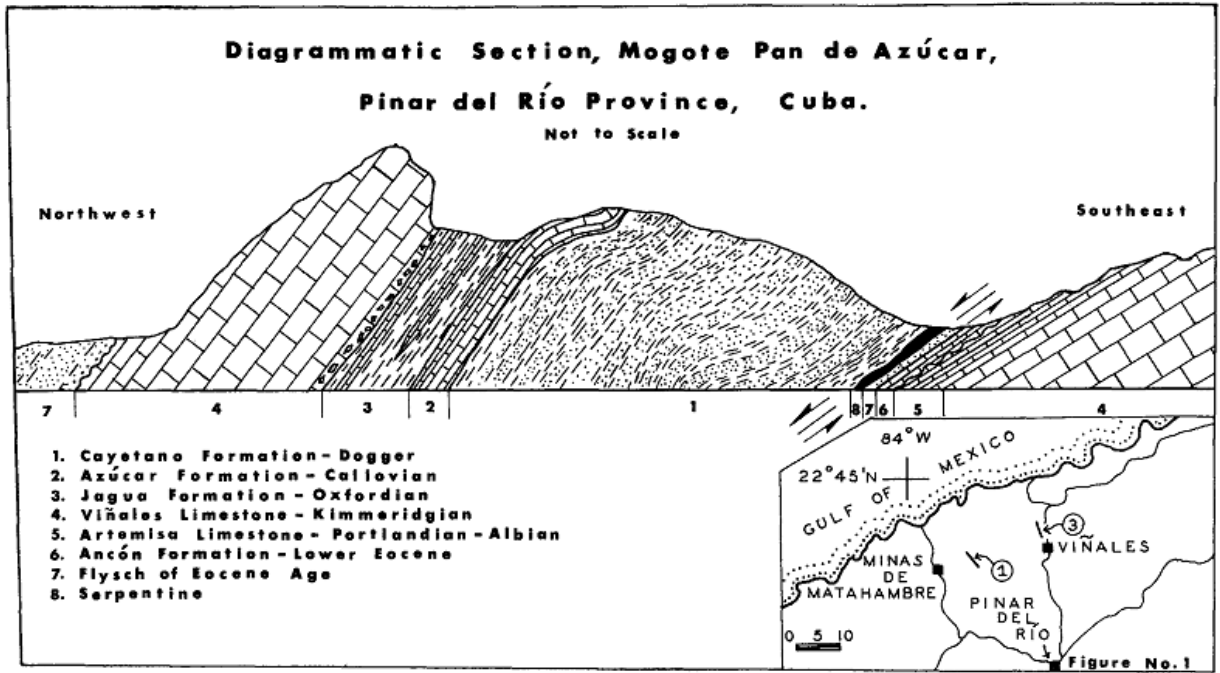
206. Villegas, J., Guimarães, R., Correa, E. L., Rojas, R., 2014. *Ichnofabrics of the Capdevila Formation (early Eocene) in the Los Palacios Basin (western Cuba): Paleoenvironmental and paleoecological implications*. Journal of South American Earth Sciences 56 (2014) 214-227.
207. Vermunt, L. W. J., 1937. *Geology of the province of Pinar del Río, Cuba*. Geog. Geol. Mededdel., Utrecht, Phys. Geol. Reeks, 13:1-60.
208. Waltham, A. C., and. Fookes, P. G, 2005. *Engineering classification of karst ground conditions. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. The Virtual Scientific Journal ISSN 1814-294X www.speleogenesis.info
209. Waltham, T., Lu, Z., 2007. *Natural and anthropogenic rock collapse over open caves*. Parise, M. and Gunn, J. (Editors) Natural and anthropogenic hazards in karst areas. Recognition, Analysis and Mitigation, Geological Society, London, Special Publications, 279, pp 13-21. DOI: 10.1144/SP279.3. 0305-8719/07. ISBN978-1-86239-224-3.
210. White, W. A., 1988. *The Geomorphology and Hydrology of karst Terrains*. Oxford University Press, Oxford.
211. White, W.B., 2007. *Cave sediments and palaeoclimate*. Journal of Cave and Karst Studies 69, 76–93
212. Xeidakis, G.S, Torok, A., Skias, S., Kleb, B., 2004. *Engineering Geological problems associated with karst terrains: their investigation monitoring, and mitigation and design of*

engineering structures on karst terrains. Bulletin of the Geological Society of Greece 36: 1932-1941.

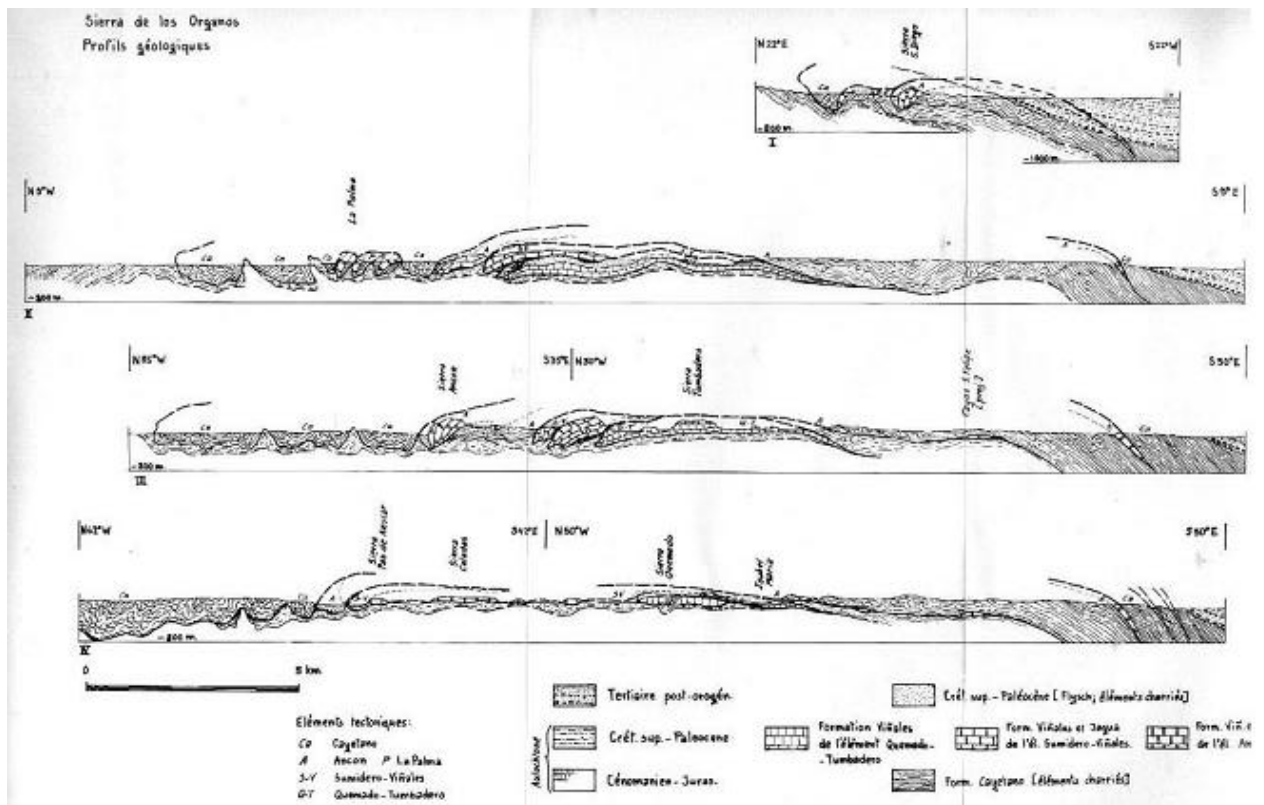
213. Zupan Hajna, N., 1991: *Flowstone datations in Slovenia*. - Acta carsologica, 1991, let. 20, str. 187-204.

