

Análisis de la evolución tectónica y paleogeografía de la cuenca central, Cuba

Israel Cruz Orosa; Jesús Blanco Moreno; Yaniel M. Vázquez Taset - icruzo@ismm.edu.cu.

1. [Resumen](#)
2. [Introducción](#)
3. [Contexto geológico regional](#)
4. [La zona de fallas la trocha](#)
5. [La cuenca central](#)
6. [Análisis paleotectónico y paleogeográfico](#)
7. [Conclusiones](#)
8. [Referencias](#)

RESUMEN

El presente trabajo titulado “Análisis de la Evolución Tectónica y Paleogeografía de la Cuenca Central, Cuba”, tiene como objetivo realizar un análisis tectónico y estratigráfico de la Cuenca Central, que permita un acercamiento a los modelos paleotectónico y paleogeográfico regionales. Se aplica una metodología que reúne aspectos de geología estructural y análisis de cuencas sedimentarias, integrando estos elementos con la interpretación de datos morfométricos, gravimétricos y geológicos de superficie y del subsuelo.

Inicialmente se expone el fundamento teórico de la investigación, que incluye una panorámica del contexto geotectónico y geológico regional, haciendo énfasis en las características de la constitución geológica de Cuba Central. A partir de los trabajos de campo y del procesamiento de los datos morfométricos, geológicos y gravimétricos existentes, se realizó un análisis estructural que permitió un acercamiento a la geometría y evolución de la zona de fallas La Trocha. La interpretación de los datos gravimétricos y geológicos del subsuelo posibilitó realizar un estudio de generalización tectono-estratigráfica del registro sedimentario depositado en la Cuenca Central.

Como principal resultado de la investigación se presenta un análisis tectono-estratigráfico de la Cuenca Central, proponiéndose un acercamiento a los modelos paleotectónico y paleogeográfico regionales. Los resultados alcanzados en esta investigación contribuyen a aumentar el grado de conocimiento geológico de la zona de fallas La Trocha y la Cuenca Central, pudiendo ser utilizados para la planificación de estrategias y campañas de prospección de hidrocarburos en la zona de estudio.

PALABRAS CLAVE

Geología estructural, análisis de cuencas, evolución tectónica, paleogeografía, Cuba.

I. INTRODUCCIÓN

El derrumbe del campo socialista y la URSS, de conjunto con el bloqueo económico impuesto por los EUA, constituyeron los principales factores que indujeron el comienzo del “Período Especial” en Cuba a inicios de la década del 90. Desde ese momento la economía cubana declinó de manera constante hasta tocar fondo en el año 1993, siendo la pérdida de los suministros de materias primas básicas y de combustibles la causa que más afectó el desarrollo socioeconómico del país.

Como alternativa ante la situación existente, el gobierno cubano implementó una serie de medidas dirigidas a revivir y fortalecer algunos sectores priorizados de la economía cubana, entre ellos la exploración y producción de hidrocarburos. Se iniciaron campañas con recursos propios, que se agotaron rápidamente, buscándose una solución alternativa en la licitación de áreas para la exploración y extracción a compañías extranjeras. De esta forma el territorio cubano quedó sectorizado en varios bloques que tienen una base de información geológica, estructural, geofísica y geoquímica acumulada durante más de 70 años de prospección y extracción de petróleo en el archipiélago cubano. En 1999 se abrió para la exploración petrolera la zona económica exclusiva de Cuba en el sudeste del Golfo de México, la cual quedó dividida en 59 bloques de aguas profundas a fines del año 2003.

En los últimos años gracias al crecimiento sostenido de la economía nacional, al aumento de las perspectivas para la exploración en varias áreas y a la necesidad de alcanzar la independencia energética, se han trazado ambiciosos planes de crecimiento para la actividad petrolera. Actualmente se tiene como estrategia principal, lograr incrementar las reservas de hidrocarburos desarrollando los campos en explotación y los nuevos descubrimientos de forma eficiente y ejecutando la exploración de las zonas más perspectivas del país.

Sin lugar a dudas, entre las áreas con mayores perspectivas gasopetrolíferas en el territorio cubano, debemos incluir la zona central del país, fundamentalmente la Cuenca Central. Esta zona contiene un sistema petrolero probado, justificado por la existencia de varios yacimientos y la presencia de manifestaciones superficiales de hidrocarburos. Sin embargo, las campañas de prospección y exploración que se han desarrollado en los últimos años han tenido resultados poco alentadores, generando incertidumbre en el grado de veracidad y actualidad de los modelos geológicos que se utilizan para la región. A partir de este problema se justifica la ejecución de la presente investigación, la cual se propone como objetivo principal, realizar un análisis tectónico y estratigráfico, que permita un acercamiento a los modelos paleotectónico y paleogeográfico regionales.

Se toma como objeto de estudio la Cuenca Central, considerando además la estrecha relación que existe entre esta y la zona de fallas La Trocha, por cuanto es considerada como una cuenca de tipo tensional, desarrollada simultáneamente con la zona de fallas La Trocha. El área de estudio alcanza unos 7400 Km², ocupando parte de las provincias de Sancti Spíritus y Ciego de Ávila; aunque es necesario aclarar que en las fases iniciales de la investigación se abarcó un área mucho más extensa, con el objetivo de analizar el contexto geológico regional.

Las investigaciones se desarrollaron en tres etapas sucesivas y con objetivos bien definidos, que tributan al cumplimiento del objetivo principal de la investigación. La etapa inicial o preliminar se dedicó al diseño de la investigación y al estudio del estado actual del tema, cumpliéndose las tareas siguientes:

- Estudio de la bibliografía existente relacionada con el tema.
- Recopilación de la información geólogo – geofísica disponible.

La segunda etapa tuvo como objetivo central la selección, organización y procesamiento de la información disponible, también se desarrollaron algunas comprobaciones de campo. En esta etapa se realizaron las tareas siguientes:

- Digitalización, procesamiento e interpretación de los datos morfométricos.
- Procesamiento e interpretación de la información geológica de superficie.
- Organización, procesamiento e interpretación de la información geológica del subsuelo.
- Procesamiento e interpretación de la información gravimétrica.
- Análisis estructural de la zona de fallas La Trocha.
- Generalización tectono-estratigráfica de la Cuenca Central.
- Realización de comprobaciones de campo.

En una tercera etapa y final, se procedió a dar cumplimiento al objetivo de la investigación, desarrollándose las tareas siguientes:

- Análisis tectono-estratigráfico de la Cuenca Central
- Análisis paleotectónico y paleogeográfico regional.
- Confección de la memoria escrita de la investigación.

El principal aporte teórico de la investigación está relacionado con el desarrollo de un análisis tectono-estratigráfico regional, desarrollado sobre la base de la interpretación de datos morfométricos, geológicos (de superficie y del subsuelo) y gravimétricos, que permitieron un acercamiento a los modelos paleotectónico y paleogeográfico regionales. Los resultados obtenidos contribuyen a aumentar el grado de conocimiento geológico de la zona de fallas La Trocha y la Cuenca Central, pudiendo ser utilizados para la planificación de estrategias y campañas de prospección de hidrocarburos en la zona de estudio.

II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Cuba está situada en el extremo noroccidental del Mar Caribe, justo a la entrada del Golfo de México, formando parte de las Antillas Mayores (figura 2.1). El archipiélago cubano es de origen volcánico, aunque actualmente constituye un cinturón plegado acrecionado al margen meridional de la Placa Norteamericana. Las características geológicas del territorio cubano son el resultado

de una historia muy compleja, representada por una serie de secuencias y estructuras relacionadas estrechamente a la evolución del Caribe Occidental.