ANEXOS

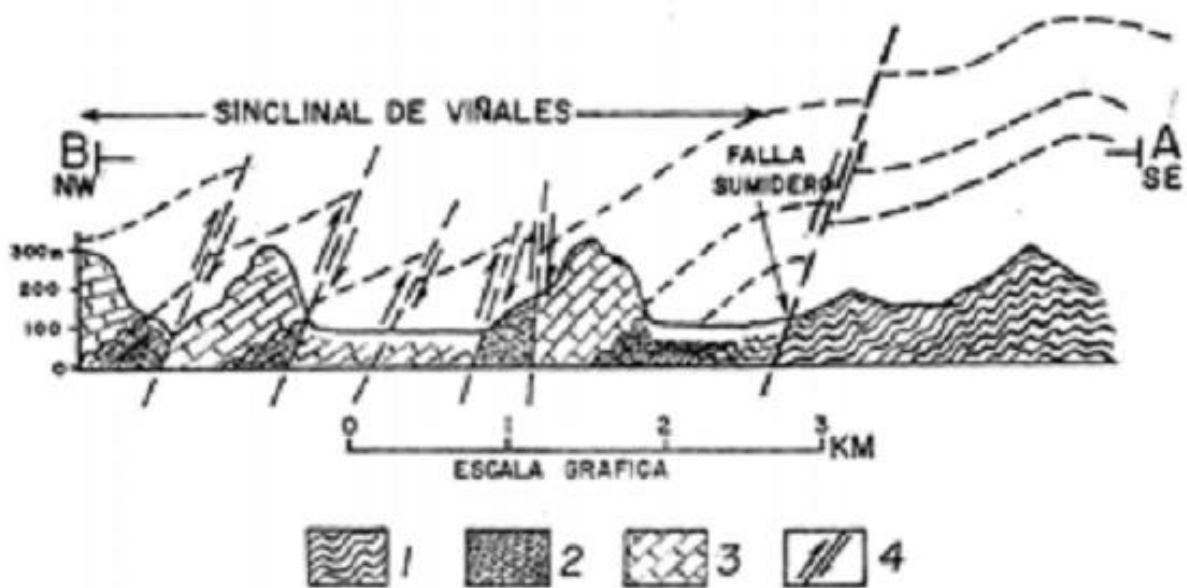
ANEXOS



Anexo 1.1. Sección Pan de Azúcar, Sierra de los Órganos, provincia de Pinar del Río, en el oeste de Cuba, mostrando un corte a través de las secuencias terrígenas de la Formación San Cayetano y de las calizas de Artemisa, en la localidad tipo de la Formación Azúcar. Tomado de Hatten, 1957.



Anexo 1.2. Perfiles geológicos regionales a través de la Sierra de los Órganos, donde se puede ver claramente los elementos tectónicos que intervienen: mantos tectónicos, fallas de sobrecorrimiento, estructuras en *klippens* (tomado de Rigassi, 1963).



Anexo 2.1. Sección geológica de la región de Sumidero mostrando el carácter de la estructura en la parte suroccidental de Anticlinorio de Pinar del Río. 1. Formación San Cayetano; 2. Formación Jagua; 3. Grupo Viñales y 4. Fallas. Tomado de Acevedo (1971, 1977).

Anexo 3.1. Listado de puntos de observación

Puntos	X	Y	Angulo	Azimet	Observaciones
1	207645.31	303322.16	30	122	Alturas de Pizarras del Sur, Fm San Cayetano
2	207670.4	303137.11	0	0	Sombrero de Fe. Fm San Cayetano
3	207608.04	302861.42	77	118	Fm San Cayetano
4	207799.33	302396.37	0	0	
5	207621.52	302061.34	72	110	Fm San Cayetano
6	207619.2	301938.33	30	270	Contacto Fm San Cayetano-Fm Guasasa
7	207102.01	301794.29	0	0	
8	207095.03	301425.27	0	0	Base Pico los Cerritos. Brecha Fm Guasasa
9	206952.75	301458.72	0	0	
10	206953.33	301489.47	10	232	Fm Guasasa
11	206867.61	301491.09	50	232	
12	206837.3	301399.38	0	0	Escarpe Pico los Cerritos. Fm Guasasa
14	206669.35	301587.13	0	0	
15	206584.8	301650.26	30	108	Fm Guasasa
16	206954.49	301550.97	0	0	
17	206984.81	301642.69	0	0	
18	206723.59	301432.29	0	0	Fósiles de <i>Ammonites</i> . Fm Jagua
19	206754.49	301554.76	0	0	Contacto formaciones San Cayetano-Jagua-Guasasa
20	206726.5	301586.05	45	120	Fm Guasasa
21	206612.21	301588.21	46	116	Fm Guasasa
22	206440.77	301591.46	0	0	
23	206294.41	301409.66	0	0	
24	206094.4	301413.45	0	0	
25	206032.59	301168.52	30	290	Fm Guasasa. Pared W Ensenada de los Rodríguez
26	206143.97	301012.59	0	0	Charnela de pliegue con rumbo 30°. Fm Guasasa. Ensenada los Rodríguez
27	206107.76	300610.29	0	0	
28	209100	305100	40	130	Fm San Cayetano
31	208200	305865	0	0	Fm Manacas. Clivaje de lápiz
32	208237.04	306012	0	0	Sto Tomas, vaqueria, Fm Manacas
33	208119.38	306186.5	10	170	Contacto Manacas-Guasasa
34	208038.06	306268	0	0	Antiforma Fm Guasasa So 150°/10°-300°/20°
35	207993.98	3063549	0	0	Fm Guasasa
37	207895.16	306418.3	0	0	Fm Guasasa
38	207895.74	306449.1	15	290	Uvala
39	207719.39	306643.1	0	0	Fm Guasasa
40	208016.31	306782.1	0	0	Hoyo del Bobo

41	207432 m	307614.51 m			Fm Guasasa
42	208121.13	307189.3	10	178	Hoyo Grande, pared sur
43	208036.03	307221.7	10	315	Fondo de Hoyo Grande, sumideros
45	207930.81	307248.3			Plegamiento: Flancos: So: 150°/42°; So: 336°/50°
50	207454.39	307589.49	0	0	Fm Guasasa. Carso interestratos
51	207180.86	308234.51	10	110	Contacto Guasasa-Manacas, Polje Los Cañadones
52	207083.16	308507.07	8	122	Ladera sur Sierra Celadas, Polje los Cañadones
53	206749.09	305800.11	12	50	Cueva Marzo
54	206719.94	305769.9	8	20	Cueva Abril
55	206720.52	305800.65	12	70	Cueva del Oeste
56	206749.09	305800.11	12	130	Cueva El Laberinto
57	206923.38	305950.62	20	70	Cueva L
58	206055.95	305413.33	12	110	Cueva La Piedra
59	206027.39	305413.87	16	82	Cueva Los Tomasitos
60	206026.8	305383.12	16	64	Cueva del Medio
61	206768.92	305338.29	18	140	Cueva La Palma
62	205970.26	305414.95	0	0	Cueva La Araña (pliegue: 14° - 136° y 24° - 110°)
63	206004.07	305691.18	11	32	Cueva Los Tanques
64	207311.438	306796.875	32	180	Cueva Arroyo El Palmero (cueva emisiva)
65	208011.73	306083.89	38	190	Cueva 1
66	207983.16	306084.43	38	174	Cueva 2
68	209449.668	304684.069	30	135	Fm San Cayetano
69	208910	305425	10	90	Fm San Cayetano
71	208850	305575	70	300	Fm San Cayetano
72	208237.04	306012	0	0	Fm Manacas
75	208226.898	306079.323	0	0	Fm Manacas, Almacén de Fertilizantes
76	207993.98	3063549	0	0	Fm Guasasa
81	207962.61	306358.6	0	0	Fm Guasasa
84	208121.13	307189.3	0	0	Pared S de Hoyo Grande
86	207554.47	307593.74	0	0	Charnela de antiforma
87	207432	307614.51	0	0	Pared N Hoyo de Sabino, pliegue tumbado
89	207438.23	307792.82	0	0	Fm Guasasa
92	207453.26	307832.52	0	0	Polje Los Cañadones, Contacto Fm Guasasa-Fm Manacas
93	220961	316675	0	0	Puerta de Ancón Contacto Fm Jagua-Guasasa
94	220926	316169.82	0	0	Fondo del abra
95	220989.14	316187.14	0	0	Pared W Sierra Guasasa
96	221181.68	317048.11	0	0	Pared W Sierra Guasasa
97	222585.68	315727.77	0	0	Mogote de Rivera
98	222392.8	315322.08	0	0	Laguna de Piedra, Mb Tumbadero?
99	218845.46	311983.72	0	0	Mogote de Las Dos Hermanas