2.1. Marco Geotectónico

El Caribe es actualmente una de las regiones de mayor interés para la comunidad científica de las geociencias. Presenta una gran diversidad geológica relacionada a una complicada evolución, que aún en muchos aspectos es objeto de discusión. Los problemas científicos generados alrededor de la placa caribeña han atraído, durante más de 40 años, la atención de prestigiosos geocientíficos de todo el mundo, provocando la coexistencia de diferentes formas de pensamiento y la creación de muchos modelos que pretenden explicar la historia geológica del Caribe (Wilson, 1966; Ball et al., 1969; Malfait y Dinkelman, 1972; Burke et al., 1978, 1984; Aubouin et al., 1982; Pindell y Dewey, 1982; Sykes et al., 1982; Anderson y Schmidt, 1983; Duncan y Hargraves, 1984; Pindell, 1985, 1988, 1994; Klitgord y Schouten, 1986; Ross y Scotese, 1988; Donnelly, 1989; Stephan et al., 1990; Pindell y Barret, 1990; Frisch et al., 1992; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1998; Draper et al., 1996; Draper y Gutiérrez, 1997; Lapiere et al., 1997; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Giunta et al., 1999; Kerr et al., 1999).

La placa del Caribe se mueve hacia el este con respecto a las placas Norteamericana y Suramericana, con una velocidad de 1 a 2 cm/año (Mann et al., 1991; Lundgre y Russo, 1996). Como se muestra en la figura 2.1, la Placa del Caribe limita a lo largo de la mayor parte de su perímetro con las placas Norteamericana y Suramericana (Blanco, 1999). El límite noroeste del Caribe es el mejor definido, localizado a lo largo de las fallas transformantes Polochic-Motagua, Oriente y Swan que presentan un movimiento transcurrente siniestro (Draper y Barros, ed. 1994; Mann et al., 1995). Hacia el oeste el límite presenta una relación convergente con dos placas de la cuenca del Pacífico, la Placa de Cocos en América Central y la Placa de Nazca en el istmo de Panamá. El movimiento hacia el este de las placas de Cocos y Nazca con respecto a la del Caribe, genera la subducción de aquellas a lo largo de América Central (Draper y Barros, ed. 1994). Las discrepancias mayores sobre el límite occidental de la Placa del Caribe se circunscriben al límite Caribe-Nazca en la Zona de Panamá, el cual es muy difuso y podría ser de tipo transformante (Villaseñor, 1995). Entre la Placa Caribe y la Placa de América del Sur el límite está representado por una amplia zona de deformación y una distribución difusa de la sismicidad. En esta zona se encuentran varias fallas de desgarre dextro (Molnar y Sykes, 1969) que han sido propuestas como marcadores del límite de placas. Sin embargo, dada la complejidad tectónica de la zona, se ha sugerido la posible existencia de una microplaca entre el Caribe y América del Sur para explicar las estructuras presentes (Mann et al., 1995). El límite oriental de la Placa del Caribe presenta una relación convergente con la litosfera oceánica del Atlántico, marcada claramente por el arco de islas volcánicas de las Antillas Menores que se genera como resultado de la subducción de la corteza atlántica bajo la del Caribe. Por último, la definición del límite noreste de la Placa del Caribe es polémica. Se sugiere, a partir de datos de sismica de reflexión y sismicidad, que la Placa Norteamericana subduce a la del Caribe (Sykes et al., 1982); mientras que otros autores han argumentado que la zona sur de Puerto Rico es subducida por la litosfera de la cuenca de Venezuela (Byrne et al., 1985).

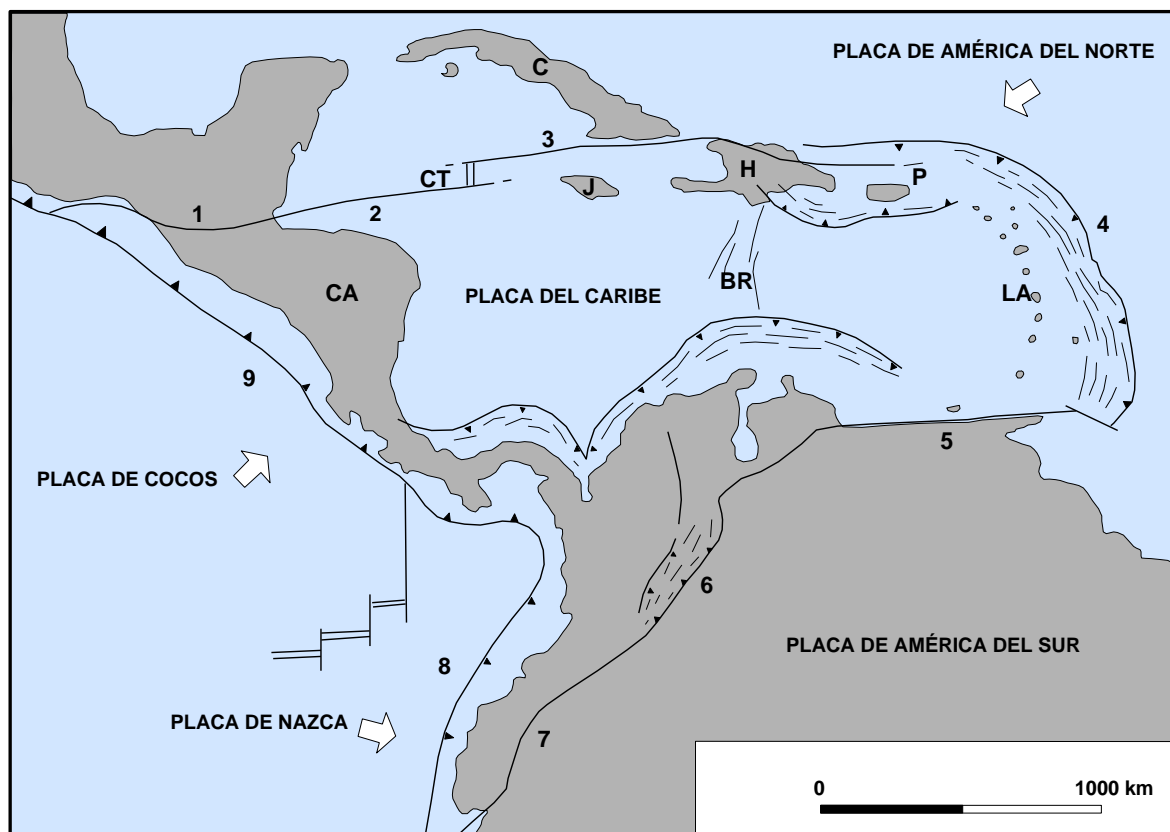


Figura 2.1: Mapa esquemático de la región del Caribe, mostrando la posición relativa de las placas (modificado de Proenza, 1997). Las abreviaturas son: C, Cuba; J, Jamaica; P, Puerto Rico; H, La Española; LA, Antillas Menores; CA, Centroamérica; CT, Fosa Caimán; BR, Cresta de Beata; 1, zona de fallas Polochic-Motagua; 2, falla transformante Swan; 3, falla transformante Oriente; 4, zona de subducción de las Antillas Menores; 5, zona de fallas El Pilar; 6, Cordillera Oriental de Colombia; 7, zona de fallas Dolores-Guayaquil; 8, zona de subducción de Colombia; 9, zona de subducción de América Central.

Los modelos propuestos para explicar el origen y evolución de la placa caribeña aceptan su migración relativa hacia el este, respecto a las placas Norteamericana y Sudamericana. La mayor polémica se centra en el origen de la litosfera oceánica que hoy conforma la Placa del Caribe, pues este aspecto es explicado bajo puntos de vista diferentes.

Un grupo de investigadores defiende la idea del "Caribe Autóctono" (Ball et al., 1969; Aubouin et al., 1982; Sykes et al., 1982; Anderson y Schmidt, 1983; Klitgord y Schouten, 1986; Donnelly, 1989; Frisch et al., 1992; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Meschede y Frisch, 1998; Giunta et al., 1999), que plantea la generación de la litosfera oceánica del Caribe entre las placas Norteamericana y Suramericana luego de la ruptura de Pangea.

Estos modelos "Autóctonos" asumen un origen atlántico para la Placa del Caribe, por lo que pueden caracterizarse como estáticos, pues la cinemática de las placas adyacentes (Norteamericana, Suramericana y Farallón) controlaría sus márgenes (Lázaro-Calisalvo, 2004). Los límites septentrional y meridional tendrían componente en dirección, mientras que hacia el oriente y occidente serían como los actuales, zonas de subducción donde se consumirían litosferas oceánicas del Atlántico y del Pacífico respectivamente.