100	218940.97	312052.74	0	0	Sierra de Tumbadero
101	216041.78	311268.88	0	0	Loma del Fortín, contacto Fm Manacas-Fm Guasasa
102	215015.62	310764.76	0	0	Valle del Arroyo Novillo
103	215006.37	310728.01	0	0	Cauce Arroyo Novillo
104	220115.33	310496.42	0	0	Sitio del Infierno, Mogote Las Burras
105	213067.15	311056.06	0	0	Sierra de Viñales, Fm Guasasa
106	214724.96	311268.47	23	320	Tierra Alta, Sierra de Viñales, contacto Fm Guasasa-Fm Manacas
107	208649.84	306284.14	0	0	Sendero Maravillas de Viñales, Paredón de los moluscos
108	208518.56	306748.05	0	0	Sendero Maravillas de Viñales
109	206434.9	303997.21	0	0	Vertiente N Sierra del Quemado
110	206169.45	303713.07	0	0	Llanura aluvial Arroyo La Caoba
111	219093.596	317126.095	0	0	Cueva del Ruiseñor
112	219461.897	317367.395	0	0	Hoyo del Ruiseñor
113	218845.945	319418.449	0	0	Las Cuevitas. Polje de contacto
114	215908.538	311357.636	0	0	Cueva del Arroyo Novillo. Transfluente
115	215952.988	311346.523	0	0	Cueva la Travesía. Transfluente
116	212548.322	313373.763	0	0	Hoyo de los Cimarrones. Dolina y Cañón cársico activo
117	211628.893	313687.956	0	0	Hoyo de la Fruta. Pequeño polje de contacto
118	217557.026	314969.934	0	0	Cuevas de Paso a Ancón
119	217526.864	314952.471	0	0	Cueva El Huesito
120	217685.614	314428.595	0	0	El Arco
121	213256.744	317563.383	0	0	El Jíbaro
122	219649.751	319580.838	0	0	Sumidero Arroyo Los Gonzáles
123	218799.775	319521.306	0	0	Sumidero Arroyo el Jovero
124	218570.116	319540.389	0	0	Hoyo de la Cueva del Abono
125	218710.081	319533.08	0	0	Cueva del Abono
126	218627.266	319746.765	0	0	Cueva de la Rana Fósil
127	215325.26	318310.073	0	0	El Abra
128	212732.87	311358.131	0	0	Boquerón del Infierno. Paleocañón cársico
129	212621.745	311516.881	0	0	Hoyo de los Helechos
130	219045.838	319882.364	0	0	Cueva Amistad. Formaciones de Yeso
131	222634.258	317854.992	0	0	Sumidero Arroyo Zacarías
132	221986.027	318172.492	0	0	Surgencia Río San Vicente
133	219746.988	312196.203	0	0	Ladera S Sierra Tumbadero
134	220646.573	313016.413	0	0	Ladera E Sierra de Tumbadero. Pequeño sumidero
135	220259.619	313343.836	0	0	Cueva de Torcuato
136	219313.732	312960.189	0	0	Abra del Grillo
137	219717.222	313535.659	0	0	Ensenada. Contacto Mbros. Tumbadero/Tumbitas
138	218883.783	312745.214	0	0	Cueva la Jagua
139	218897.012	312715.448	0	0	Cueva Liset

140	221132.745	316452.696	0	0	Cueva Cumpleaños
141	221119.515	316495.691	0	0	Cueva Geda
142	216829.95	313750.632	0	0	Cueva el Garrafón
143	218682.037	316442.774	0	0	Cueva los Ciclones
144	218430.682	316360.091	0	0	Resolladero Río El Abra
145	219006.152	315219.073	0	0	Sumidero Río Palmarito
146	218093.338	314216.961	0	0	Sumidero del Arroyo Los Fuentes
147	217220.212	314127.664	0	0	Cueva del Ocho
148	217170.602	314078.055	0	0	Sumidero Arroyo Novillo
149	217167.295	314117.742	0	0	Cueva Camisa Rota (flores de yeso)
150	215078.536	318172.092	0	0	Cueva el Zajanal
151	210904.727	314413.677	0	0	El Guachinango
152	212925.088	317448.719	0	0	Cueva 1er Congreso
153	215101.29	317766.221	0	0	Cueva del Arriero, Cueva al pie
154	217685.726	312309.964	0	0	Solapa Las Cenizas
155	220375.219	315996.28	0	0	Hoyo de Francisco
156	222085.753	317556.003	0	0	Hoyo de Jaruco. Dolina
157	221800.003	317964.785	0	0	Cueva del Indio
158	221942.878	317782.222	0	0	Cueva del Cable
159	212158	309359	0	0	Fm Manacas, Sitio del Infierno
160	211826	309611	0	0	Fm Manacas, Sitio del Infierno
161	211463	309310	20	132	Fm Guasasa. Mbros Tumbitas
162	211893	309731	0	0	Fm Guasasa. Pliegue So: 164°/40° (flanco izquierdo) So: 014°/24° (flanco derecho) y 264°/30° (plano de falla).
163	212274	310034	20	320	Fm Guasasa. Carso en torres. Sumidero
164	212179	310180	08	360	Fm Guasasa. Mbros Tumbitas
165	212129	310230	24	210	Fm Guasasa. Mbros Tumbitas (familias de grietas)
166	212048	310361	28	278	Mbros Tumbitas Fm Guasasa, poza de corrosión.
167	211988	310482	0	0	Mbros Tumbitas Fm Guasasa. Sumidero controlado por grietas
168	211959	310645	0	0	Contacto entre las formaciones Manacas y Guasasa
169	211754	310825	0	0	Bloques volcados de calizas estratificadas
170	211361	310884	0	0	Vereda a Cueva del Agua. Bloques de brechas Fm Guasasa
171	210846	311318	30	330	Escarpe Sierra del Infierno. Calizas masivas Fm Guasasa
172	212511	309149	0	0	Vereda al Boquerón. Bloques rotados calizas masivas
173	212543	310875	30	328	Vereda al alto de la Campana. Calizas Mbros Tumbitas
174	212502	310620	0	0	Sima o furnia en calizas Mbros Tumbitas
175	212000	311000	0	0	
176	222410.642	316658.583	0	0	Abra de la Cueva del Panal

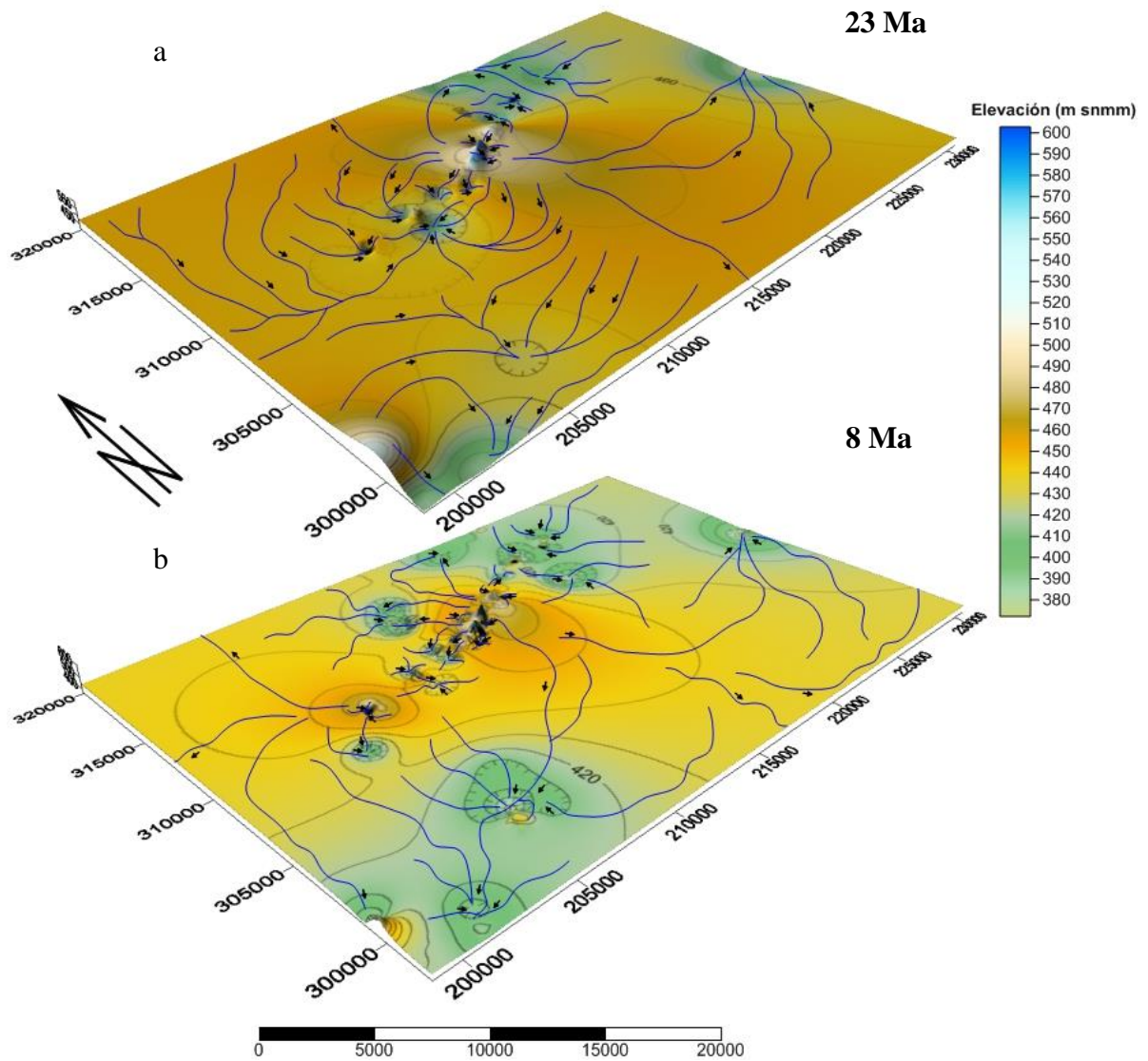
177	221752.49	316261.706	0	0	Paredón Sierra de Guasasa. Contacto Fm Jagua- Fm Guasasa
178	222311.423	316880.172	0	0	Hoyo de la Cueva del Panal. Dolina con fondo cubierto de suelo
179	222245.277	316896.708	0	0	Cueva del Panal
180	220846.29	316413.842	0	0	Cueva de José Miguel. Cueva al pie
181	220882.671	316261.706	0	0	Contacto entre Fm Jagua-Fm Guasasa
182	220750.379	316208.789	0	0	Fondo de la Ensenada de la Cueva del Palenque. Zona de absorción
183	220756.993	316317.93	0	0	Cueva de Los Plátanos
184	220436.185	316516.368	0	0	Cueva al pie
185	219622.589	317422.567	0	0	Subida al Hoyo del Ruisenior. Contacto Fm Guasasa-Fm Manacas
186	220684.232	317316.734	0	0	Cueva de la Vaquería
187	220644.545	317280.354	0	0	Cueva del Tanque
188	220489.102	317217.515	0	0	Cueva de los Dibujos
189	220112.07	317435.797	0	0	Cueva de los Palos
190	220006.236	317700.381	0	0	Subida por el contacto Fm San Cayetano-Fm Guasasa
191	215379.326	315209.983	0	0	Hoyo del Jíbaro. Dolina de contacto
192	210090.957	312650.132	0	0	Surgencia Río Cimarrones. Cañón cársico
193	209680.853	312259.871	0	0	Cueva Grande de Pan de Azúcar
194	218041.703	312587.296	0	0	Pared E del Mogote de las Dos Hermanas. Mural. Carsolitos. Recesión de escarpes
195	217863.108	314227.716	0	0	Solapa del Cuchillo
196	217849.879	314088.81	0	0	Mogote la Penitencia
197	216655.943	317134.831	0	0	Río el Abra, Ancón. Fm San Cayetano muy alterada
198	217585.294	316757.8	0	0	Polje de Ancón, cerro testigo. Fm San Cayetano muy alterada
199	216695.63	317964.963	0	0	Poceta Río El Abra. Fm San Cayetano
200	208920.836	310690.226	0	0	Sierra Derrumbada, escarpe en rocas Fm Guasasa
201	209450.006	306287.551	0	0	Polje Arroyo Sto Tomás. Fm Manacas
202	208910.255	305234.507	0	0	Saltos de agua. El Moncada. Fm San Cayetano. Terrazas aluviales
203	208762.088	305038.715	0	0	Terraza aluvial
204	208677.421	305213.34	0	0	Mogotico. El Moncada. Fm Guasasa
205	207492.085	305626.091	0	0	Localidad Fm Moncada. Límite K/P. Loma de la Caoba
206	207608.502	304991.089	0	0	Cueva de Mesa
207	207597.919	305075.756	0	0	Primer Cauce
208	207444.46	305171.006	0	0	Contacto Manacas-Guasasa
209	207492.086	304377.255	20	190	Cueva Peñate
210	207433.877	304244.963	50	190	Cueva del Arroyo del Bolo
211	207407.419	303953.92	0	0	Cueva del Arroyo de la Tierra