Del otro bando tenemos los defensores del "Caribe Alóctono" (Wilson, 1966; Malfait y Dinkelman, 1972; Burke et al., 1978, 1984; Pindell y Dewey, 1982; Duncan y Hargraves, 1984; Pindell, 1985, 1988, 1994; Ross y Scotese, 1988; Stephan et al., 1990; Pindell y Barret, 1990; Draper et al., 1996; Draper y Gutiérrez, 1997; Lapiere et al., 1997; Iturralde-Vinent, 1998; Mann, 1999; Kerr et al., 1999) que proponen un origen pacífico de la litosfera del Caribe.

Según este grupo de modelos, la divergencia mesozoica entre Norteamérica y Sudamérica creó una cuenca oceánica interamericana, el Protocaribe (de origen atlántico), actualmente desaparecida por subducción bajo la placa del Caribe, cuyo origen Jurásico se situaría en el Pacífico (Placa Farallón). La continua desaparición del Protocaribe por subducción y divergencia

entre Norteamérica y Sudamérica durante el Mesozoico, permitiría la deriva de la placa del Caribe hacia el este, a medida que la placa Norteamericana derivaba hacia el noroeste y la Sudamericana hacia el oeste-noroeste. En su deriva hacia el este, la Placa del Caribe se llegaría a colocar entre las dos placas mayores, siendo el movimiento relativo en dirección siniestro en su margen septentrional (Guatemala-Antillas Mayores) y dextro en su margen meridional (Colombia-Venezuela-Antillas Holandesas). Este segundo grupo de modelos es el más aceptado actualmente, aunque debe indicarse que se han propuesto bastantes variantes del mismo con contrastadas geometrías y evoluciones de los límites de placa.

Los modelos que proponen el origen pacífico de la Placa del Caribe, desde la década de los 80 e inicio de los 90 fueron extensamente aceptados, con el predominio de algunos que hoy en día ya pueden considerarse como clásicos (Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985, 1988, 1994; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barret, 1990). Durante la segunda mitad de los 90, se realizaron algunos trabajos que evidenciaron incompatibilidad de los modelos existentes con la constitución geológica de Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Proenza, 1997; Blanco, 1999) y un número importante de investigaciones que han contribuido a aumentar el grado de conocimiento geológico de Cuba y de la región del Caribe, entre muchos, debemos destacar algunos trabajos que abordan aspectos relacionados con el desarrollo de la apertura del Protocaribe y las secuencias relacionadas (Marton y Buffler, 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Hutson et al., 1999), un grupo que profundiza en la evolución de las distintas generaciones de arcos volcánicos y el magmatismo asociado (Renne et al., 1991; Iturralde-Vinent, 1996b, c, d, 1997, 1998; Proenza, 1997; Díaz de Villalvilla et al., 1998; Proenza et al., 1999; Kerr et al., 1999) y otros que aportan criterios de peso para comprender y explicar los procesos de colisión ocurridos (Iturralde-Vinent, 1994, 1996b, 1997; Blanco, 1999; Mann, 1999). Como resultado de estos avances se logró la creación de modelos bastante completos (Iturralde-Vinent, 1998; Kerr et al., 1999), que han resuelto una buena parte de las contradicciones antes referidas y han logrado integrar las particularidades geológicas de Cuba en los modelos evolutivos del Caribe.

Uno de los mayores problemas, que hasta la fecha no se ha logrado esclarecer del todo, está referido a los eventos de colisión que han afectado sucesivamente la región caribeña. Mann (1999) propone un modelo evolutivo que considera el desarrollo de un proceso de colisión secuencial (figura 2.2), entre la Placa del Caribe y los márgenes de Yucatán, Norteamérica y Sudamérica. Tales eventos posiblemente se relacionan a escala regional, con la compresión que ha sufrido la Placa del Caribe en su deriva hacia el este entre las placas Norteamericana y Sudamericana, estando además afectados desde el Oligoceno por el proceso de transcurrancia del Caribe Noroccidental.

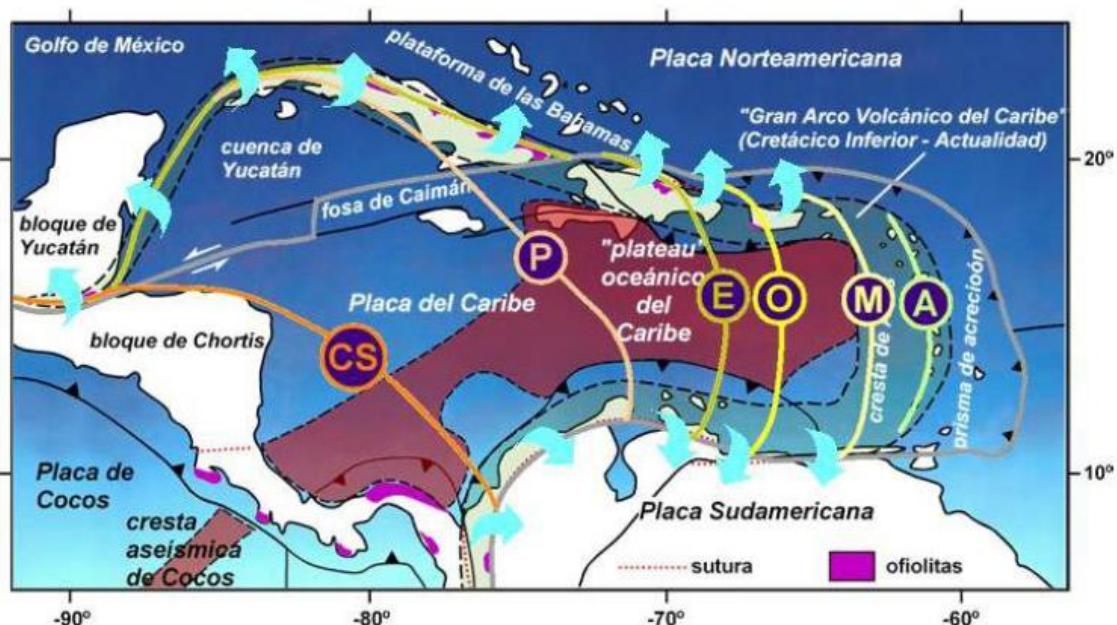


Figura 2.2: Proceso de colisión secuencial entre la Placa del Caribe y los márgenes de Yucatán, Norteamérica y Sudamérica (tomado de Lázaro-Calisalvo, 2004; antes modificado de Mann, 1999). Las

abreviaturas son: CS, Cretácico Superior; P, Paleoceno; E, Eoceno; O, Oligoceno; M, Mioceno; A, Actualidad.

Particularmente las investigaciones realizadas en el territorio cubano, aportan evidencias que confirman la ocurrencia de eventos de colisión entre el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense (quizás antes) y el Eoceno Superior (Draper y Barros, ed. 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1997, 1998; Blanco, 1999; García-Casco, 2001). Todo parece indicar que es factible diferenciar dos eventos colisionales diferentes y con cierta continuidad temporal; el primero relacionado con la posible colisión de los terrenos Pinos, Escambray y las secuencias enterradas al sur de la provincia de Camagüey (Blanco y Proenza, 1994), con el Arco Volcánico Albiense-Campaniense (Draper y Barros, ed. 1994; García-Casco, 2001); y el segundo, asociado al proceso de colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional pasivo de la Placa Norteamericana (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1998; Blanco, 1999). Sin embargo, a pesar de las evidencias conocidas, aún no existe un esquema que permita explicar la evolución y características de los eventos colisionales, que dieron lugar a la formación del Cinturón Plegado Cubano. Las principales contradicciones de los modelos que actualmente se manejan son las siguientes:

- a) No se ha logrado proponer un esquema geotectónico, que justifique de manera convincente el mecanismo de emplazamiento y la actual posición que ocupan los terrenos Pinos y Escambray, partiendo de la correlación de los mismos con el bloque Yucatán. Estudios del metamorfismo de Pinos indican el desarrollo de una secuencia colisional, caracterizada por una fase de metamorfismo de alta presión seguida de calentamiento hasta alcanzar el pico térmico (colisión madura, ca. 72 Ma), y luego otra fase de rápida descompresión, con desarrollo de la foliación principal seguido de rápido enfriamiento isobárico (colapso extensional, ca. 68 Ma) (García-Casco, 2001). Este análisis indica que las secuencias pertenecientes a Pinos (y al Escambray?) entraron, desde el sur, en la zona de subducción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense induciendo su colapso, el cual además posiblemente tuvo relación con la apertura de la Cuenca de Yucatán. Por otra parte, el hecho de que el grado de metamorfismo del terreno de Guaniguanico sea diferente al de Pinos y Escambray (Somin y Millán, 1976, 1981; Millán y Somin, 1981; Iturralde-Vinent, 1998), indica que su evolución metamórfica y mecanismo de emplazamiento fue muy diferente. Estos aspectos sugieren que la correlación de los terrenos Pinos y Escambray con el bloque Yucatán, pueda ser cuestionable.
- b) Aún existen lagunas a la hora de explicar el papel que juega la Cuenca de Yucatán en la evolución geotectónica del Caribe Occidental y su relación con los eventos de colisión registrados en Cuba. El inicio de la apertura de la Cuenca de Yucatán se estima a finales del Cretácico (Iturralde-Vinent, 1998) y posiblemente tenga relación con el colapso extensional del Arco Volcánico Albiense-Campaniense, registrado a partir de la evolución P-T-t de filitas, esquistos y gneisses de las distintas zonas metamórficas del terreno Pinos (García-Casco, 2001). La Cuenca de Yucatán puede haber constituido la zona de generación del movimiento que provocó la colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana.
- c) Es necesario profundizar en las implicaciones que tuvo el surgimiento del límite transformante del Caribe Noroccidental (Polochic-Motagua, Swan-Oriente y Fosa Caimán), para la evolución del Cinturón Plegado Cubano. El registro estratigráfico existente en Cuba a partir del Eoceno Superior, es representativo de un período de desarrollo platafórmico; esta relativa tranquilidad tectónica puede tener relación con un cambio regional de los esfuerzos y del movimiento, provocado por el comienzo de la actividad transformante en el Caribe Noroccidental.

Para el desarrollo de esta investigación se asumen los modelos propuestos por Iturralde-Vinent (1998) y Kerr (1999). Solo se adoptan algunos aspectos algo diferentes para explicar la aloctonía de los terrenos Pinos y Escambray y en relación con la evolución de los eventos colisionales registrados en Cuba.

2.2. Modelo de la Constitución Geológica de Cuba

En la complicada evolución geológica de la región caribeña, la Isla de Cuba es uno de los mayores retos al conocimiento. El territorio cubano, tanto por su extensión territorial como por el conjunto geológico que

presenta, es una pieza clave para el correcto entendimiento de la geología y evolución del Caribe. Como se muestra en la figura 2.3, en la constitución geológica de Cuba se reconocen dos niveles estructurales: el Substrato Plegado (Cinturón Plegado Cubano) y el Neoaútóctono (Neoplataforma) (Iturralde-Vinent, 1996a, ed. 1997, 1998).

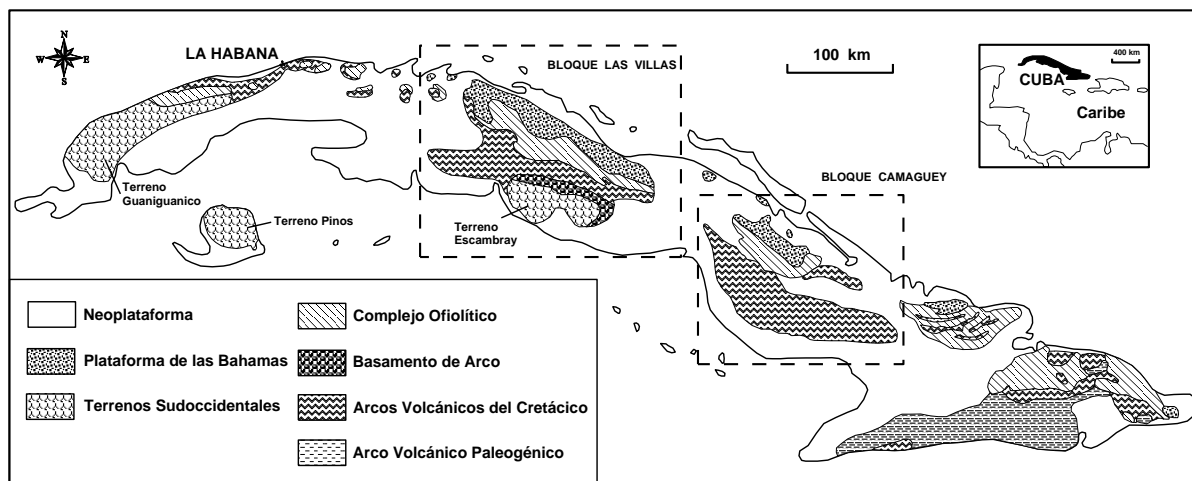


Figura 2.3: Mapa esquemático del territorio cubano, que representa el modelo de su constitución geológica (modificado de Iturralde-Vinent, ed. 1997).

2.2.1. El Cinturón Plegado Cubano

El Cinturón Plegado Cubano típicamente se ha interpretado yaciendo en posición alóctona sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana (Iturralde-Vinent, 1981, ed. 1996a, 1998; Bush y Sherbakova, 1986; Pushcharovsky, 1989; Kerr et al., 1999). Las dos principales concepciones que se han desarrollado para interpretar su estructura interna, en general mantienen el carácter alóctono del mismo sobre el margen norteamericano, sin embargo difieren en algunos aspectos.

Un grupo de autores (Wassall, 1956; Shaposhnikova, 1974; Somin, 1977; Somin y Millán, 1976; Shein, ed. 1985) plantean que tanto las ofiolitas como las rocas volcánicas existentes en Cuba, yacen en posición alóctona sobre el margen meridional norteamericano y que los terrenos de Placetas, Asunción, Guaniguanico, Pinos y Escambray son la continuación de Las Bahamas hacia el sur y, por lo tanto, ventanas tectónicas donde aflora el basamento del territorio cubano. A partir de la concepción de Wassall (1956) y seguidores, se han desarrollado muchos de los modelos evolutivos del Caribe que ubican la zona de subducción de los arcos cretácicos al norte de Cuba (Shein, ed. 1985), es por eso que en dichos modelos generalmente se evade la existencia de los terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray, ante la imposibilidad de explicar las características metamórficas y el mecanismo de emplazamiento de estos elementos.

La segunda concepción, que actualmente es la más aceptada por los geólogos cubanos, también parte del criterio clásico de interpretar el Cinturón Plegado Cubano acrecionado sobre el margen de Norteamérica, con la diferencia de que asume la existencia de terrenos alóctonos e importantes mantos de sobrecorrimiento (Iturralde-Vinent, 1981, 1996a, 1998; Bush y Sherbakova, 1986; Pushcharovsky, ed. 1989; Kerr et al., 1999). Según este modelo en el Cinturón Plegado Cubano existen una serie de elementos de diverso origen y representativos de los eventos relacionados con la evolución del Caribe Occidental. Iturralde-Vinent (ed. 1997) los agrupa como unidades de naturaleza continental y unidades de naturaleza oceánica, considerando incluidas en el primer grupo las secuencias pertenecientes al margen norteamericano y una serie de terrenos alóctonos que definió en su conjunto como Terrenos Sudoccidentales (Guaniguanico, Pinos y Escambray); como unidades oceánicas define a las secuencias pertenecientes al complejo ofiolítico (ofiolitas septentrionales) y las representativas de la actividad volcánica del Cretácico y del Paleógeno respectivamente.