212	208921.895	308592.605	0	0	Cueva del Agua. Las Celadas
213	212956.037	311416.908	0	0	Cueva tectónica. Bloques rotados. Sierra del Infierno
214	210782.482	309806.914	0	0	
215	211092.045	309937.883	0	0	
216	206309.577	310657.987	0	0	Sierra Chichones. Cuevas con desarrollo vertical
217	206293.701	311118.363	0	0	Vereda a Sierra Chichones. Fm Guasasa
218	211236.126	315595.124	0	0	Cueva de los Cimarrones del Guachinango
219	211913.461	316166.626	0	0	Cuevas en sima de Sierra Guasasa
220	216938.438	316581.495	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
221	216172.467	316383.057	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
222	215723.998	316160.807	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
223	215069.153	316418.776	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
224	214616.714	316791.839	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
225	213993.619	316398.931	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
226	213283.212	315799.649	0	0	Camino Ancón-Pan de Azúcar (por el parteaguas). Fm San Cayetano
227	212203.71	313518.935	0	0	Mogote de Pan de Azúcar. Cueva al pie
228	208700.818	314287.484	0	0	Mogote de Pan de Azúcar. Cueva del Jagüey. Cueva al pie
229	208848.985	314843.11	0	0	Río Pan de Azúcar. Salto de agua.
230	206922.815	311937.978	0	0	Puente sobre el Río Cimarrones. Depósitos aluviales. Afloran rocas calizas Fm Guasasa
231	208516.139	312523.238	0	0	Escarpe de la Sierra Derrumbada. Al borde corre el Río Cimarrones. Existen solapas en diferentes niveles
232	206171.926	311796.955	0	0	Entronque Camino a Pan de Azúcar-camino de la Bejuquera. Fm San Cayetano
233	205817.384	312357.872	0	0	Entronque camino de la Bejuquera-Camino a Pan de Azúcar. Fm San Cayetano
234	215321.233	320184.267	0	0	Entronque camino de la Bejuquera-Camino viejo a Pan de Azúcar. Fm San Cayetano
235	222121.039	320454.145	0	0	Entronque Carretera a la Palma. Fm Manacas
236	222025.789	320358.895	0	0	Carretera a Pto Esperanza. Fm Manacas
237	221745.33	319432.852	0	0	Entronque Carretera a Ancón
238	221814.122	318670.85	0	0	Escarpe Carretera a Pto Esperanza. Fm San Cayetano
239	221771.789	318226.349	0	0	Abra de Cueva del Indio
240	221745.331	318321.599	0	0	Correo San Vicente. Contacto Mbros San Vicente y Tumbadero
241	223253.459	317162.723	0	0	Mogote a la entrada de la Ensenada de la Jutía. Fm Jagua
242	223015.333	317776.557	0	0	Contacto Fm Guasasa-Fm Manacas

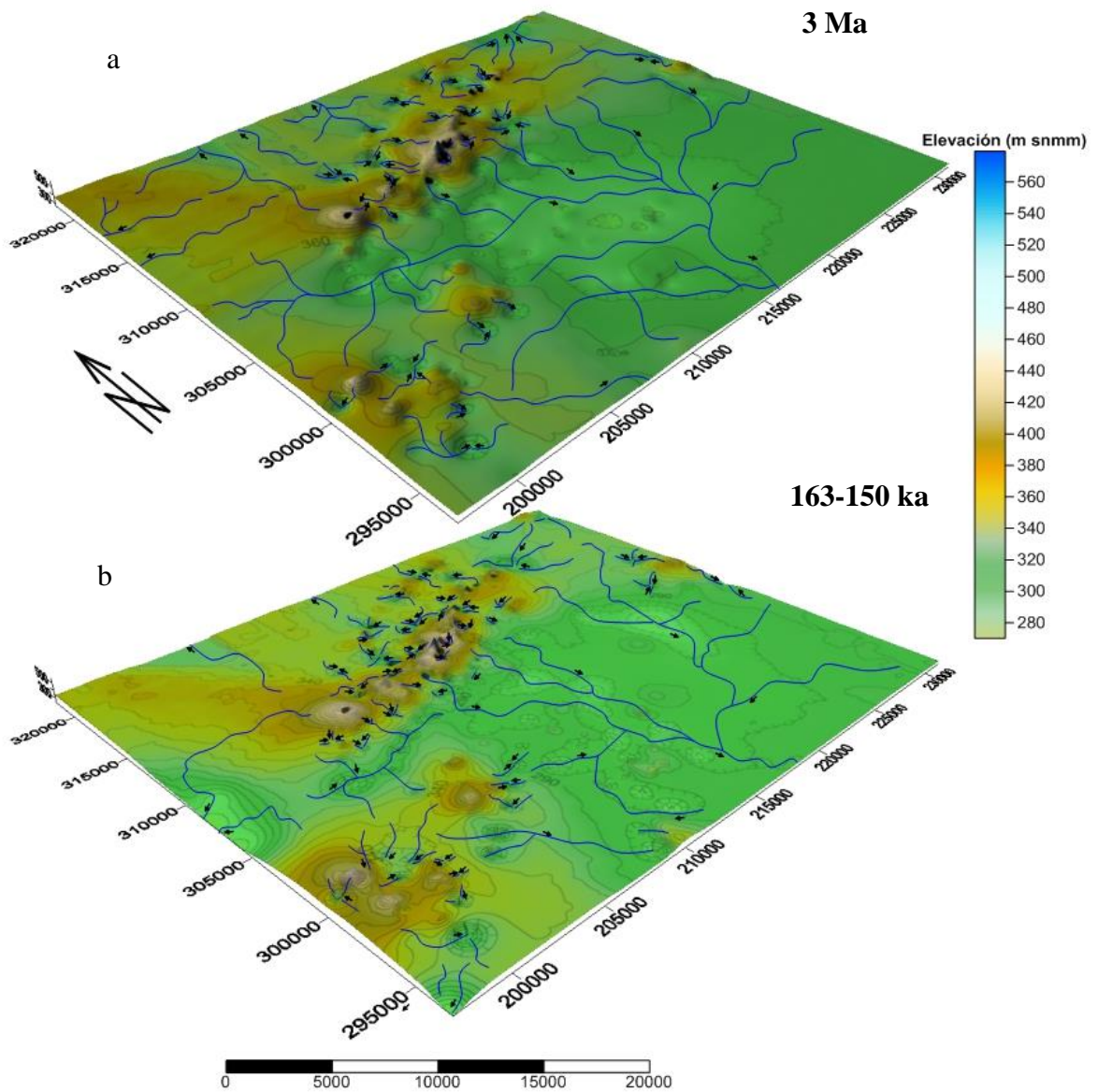
243	222470.291	318025.266	0	0	Contacto San Cayetano-Guasasa
244	222152.79	317744.807	0	0	Contacto Fm San Cayetano-Fm Guasasa
245	219402.881	318506.807	0	0	La Loma del Mango. Fm San Cayetano
246	219313.584	318520.036	0	0	La Loma del Mango. Fm San Cayetano
247	219049	319115.35	0	0	Fm San Cayetano
248	218969.625	318897.068	0	0	Fm San Cayetano
249	218926.63	318619.255	0	0	Fm San Cayetano
250	218890.25	318281.911	0	0	Fm San Cayetano
251	218691.812	318004.097	0	0	Fm San Cayetano
252	218380.926	318030.556	0	0	Fm San Cayetano
253	218013.816	318083.472	0	0	Fm San Cayetano
254	218592.593	318228.994	0	0	Fm San Cayetano
255	218440.457	318374.515	0	0	Fm San Cayetano
256	218933.245	317011.908	0	0	Escarpe fluvial. Fm San Cayetano
257	218665.354	317005.293	0	0	Camino viejo. Fm San Cayetano
258	218334.625	316796.933	0	0	Camino viejo. Fm Manacas
259	218433.844	316648.105	0	0	Camino a la vega de Elier. Fm Manacas
260	216340.324	315662.529	0	0	Camino al Hoyo del Café
261	216201.417	315811.358	0	0	Hoyo del Café. Ensenada de las Casas. Zona de inundación. Estabelas
262	217302.748	315712.139	0	0	Abra de las Cuevas de Paso a Ancón en su salida a la Ensenada de las Casas. Ancón
263	217421.811	315563.311	0	0	Abra de las Cuevas de Paso a Ancón
264	217431.733	315318.571	0	0	Abra de las Cuevas de Paso a Ancón
265	219297.049	315722.062	0	0	Cueva Marilú
266	220223.092	315745.213	0	0	Escarpe Sierra de Viñales. Contacto Fm Jagua-Fm Guasasa. Capas gruesas de cristales de calcita
267	220279.316	315649.302	0	0	Piedemonte Sierra de Viñales. Huellas de recesión de escarpes.
268	219515.331	315636.072	0	0	Escarpe Sierra de Viñales. Contacto Fm Jagua-Fm Guasasa
269	218705.043	315077.138	0	0	Piedemonte Sierra de Viñales. Huellas de recesión de escarpes.
270	218777.803	315295.42	0	0	Piedemonte Sierra de Viñales. Huellas de recesión de escarpes
271	215834.309	312745.492	0	0	Los Acuáticos. Fm Manacas
272	218797.648	312616.508	0	0	Corteza de intemperismo. Fondo de dolina capturada
273	218665.356	312748.8	0	0	Estabela. Base de Campismo 2 Hermanas
274	217848.453	312828.175	0	0	Pequeña abra. Mogote de las Dos Hermanas. Afloramiento del Mbro Tumbitas
275	218850.565	311544.944	0	0	Entronque Carretera al Mural. Corteza de intemperismo
276	220388.459	311835.987	0	0	El Palmar. Fm Manacas
277	220533.98	311855.83	0	0	El Palmar. Depósitos aluviales

278	217947.673	311538.329	0	0	Terraza aluvial
279	221794.06	312980.312	0	0	Escarpe. Fm San Cayetano muy intemperizada
280	221803.982	313469.793	0	0	Fm San Cayetano muy intemperizada
281	222687.031	313334.194	0	0	Mogote Coco Solo. Fm Guasasa. Brechas en la base
282	221817.211	314038.648	0	0	Puente sobre el Palmarito. Depósitos aluviales
283	221724.606	314356.148	0	0	Mogote aislado. Brechas en la base de la Fm Guasasa
284	222012.341	314872.087	0	0	Mogote la Esmeralda. Ensenada. Mbro Tumbadero Fm Guasasa
285	221721.299	314878.702	0	0	Mogote la Esmeralda. Zona de inundación
286	222485.285	315146.593	0	0	Mogote la Esmeralda. Contacto Fm Guasasa-Fm Manacas
287	221479.866	315232.582	0	0	Mogote la Esmeralda. Mbro Tumbadero
288	221026.766	315001.071	0	0	Solapa de Ines. Cueva al pie
289	220937.469	315063.91	0	0	Pequeño complejo de cuevas laberínticas
290	220927.547	314620.732	0	0	Abra en el mogote las Puertecitas
291	221036.688	314620.732	0	0	Cueva de los murciélagos
292	222485.285	315447.557	0	0	Laguna de Piedras 1
293	222270.31	316092.48	0	0	Cueva en el borde del piedemonte de la Sierra de Guasasa. Fm Jagua?
294	221079.682	316618.34	0	0	Escarpe cara oeste Sierra de Guasasa
295	220322.314	310096.348	0	0	Deslizamiento. Fm San Cayetano muy intemperizada
296	220398.381	310430.385	0	0	Mogote la Feita. Mbro Tumbitas
297	220190.021	310900.021	0	0	Arroyo El Tejar. Terraza Aluvial
298	220242.938	311402.73	0	0	El Palmar. Carsolitos
299	218949.784	311253.901	0	0	Polje de Viñales. Suelo rojo, arcilloso con clastos de calizas
300	218761.268	310886.791	0	0	Límite del Polje de Viñales, Contacto con las APS
301	219240.827	311042.234	0	0	Pequeño mogote aislado
302	218076.657	311733.459	0	0	Lóbulo oeste del mogote de las Dos Hermanas
303	218721.58	312047.653	0	0	Carsolitos vestigios de la recesión de escarpes
304	204864.665	303369.958	0	0	Sierra de la Cazuela, Mogote las Tunas. Cueva fluvial
305	203872.476	303473.145	0	0	Sierra de la Cazuela, Cueva al pie
306	204880.54	303683.49	0	0	Sierra de la Cazuela. Contacto Fm Guasasa-Fm Manacas
307	205047.228	302663.519	0	0	Arroyo el Quemado. Depósitos aluviales
308	204995.635	302088.049	0	0	Polje del Arroyo el Quemado. Laguna temporal con carsolitos
309	203489.162	298274.568	0	0	La Majagua. Extremo oeste Sierra del Quemado. Zona de inundación. Estabela
310	203833.121	297441.129	0	0	Isabel María. Valle fluvio cársico Río Cuyaguaje
311	203079.056	299921.602	0	0	Quemado de Pineda. Fm Manacas
312	202424.211	299584.258	0	0	Sierra de Cabezas. La Faldisquera. Fm Guasasa
313	201769.366	299994.362	0	0	Sierra de Gramales. Fm Guasasa
314	206214.374	303050.308	0	0	Sierra del Quemado. Abra. Contacto Fm Guasasa-Fm Manacas
315	205857.186	302494.682	0	0	Solapa del Indio
316	201203.954	304342.798	0	0	Río Peñas. Afloramiento de la Fm Pons