El Cinturón Plegado Cubano ha tenido su origen vinculado a los procesos de convergencia que se desarrollaron en el Caribe desde comienzos del Cretácico. Hasta el Cretácico Superior se desarrolló de conjunto con el Cinturón Plegado de las Antillas Mayores, cuando posiblemente comenzó el proceso de colisión entre las secuencias pertenecientes a los terrenos Pinos y Escambray con el Arco Volcánico Albiense-Campaniense (García-Casco, 2001), que iniciaron la extinción de la actividad volcánica. A partir

de la apertura de la Cuenca de Yucatán la evolución del Cinturón Plegado Cubano fue diferente a la del resto de las grandes antillas (incluyendo Cuba Oriental) (Draper y Barros, ed. 1994). En las secuencias representativas de este período en Cuba, se registra una fuerte actividad de sobrecorrimiento (Iturralde-Vinent, 1981, ed. 1996a, 1998) y el desarrollo de un sistema de cuencas superpuestas (Blanco, 1999), mientras que en el resto de las grandes antillas continuó el vulcanismo hasta el Eoceno Medio-Superior. La separación del Cinturón Plegado Cubano de la Placa del Caribe, estuvo asociada al desarrollo del límite transformante Swan-Cayman-Oriente y su actividad se estima iniciada entre el Eoceno Medio y el Eoceno Superior (Draper y Barros, ed. 1994; Mann et al., 1995; Proenza, 1997) y concluida en el Mioceno (Mann et al., 1995).

2.2.2. Neoplataforma

Las secuencias post-Eoceno Superior depositadas en Cuba, son representativas de un período de desarrollo platafórmico, a las que también se ha denominado en la literatura geológica cubana el Neoautóctono (Iturralde-Vinent, 1996a, ed. 1997, 1998). A partir del Eoceno Superior en el territorio cubano prevalecieron los movimientos verticales, que formaron una estructura con bloques elevados donde apenas hubo deposición, mientras que otros bloques experimentaron subsidencia y hoy conservan espesores de más de 3000 metros de sedimentos (Iturralde-Vinent, ed. 1997). La sedimentación ocurrió en tres etapas que tuvieron lugar durante el Eoceno Superior-Oligoceno, Mioceno Inferior-Mioceno Superior y Plioceno-Actualidad. Cada una de estas etapas comenzó con una transgresión, con predominio de sedimentos clásticos que transicionan hasta carbonatados de aguas someras, y concluyó con una regresión rápida.

Las deformaciones de estas rocas son escasas, con la excepción de las fajas asociadas a las fallas sinistralas Pinar, La Trocha y Oriente (Iturralde-Vinent, 1998). Los bajos niveles de deformación están relacionados al predominio de los movimientos oscilatorios verticales y a que los movimientos horizontales fueron de menos de 30 kilómetros (Iturralde-Vinent, 1981). Las direcciones principales de las fallas que afectan la Neoplataforma son fundamentalmente heredadas de rumbos ya existentes en el Cinturón Plegado Cubano.

2.3. Geología de Cuba Central

Típicamente el territorio cubano suele ser dividido en tres regiones: occidental, central y oriental, realizándose esta subdivisión sobre la base de las características geológicas, las secuencias y las deformaciones existentes en cada región. En Cuba Central se distinguen dos bloques con características parcialmente similares, separados entre sí por la zona de fallas La Trocha, bloque Las Villas y bloque Camagüey (figuras 2.4 y 2.5).

En estos bloques es posible distinguir, de norte a sur y con una extensión lateral no uniforme, las diferentes secuencias involucradas en la orogenia que formó el Cinturón Plegado Cubano y las formadas durante y después de concluido el proceso de colisión (Blanco, 1999). En su parte más septentrional aflora un conjunto de secuencias sedimentarias que van desde carbonatadas de aguas profundas, con intercalaciones de silicitas, hasta sedimentos típicos de plataformas carbonatadas, existiendo además secuencias evaporíticas, todas con edades jurásicas a cretácicas. Tales secuencias se consideran representativas del paleomargen norteamericano, desarrollado durante la apertura del Thetys americano.

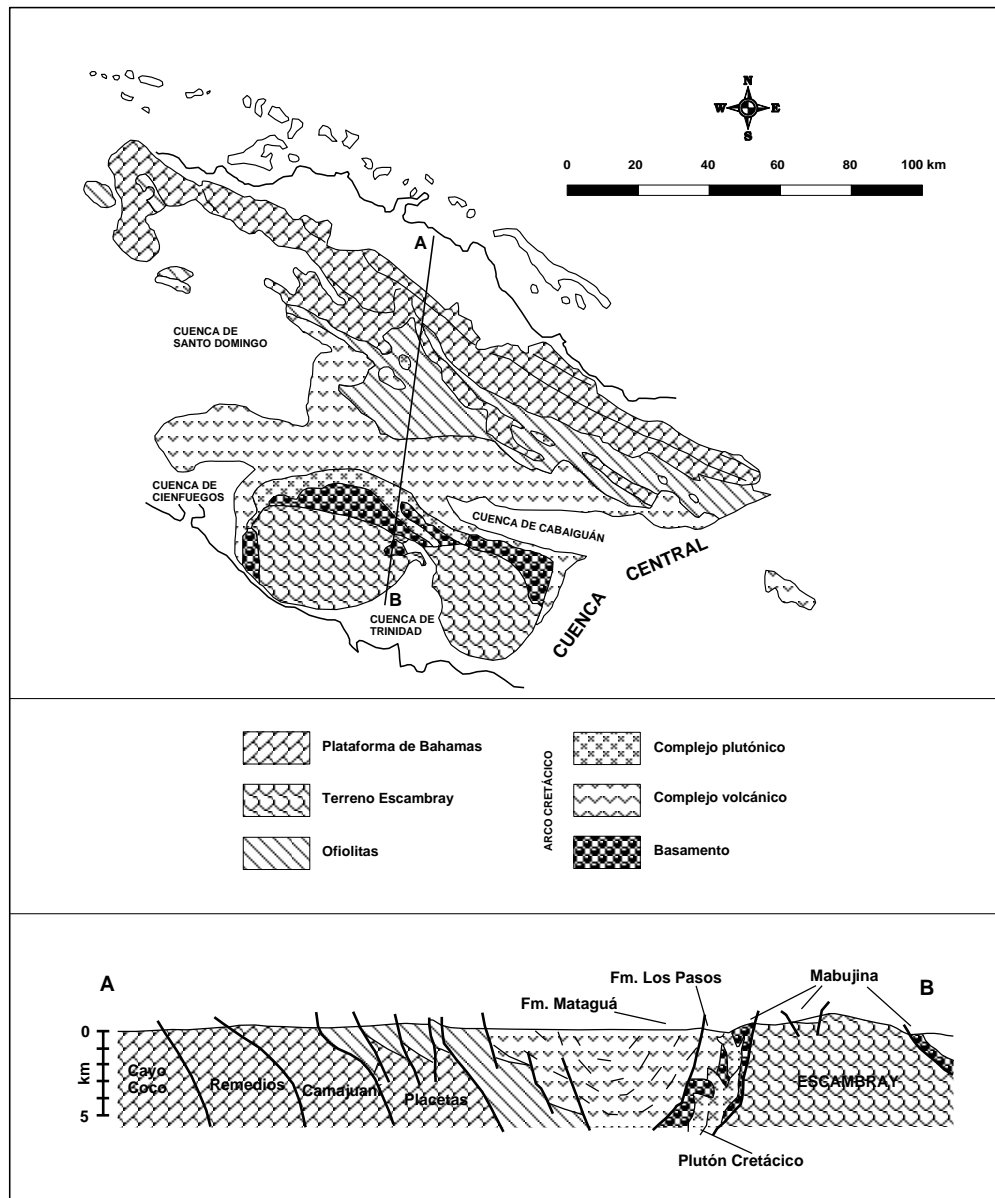


Figura 2.4: Mapa esquemático del bloque Las Villas (Cuba Centro Occidental) y perfil esquemático de su constitución geológica (modificado de Iturralde-Vinent, ed. 1997).

Más al sur aflora un conjunto típico del desarrollo de arcos de islas volcánicas, en relación tectónica muy compleja con rocas del complejo ofiolítico, sobre las cuales aún se discute su origen (Iturralde-Vinent, 1996b; Proenza, 1997), que posiblemente se relaciona con una cuenca de retroarco - mar marginal (Proenza, 1997; Blanco, 1999). En la porción meridional de Cuba Central aflora el terreno Escambray, que constituye un elemento alóctono en el Cinturón Plegado Cubano (Iturralde-Vinent, 1996a, ed. 1997, 1998) posiblemente emplazado desde el sur luego de su colisión con las secuencias del Arco Volcánico Albiense - Campaniense. La existencia de secuencias correlacionables con el Escambray en profundidad no ha sido probada con certeza, aunque hacia el sur de la provincia de Camagüey han sido descritas rocas similares (Blanco y Proenza, 1994; Pardo, 1996; Blanco, 1999).