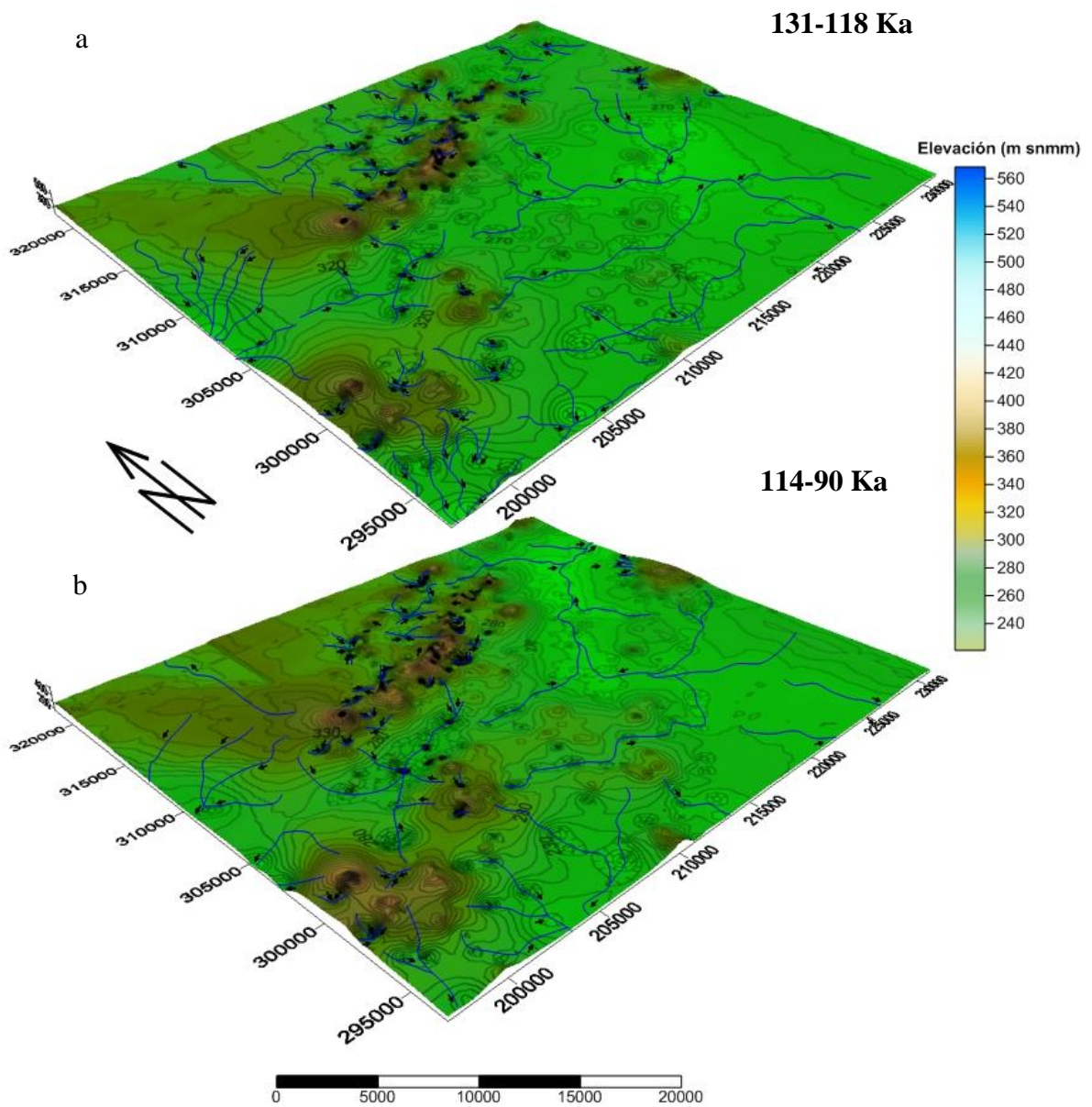
317	202979.31	307430.493	0	0	Manantial La Pimienta. Fm Manacas
318	202323.142	307705.66	0	0	Yacimiento de fosforita La Pimienta
319	203958.27	309584.206	0	0	El Punto. Pan de Azúcar. Fm Guasasa
320	203788.936	309896.415	0	0	Entronque camino a la Bejuquera. Fm San Cayetano
321	205921.354	299327.481	0	0	Ensenada Los Martínez
322	206249.438	299189.897	0	0	Pared sur Sierra del Quemado. Fm Guasasa
323	206693.939	299274.564	0	0	Pared sur Sierra del Quemado. Fm Guasasa
324	207180.773	300015.399	0	0	Camino de los Chivos. Fm San Cayetano
325	207159.607	299655.565	0	0	Pequeño mogote aislado
326	207551.19	300290.567	0	0	Camino de los Chivos. Fm San Cayetano
327	208514.276	300142.4	0	0	Arroyo el Brasil. Fm Manacas
328	209297.444	300491.651	0	0	Camino Isabel María-El Moncada. Fm San Cayetano
329	209646.694	300925.569	0	0	Camino Isabel María-El Moncada. Fm San Cayetano
330	209604.36	302153.238	0	0	Camino Isabel María-El Moncada. Fm San Cayetano
331	208514.274	303179.823	0	0	Parteaguas APS. Camino Isabel María-El Moncada. Fm San Cayetano
332	208620.108	303624.324	0	0	Manantial. Camino Isabel María-El Moncada. Fm San Cayetano
333	208080.357	304142.908	0	0	Camino Isabel María-El Moncada. Fm San Cayetano
334	209731.359	305645.745	0	0	Camino secundario. Fm San Cayetano
335	210271.11	305571.662	0	0	Entronque camino secundario con maestra. Fm san Cayetano
336	209413.859	305158.91	30	135	Afloramiento Fm San Cayetano
337	213400.475	309520.577	0	0	Entronque maestra-Sitio del Infierno. Fm San Cayetano
338	215927.911	311145.785	0	0	El Cuajaní. Fm Manacas
339	215806.203	310754.2	13	125	Valella. Fm San Cayetano
340	217610.639	313699.596	0	0	Cerro testigo. Fm Manacas. Bloques exóticos
341	218213	313554	0	0	Fm Ancón
342	218289	313522	0	0	Fm Pons
343	218342	313294	0	0	Fm Guasasa, Mbros Tumbitas
344	206339.639	304316.394	80	140	Cueva del Salón. Residuario paleontológico



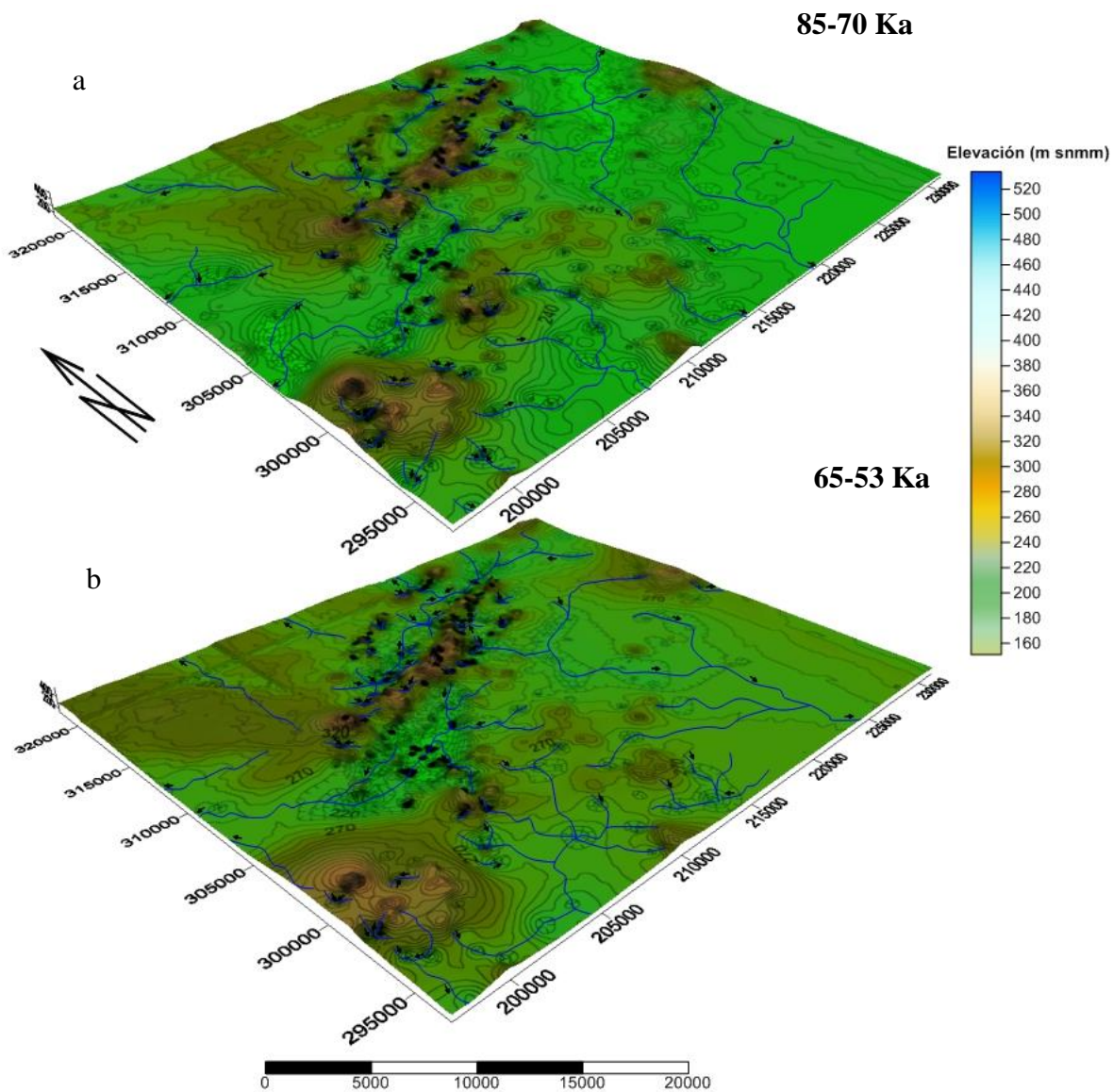
Anexo 4.1. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso: a) +410 – 420 m snmm (23 Ma), finales del Oligoceno – principios del Mioceno; b) +370 – 380 m snmm (8 Ma), finales del Mioceno – principios del Pleistoceno.