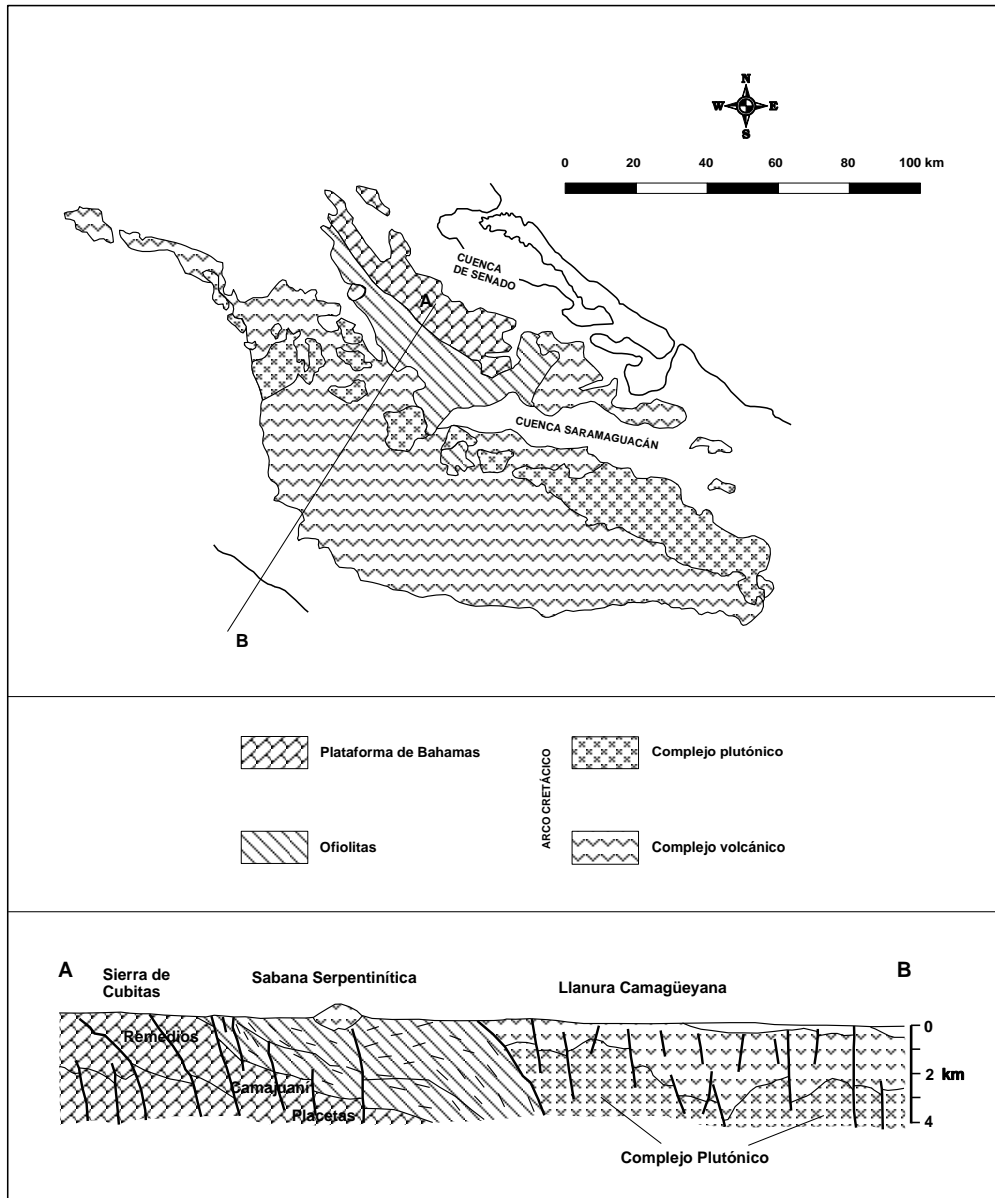


Figura 2.5: Mapa esquemático del bloque Camagüey (Cuba Centro Oriental) (modificado de Hall et al., 2004) y perfil esquemático de su constitución geológica (modificado de Iturralde-Vinent, ed. 1997).

La sedimentación representativa del intervalo comprendido entre el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense y el Eoceno Superior, indica el desarrollo de una intensa actividad de sobrecojimiento, marcada por la deposición de sedimentos molásicos y flyschoides en un sistema de cuencas superpuestas (Blanco, 1999). Desde la segunda mitad del Eoceno Superior la sedimentación ocurrió en ambientes tectónicamente tranquilos, típicos de un proceso de desarrollo platafórmico (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998).

2.3.1. Plataforma de Bahamas

Es considerada conjuntamente con la Megaplataforma Florida-Bahamas, como una parte del bloque Estrecho de la Florida descrito por Pindell y Barret (1990). Las secuencias pertenecientes a la Plataforma de Bahamas se desarrollaron desde el Aptiense-Albiense, luego de la fracturación y desmembramiento de la Megaplataforma Florida-Bahamas (Iturralde-Vinent, 1996a, ed. 1997, 1998). A partir de ese momento se diferenciaron varias plataformas pequeñas separadas por canales de aguas profundas, que se mantuvieron con la misma configuración aproximada hasta el Maastrichtiense (Ball et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1994; Buffler y Hurst, 1995). Estas secuencias han sido descritas total o parcialmente al norte de Cuba

Central, definiéndose sus secciones estratigráficas tipos en varias localidades de esta región: Cayo Coco, Remedios, Camajuani y Placetas.

Actualmente se manejan ideas algo contrastadas con respecto a la posición y ambiente de sedimentación de la zona de Placetas. Iturralde-Vinent (1998) presenta estas secuencias como un terreno alóctono de naturaleza oceánica, considerando las características sedimentológicas y estructurales de esta unidad; mientras que Blanco (1999) adopta un modelo que ubica la zona de Placetas como representativa de la zona del glacis continental. En el desarrollo de esta investigación se asume el modelo propuesto por Blanco (1999).

2.3.1.1. Zona de Cayo Coco

Es representativa de los canales intraplatafórmicos que seccionaban la Plataforma de Bahamas. Se reconoce en pozos perforados en los cayos y la faja costera norte de Cuba Central. En la zona de Cayo Coco se ha descrito las formaciones siguientes:

- Fm. Cayo Coco (Pardo, 1956: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), que ha sido estudiada en el intervalo 2153 - 3222 metros del pozo Cayo Coco 2, perforado al norte de la provincia de Ciego de Ávila. Está compuesta por dolomitas y anhidritas masivas con intercalaciones de calizas y calcarenitas de edad Jurásico Tithoniense-Cretácico Neocomiense (Hatten et al., 1958).
- Fm. Guaney (Iturralde-Vinent y Roque-Marrero, 1981: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), que aflora sólo en Loma Guaney al noroeste de la provincia de Camagüey y está constituida por biomicritas algo arenosas, margas y silicitas de edad Cretácico Aptiense-Maastrichtiense (Iturralde-Vinent et al., 1981).

No se han encontrado fósiles del período Coniaciense al Campaniense en los cortes de pozos ni en afloramientos, lo que sugiere la presencia de un hiato (Iturralde-Vinent, 1998). La zona está deformada por fallas inversas y un plegamiento moderado con vergencia NE (Meyerhoff y Hatten, 1968; Roque-Marrero e Iturralde-Vinent, 1987).

2.3.1.2. Zona de Remedios

La zona de Remedios está situada al sur de la zona de Cayo Coco (Ducloz y Vuagnat, 1962), siendo representativa de la plataforma externa, con ambientes de sedimentación típicos de lagunas y bajos retroarrecifales, bancos biostrómicos y de mar abierto. Se reconocen en pozos profundos y afloramientos en la vertiente norte de Cuba Central, en la Cordillera Norte de Las Villas y en la Sierra de Cubitas (Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974; Pardo, 1975; Iturralde-Vinent, 1981; Iturralde-Vinent y Roque-Marrero, 1987; Díaz et al., 1997). Sus principales representantes son las formaciones Perros, Palenque, Vilató y Purio.

- Fm. Perros (Hatten et al., 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla al norte de Cuba Central, al norte de las provincias Villa Clara, Sancti Spíritus, Ciego de Ávila y Camagüey, con una litología caracterizada por dolomitas, calizas y brechas dolomíticas, de edad Jurásico Tithoniense?-Cretácico Neocomiense (Cobiella, 1984).
- Fm. Palenque (Truitt, 1956: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), tiene sus áreas tipo en Lomas El Palenque, Sierra de Jatibonico y Sierra de Cubitas, provincias de Villa Clara, Sancti Spíritus y Camagüey. Está constituida por calizas microcristalinas, organógenas, en menor grado detríticas, con intercalaciones de dolomitas de edad Cretácico Aptiense-Cenomaniense (Iturralde-Vinent et al., 1986; Díaz et al., 1992).
- Fm. Vilató (Iturralde-Vinent y Díaz, 1986: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), solo se ha reportado en la Sierra de Cubitas, provincia de Camagüey y su litología es de calizas laminares, biógenas, biógeno-detríticas y calcirruditas, que se caracterizan por los ritmos de sus estratos. La edad es Cretácico Cenomaniense-Turonense (Iturralde-Vinent et al., 1986; Díaz et al., 1992).
- Fm. Purio (Hatten et al., 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla al norte de Cuba Central y está compuesta por calizas micríticas y biógeno-detríticas, masivas o en capas gruesas, a veces dolomitizadas, con horizontes de brechas calcáreas, ricas en fragmentos de rudistas, foraminíferos bentónicos y otros microfósiles del Cretácico Turonense-Maastrichtiense (Iturralde-Vinent et al., 1986; Díaz et al., 1992).

No se han podido identificar secciones de edad Turonense al Santiense, probablemente debido a la presencia de un hiato, pues hay una disconformidad en el tope del Cenomaniense (Díaz, 1985; Díaz et al., 1997). Las rocas están intensamente deformadas en pliegues muy apretados con vergencia NE y por la existencia fallas inversas y planos de sobrecorrimento que separan varios mantos tectónicos.

2.3.1.3. Zona de Camajuani

Esta zona está muy bien representada en la región norte de Las Villas, mientras que en Camagüey no se han reportado sus secuencias en superficie, aunque se supone que existan en profundidad (Blanco, 1999). Se presenta formando bandas alargadas con una anchura entre 2 y 10 Km. Por el norte limita tectónicamente con la zona de Remedios y hacia el sur con la zona de Placetas, estando representada por las formaciones siguientes:

- Fm. Trocha (Ortega y Ross, 1931: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), aflora principalmente entre Rancho Veloz y Sagua la Grande y en menor grado se extiende entre las localidades de El Sitio y Encrucijada. Está compuesta por calizas de colores oscuros, a veces en bandas o abigarradas, en menor cantidad pueden aparecer dolomitas, calizas oolíticas, y capas o lentes de silicitas, conglomerados y brechas calcáreas. Su edad es Jurásico Thitoniense - Cretácico Berriasiense.
- Fm. Margarita (Hatten et al., 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla en forma de franjas alargadas al norte de la provincia de Villa Clara. Está constituida por calizas cremosas microgranulares y arcillosas, silicitas y conglomerados brechosos y calcáreos. Su edad se estima del Cretácico Inferior (Berriasiense - Hauteriviense Inferior).
- Fm. Mata (Wassall, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla al norte de la provincia de Villa Clara y está compuesta de calizas microgranulares, arcillosas, aporcelanadas, fragmentarias, silicitas primarias, pedernal fragmentario, conglomerados brechosos y calcáreos, y algunas arcillas. Las calizas son de color gris y las silicitas casi negras. Su edad es Cretácico Inferior (Albiense)- Cretácico Superior (Cenomaniense).
- Fm. Lutgarda (Wassall, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se extiende en forma de una franja estrecha al norte de las provincias de Villa Clara y Sancti Spíritus. Su litología predominante son calizas, silicitas y arcillas de edad Cretácico Superior (Maastrichtiense).

El corte de Camajuaní es fundamentalmente carbonatado de ambiente pelágico, representativo del talud continental (Blanco, 1999). Las secciones están fuertemente deformadas y sobrecorridas hacia el NE, a manera de un conjunto de numerosos pliegues/escamas tectónicas superpuestas (Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974; Pushcharovsky et al., 1989).

2.3.1.4. Zona de Placetas

La zona de Placetas tiene su localidad tipo en la región central de Cuba, en los alrededores del poblado del mismo nombre. Aflora además en varias localidades de la Cordillera Norte de las Villas y en la Sierra de Camaján, en Camagüey. Está constituida por una potente secuencia carbonatada-silíceas y parcialmente terrígena, representativa del glacis continental (Blanco, 1999), que abarca el intervalo desde el Jurásico Superior hasta el Maastrichtiense. En esta zona se incluyen las formaciones siguientes:

- Fm. Constancia (Truitt y Pardo, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla en la parte norte de la provincia de Villa Clara, constituida por areniscas calcáreas, calizas arenosas, conglomerados de fragmentos pequeños, limolitas calcáreas, margas y arcillas. Su edad es del Jurásico Superior (Tithoniense)- Cretácico Inferior (Berriasiense).
- Fm. Veloz (Hatten et al., 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), de edad Jurásico Thitoniense-Cretácico Barremiense cuya litología está descrita como calizas micríticas, calcilutitas, calcarenitas e intercalaciones de argilitas y silicitas que afloran extensamente en la Sierra de Camaján (Iturralde-Vinent et al., 1986). Además aflora al norte de provincias de Matanzas, Villa Clara y Sancti Spíritus.
- Fm. Santa Teresa (Wassall, 1952: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), de edad Aptiense-Cenomaniense, aflora en forma de fajas muy plegadas y dislocadas al norte de las provincias de Villa Clara y Camagüey. Su litología está representada por calcedonitas radioláricas de color pardo oscuro, argilitas silíceas, arcillas limolíticas, calizas y margas (Iturralde-Vinent et al., 1986).
- Fm. Carmita (Truitt, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), ha sido descrita al norte de las provincias Villa Clara, Sancti Spíritus y Camagüey. Presenta calizas de distintos tipos, con predominio de las micríticas, silíceas y detríticas, de color blanco a crema claro y en menor grado crema oscuro a rojo ladrillo, con intercalaciones de argilitas, limolitas, silicitas pardas y rojas, areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas. Su edad es del Cretácico Superior (Cenomaniense- Santoniense)?.

- Fm. Amaro (Wassall, 1953: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), se desarrolla al NE de la provincia de Matanzas y al norte de Villa Clara, Sancti Spíritus y Camagüey. Está formada por brechas, brecho-conglomerados con fragmentos mal seleccionados de areniscas calcáreas, calizas detríticas, silicitas y arcillas. Su edad es correspondiente al Cretácico Superior (Maastrichtiense Superior).

Las características de la secuencia deposicional indican un ambiente de aguas profundas sobre el talud continental, estando recubiertas discordantemente por brechas del Maastrichtiense de la secuencia de la cuenca de antepaís (Cobiella, 1984; Draper y Barros, ed. 1994) que son indicadoras de las primeras deposiciones de sedimentos ligadas a los eventos tectónicos de obducción del margen pasivo por el Cinturón Plegado Cubano (Blanco, 1999).

Las secuencias litológicas que conforman la zona de Placetos están fuertemente dislocadas por plegamientos y fallas. Estas últimas son perpendiculares al rumbo general de afloramiento y han dado lugar a la formación de un sistema de bloque/escamas que aparecen como cuñas tectónicas. Esto da lugar a que no exista un corte completo y que la estructura de la zona se haya reconstruido a partir de cortes aislados, representados en los diferentes nappes tectónicos.

2.3.2. Complejo Ofiolítico

Las secuencias ofiolíticas en Cuba afloran en la mitad septentrional de la isla, desde Cajalbana hasta Baracoa (Iturralde-Vinent, 1998), presentándose en superficie como fajas estrechas muy deformadas, o bien como mantos tectónicos de diversa potencia. En la región de Las Villas se reconocen fajas estrechas que aparecen en los planos de las fallas que limitan las zonas plegadas del norte, así como entre planos de fallas de sobrecorrimiento e inversas; mientras que en Camagüey aparecen conformando mantos tectónicos con su estructura interna bastante bien preservada (Iturralde-Vinent, 1998). En ambos bloques se interpretan sobreyaciendo tectónicamente las secuencias de la Plataforma de Bahamas y cubiertas de la misma forma por las rocas volcánicas del Cretácico. En general presentan una estructura muy compleja, presentando difíciles relaciones con las secuencias volcánicas y del margen norteamericano, como resultado de su emplazamiento tectónico.