Anexo 4.2. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del curso: a) + 270 – 280 m snmm, finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno; b) + 240 – 260 m snmm, Pleistoceno Medio parte alta.

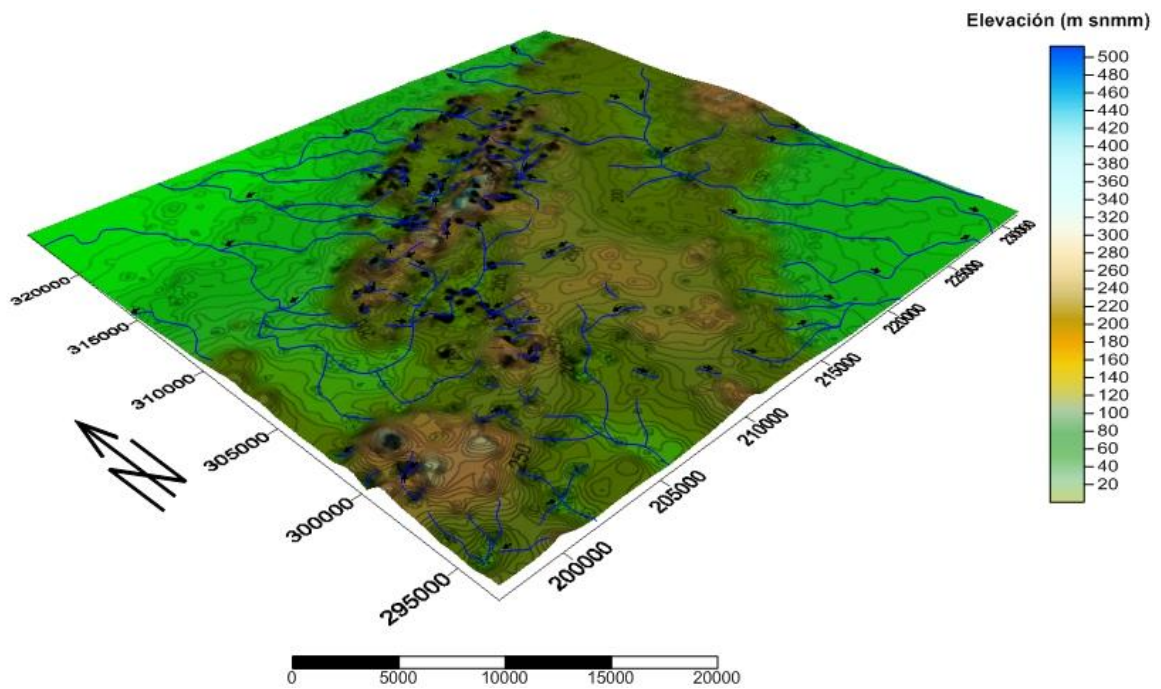


Anexo 4.3. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del curso: a) + 200 – 220 m snmm (118 – 131 Ka ap), finales del Pleistoceno Medio – Pleistoceno Superior parte baja; b) + 180 – 190 m snmm (90 – 114 Ka), Pleistoceno Superior parte media.



Anexo 4.4. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del curso: a) + 150 – 180 m snmm, (53 – 65 Ka ap); b) + 110 – 140 m snmm (70 – 85 Ka ap), correspondientes al Pleistoceno Superior parte alta.

39-22 Ka

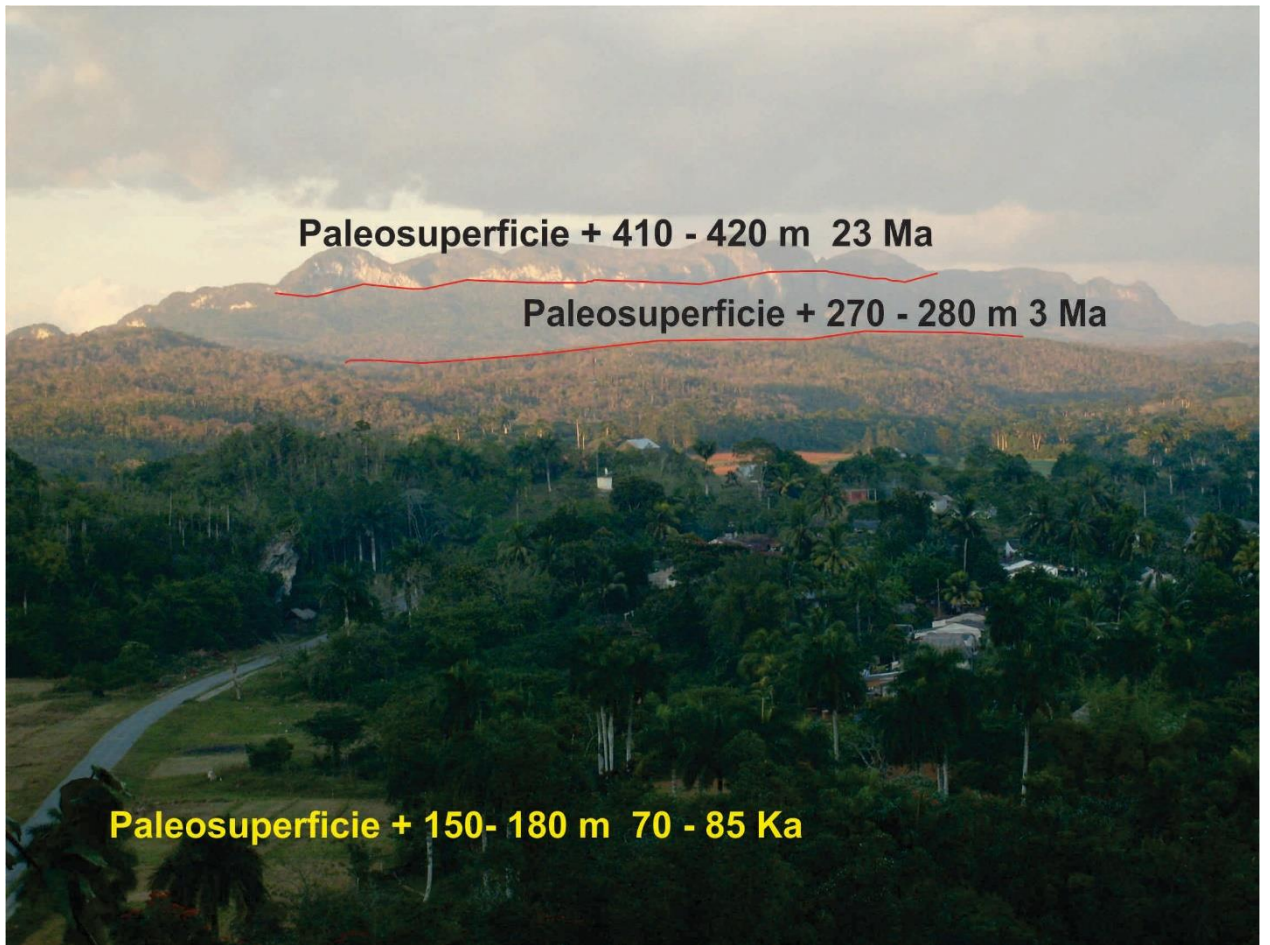


Anexo 4.5. Reconstrucción del relieve y la red de drenaje superficial para el nivel de base de erosión del carso + 50 – 80 m snmm, a inicios del Holoceno (22 – 39 Ka ap).

Leyenda general:

;

- Bocas de cuevas
- 240 — Curvas de nivel a intervalos de 10 m
- ↘ Drenaje y dirección del drenaje fluvial



Anexo 4.6. Paleosuperficies cársicas vistas desde la Sierra del Quemado. Paleosuperficie + 410 – 420 m snmm, edad: 23 Ma, en las sierras del Infierno y Viñales; Paleosuperficie + 270 – 280 m snmm, edad: 3 Ma, en la Sierra de Celadas (señaladas con líneas) y Paleosuperficie + 150 – 180 m snmm, edad 70 – 85 Ka, en el fondo del polje del Arroyo Santo Tomás.

Producción científica del autor vinculada al tema de tesis

Los resultados han sido obtenidos por el autor a través de su trabajo en los proyectos:

- Evolución geodinámica (paleogeográfica) de Cuba occidental y central entre el Jurásico Superior y el Plioceno 2005-2009
- El Geoparque Guaniguanico-Guanahacabibes: Un modelo para la conservación de la Geodiversidad en Pinar del Río” 2008-2010
- Contribución al conocimiento de la génesis, evolución y funcionamiento hidrogeológico del carso en la zona central de la Sierra de Los Órganos. Caso de estudio: Cuenca del Arroyo Santo Tomás. (2008-2010)
- Contribución al conocimiento de la génesis, evolución y funcionamiento hidrogeológico del carso en la zona central de la Sierra de Los Órganos. (2011-2013)

Los principales resultados han sido publicados en:

- Díaz, C, Rosa, C., 1998. Informe Geológico. Mogotes ´98. Expedición Espeleológica Vasco-Cubana. Diputación de Bilbao. País Vasco. España. Pp: 12-19.
- Díaz, C., Rosa, C., 1999. El Hoyo de los Cimarrones. Mogotes ´99. Expedición Espeleológica Vasco-Cubana. Diputación de Bilbao. País Vasco. España. Pp:65-82.

- Miranda, C, Díaz C., Rosa, C., Boligan, M., 2000. Estudios climáticos en cuevas de la Sierra de San Vicente, Viñales. Revista electrónica “Avances”. Delegación Provincial CITMA Pinar del Río.
- Rosa, C., Díaz, C., Cáceres, D., 2004. La estructura fisural y el desarrollo del karst de la Sierra de Viñales, Cuba. Atti e Memorie della Commissione Grotte “E. Boegan”, 49: 147-163.
- Farfán, H., **Díaz, C.**, 2007. *Sviluppo del carsismo nella Sierra di San Vicente, Viñales, Cuba*. Atti I Convegno Regionale di Speleologia “Campania Speleologica” Oliveto Citra (SA). Italia.
- Díaz, C., Farfán, H., 2007: Geomorfología e Hidrología de la Sierra de San Vicente, Viñales, Cuba. Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra Geociencias 2007. Memorias. La Habana.
- Farfán, H.; **Díaz, C.**; Parise, M.; Aldana, C., 2009. *Groundwater pollution scenarios in the watershed of the Arroyo Santo Tomas (Cuba)*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-01539. Viena, Austria.
- **Díaz, C.**, Molerio, L., Farfán, H., Ramírez, R., Luis, M., Corvea, J. L., 2009. Informe para la fundamentación física de la propuesta al Comité MAB–Cuba de la Reserva de la Biosfera Sierra de Los Órganos. Pinar del Río Cuba. Comité MAB-Cuba. UNESCO. La Habana.

- Farfán, H., **Díaz, C.**, Ramírez, R., 2010. Algunas consideraciones sobre el desarrollo y distribución de las dolinas en el Parque Nacional Viñales. Revista *Mapping interactivo*. <http://www.mappinginteractivo.com>. id artículo=1652.

- Farfán, H., **Díaz, C.**, Parise, M., Aldana, C., 2010. *Scenarios of groundwater pollution in a karst watershed: a case study in the Pinar del Río province at Cuba*. In Advances in research in karst media. Ed: Andreo, B., Carrasco, F, Durán, J. J., LaMoreaux, J. W., Springer-Verlag Berlín Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-642-12485-0.

- Díaz, C., Morales, G., Ramírez, R., Farfán, H., 2011. Estructura geológica y su vinculación con las morfoestructuras del área de la cuenca del arroyo Santo Tomás y la sierra de Santo Tomás – Quemado. Memorias IV Convención de Ciencias de la Tierra. Sociedad Cubana de Geología. La Habana. Cuba.

- Corvea J. L., Blanco A., de Bustamante, I., Farfán H., Martínez, Y., Novo, R., **Díaz, C.**, López, N. (2013): *Advances in Geoconservation in Cuba: Assessment of the Guaniguanico Range and Guanahacabibes Plain (Pinar del Río)*. Geoheritage. ISSN 1867-2477. DOI 10.1007/s12371-013-0086-4. base de datos: SCI.

- **Díaz, C.**, Ramírez, R., Farfán, H., Estévez, H., Ordaz, A. y Aldana, C., 2016. Condicionantes estructurales y litológicas de los grandes sistemas kársticos de la Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. Boletín Geológico y Minero, 127 (1): 57-65. ISSN: 0000-0000

Los resultados obtenidos han sido divulgados a través de varias ponencias en eventos internacionales:

- **Díaz, C.;** Rosa, C., 1998. Conocimiento reciente sobre la Geología y geomorfología del carso de la Sierra de San Vicente. Memorias Congreso 60 Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba. Camagüey. Cuba.
- Rosa, C., **Díaz, C.**, 2000. Relación Geología vs Geomorfología en el carso de la Sierra de Viñales. Memorias I Taller Internacional sobre Grandes Sistemas Cavernarios del Caribe y Centroamérica.
- Farfán, G., **Díaz, C.**, Corvea, J.L., Bustamante, I., 2009. Comparación estadística de diferentes metodologías para la cartografía de la vulnerabilidad de acuíferos cársicos. Memorias del 3ra. Convención Cubana de Ciencias de la Tierra GEOCIENCIAS 2009. Palacio de las Convenciones. La Habana. ISBN 978-959-7117-30-8. Sociedad Cubana de Geología.
- **Díaz, C.**, Morales, G., Ramírez, R., Farfán, H., 2011: Estructura geológica y su vinculación con las morfoestructuras del área de la cuenca del arroyo Santo Tomás y la Sierra de Santo Tomás–Quemado. Cuarta Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS 2011. Memorias en CD-Rom, La Habana, 4 al 8 de abril de 2011. ISBN 978-959-7117-30-8. Sociedad Cubana de Geología.
- **Díaz, C.**, Torres, Y., Ramírez, R., Farfán, H., Cáceres, D. 2013: El carso en la Sierra del Medio, Viñales, Cuba. Quinta Convención Cubana de Ciencias de la Tierra,

GEOCIENCIAS´2013. Memorias en CD-Rom, La Habana. ISSN 2307-499X. Sociedad Cubana de Geología.

- Estévez, E., **Díaz, C.**, dos Santos, L. C., Ramírez, R. 2013: Movimientos de masa en la región central de la Sierra de los Órganos, Cuba. Quinta Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS´2013. Memorias en CD-Rom, La Habana. ISSN 2307-499X. Sociedad Cubana de Geología.
- **Díaz, C.**, Molerio, L., Ramírez, R., Luis, M. H., Farfán, H., Corvea, J. L., Aldana, C., Morales, G. E. C., 2013. Reserva de la Biosfera Sierra de Los Órganos: fundamentación física de una propuesta. Quinta Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS´2013. Memorias en CD-Rom, La Habana. ISSN 2307-499X. Sociedad Cubana de Geología.

Además, ha tutorado trabajos de diplomas que abordan la temática:

- El control tectónico en el desarrollo y configuración de las redes de drenaje del carso en la Sierra del Quemado. Reyes, D. y Borrego, E., 2007
- Dependencia entre la génesis y desarrollo del sistema cársico de la Sierra del Quemado y la tectónica del macizo. Palma, G., 2008
- Factores geológicos que condicionan el surgimiento y desarrollo del Sistema Cársico de la Sierra de Celadas. Biyogo, V. y García, R., 2008
- Dependencia entre la génesis y desarrollo del sistema cársico de la Sierra del Quemado y la tectónica del macizo.

- Detalles de la estructura, estratigrafía y morfología en el perfil El Moncada - Sierra Celadas. Torres, Y., 2010
- Estructura geológica y su vinculación con las morfoestructuras del área de la cuenca del arroyo Santo Tomás y la Sierra de Santo Tomás – Quemado. Morales, G., 2010
- Geología y Geomorfología del Carso en la Región Central de la Sierra de los Órganos. Roach, F. y Rivero, V., 2013
- Movimientos de masa en la región central de la Sierra de los Órganos. Dos Santos, L. C., 2013
- Estudio Geólogo Geomorfológico del sector Río San Vicente y Río Pan de Azúcar en la Región Central de la Sierra de los Órganos, Pinar del Río. Martínez, L. y Castro, L. 2014.
- Geología y geomorfología de la Polja de Viñales, Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. Reyes, S. J., 2015.