El origen de estas rocas se supone relacionado con el desarrollo de una zona de retroarco-mar marginal, contemporánea con la actividad volcánica del Cretácico (Iturralde-Vinent, 1996b, ed. 1997, 1998; Proenza, 1997; Blanco, 1999). Sin embargo las dataciones K-Ar que han sido realizadas le infieren edades que oscilan entre 50 y 160 Ma (Iturralde-Vinent, 1998) confirmando lo difícil que se hace tal determinación.

El emplazamiento se estima haya comenzado a finales del Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense, concluyendo los principales movimientos durante el Eoceno Superior (Blanco, 1999), coincidiendo con el proceso de colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional pasivo de la Placa Norteamericana. Aún así, la edad del emplazamiento de las ofiolitas es un problema mucho más complejo y pendiente de resolver a nivel de detalle, por cuanto solo se puede precisar a partir de las relaciones estructurales observadas en el campo.

2.3.3. Arcos Volcánicos

Muchos de los modelos evolutivos del caribe consideraban la existencia de un “gran arco volcánico” como una entidad única e indivisible (Pindell y Barrett, 1990; Pindell, ed. 1994). Sin embargo, con el transcurso de los años y a medida que se ha ido profundizando en el tema, se han revelado una serie de evidencias que confirman la existencia de diversas unidades de arco (Iturralde-Vinent, 1996c, d, ed. 1997, 1998; Kerr et al., 1999). Particularmente en Cuba Central se reconoce la existencia de tres generaciones distintas, cada una con su propia evolución y paleogeografía.

2.3.3.1. Arco Volcánico Boninitico

Han sido descritas por Kerr et al. (1999) como parte de las rocas básicas que aparecen conformando bloques tectónicos entre las secuencias del Complejo Ofiolítico. En el referido trabajo se propone que dichas boninitas representan un magmatismo de arco volcánico, que posiblemente comenzó durante un período pre-Albiense y abortó temprano en el Cretácico. En Cuba Central un indicio de la existencia de este arco es el complejo de las rocas metamórficas e intrusivas de la zona de Iguará-Perea (Millán, 1996). Allí afloran pequeños intrusivos con afinidad geoquímica de arco de islas, cortando diabasas anfibolitizadas que pueden interpretarse como el substrato oceánico metamorfozado del arco boninitico (Iturralde-Vinent, 1998). Su zona de subducción probablemente buzaba hacia el sur, lo cual explica la presencia de bloques de

metamorfitas de alta presión del Cretácico Inferior entre los melanges del Complejo Ofiolítico (Iturralde-Vinent, 1996d; Kerr et al., 1999).

2.3.3.2. Arco Volcánico Primitivo

Las secuencias volcánicas de edad pre-Albiense de la serie PIA (Island Arc Tholeiites) han sido descritas en Puerto Rico y La Española (Perfit y Lebrón, 1993, 1994), al igual que en Cuba (Iturralde-Vinent, 1996d, 1998; Díaz de Villalvilla et al., 1998; Kerr et al., 1999). En Cuba constituyen indicios directos de un arco primitivo, las rocas del Albiense Medio y más antiguas, que se conocen sólo en la región de Las Villas (Fm. Los Pasos), equivalentes a basaltos, traquibasaltos y dacitas, intercalados con rocas piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias (Iturralde-Vinent, 1996d, 1998; Kerr et al., 1999). Otra evidencia está relacionada con la presencia de clastos de rocas plutónicas y volcánicas en los conglomerados de edad Aptiense-Albiense que se localizan al sur de Santa Clara y en Camagüey (Iturralde-Vinent, 1996d, 1998). Estos clastos pudieran proceder tanto del Arco Primitivo como del Arco Boninitico.

2.3.3.3. Arco Volcánico Albiense - Campaniense

Las secuencias representativas de la asociación vulcano-plutónica calcoalcalina del Arco Volcánico Albiense-Campaniense, afloran extensamente en Cuba. Específicamente en la región central del país existe una amplia representatividad de estas rocas, tanto las pertenecientes al complejo vulcanógeno-sedimentario como al plutónico y metamórfico (Iturralde-Vinent, 1998).

En Las Villas las rocas vulcano-plutónicas yacen en contacto tectónico hacia el sur con el terreno Escambray y por el norte limitan, también tectónicamente, con las secuencias ofiolíticas. En esta zona afloran los componentes efusivos del arco (formaciones Mataguá, Cabaiguán, Provincial, Seibabo, Arimao, La Rana, Cotorro y Dagamal), plutónicos (granitoides de Manicaragua) y el basamento metamórfico (complejo Mabujina) (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Díaz de Villalvilla et al., 1998; Kerr et al., 1999). En cambio en la zona de Camagüey están en contacto tectónico hacia el norte con el Complejo Ofiolítico, mientras que en el extremo sur no se conocen sus relaciones estructurales, estando cubiertas por la Neoplataforma. En el bloque camagüeyano aflora extensamente el complejo plutónico del arco (granitoides de Ciego - Camagüey - Las Tunas) y el efusivo (formaciones Camujiro, Piragua, Caobilla, La Sierra, Güaimaro, Crucero Contramaestre y Martí) (Hall et al., 2004).

En ambos sectores el complejo efusivo aparece representado por tobas andesíticas y andesito-basálticas, tufobrechas y en menores cantidades areniscas, margas y calizas (Blanco, 1999); mientras que en el complejo plutónico aparecen potentes intrusivos graníticos, que afloran en la parte axial de la isla.

En la estructura general del arco se pueden reconocer de sur a norte, su zona axial y de retroarco, mientras que no existen evidencias en relación con la zona frontal (Iturralde-Vinent 1998; Blanco, 1999). Esta característica apoya la hipótesis que ubica la zona de subducción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense al sur (Iturralde-Vinent, 1998; Kerr et al., 1999).

2.3.4. Terreno Escambray

El terreno Escambray aflora al sur de la región de Las Villas, aparece como una ventana tectónica por debajo de las unidades del arco volcánico y su basamento oceánico. En general se trata de un terreno multideformado, con una compleja estructura interna de mantos de sobrecorrimientos y una deformación cupuliforme tardía (Iturralde-Vinent, 1998). Se le ha asignado una edad correspondiente al Jurásico-Cretácico (Millán y Somin, 1985). Sus secuencias presentan un metamorfismo zonado desde alta presión (esquistos azules y eclogitas) hasta presiones moderadas a bajas (esquistos verdes) (Somin y Millán, 1981). Está constituido principalmente de rocas metasedimentarias siliciclásticas y, en menor cantidad, mármoles, rocas metabasálticas y serpentinitas.

Las capas de rocas metasedimentarias son las más comunes en el Escambray (Millán y Somin, 1981). Hacia la base del corte aparecen rocas metasiliciclásticas del Jurásico Inferior-Medio (?), cubiertas por mármoles y filitas interestratificadas del Oxfordiense, que ocasionalmente presentan horizontes intercalados de rocas verdes (metavolcánicas básicas). Estas se cubren por mármoles, tanto masivos como bien estratificados, así como secciones metasiliciclásticas. La edad de las rocas metasedimentarias se considera del Oxfordiense y Tithoniense, gracias al hallazgo de ammonites y radiolarios representativos de ese período (Millán y Somin, 1981; Somin y Millán, 1981). El protolito de este corte metasedimentario lo pueden haber constituido rocas de un margen pasivo. Las secciones metamórficas, cuyos protolitos son probablemente de arco volcánico, se han descrito del Valle de Yaguanabo (Millán y Somin, 1985). Se trata de esquistos verdes de carácter metavulcanógeno básico, representado por tobas, lavas y aglomerados

metamorfizados, con capas delgadas intercaladas de mármol gris. En ocasiones se observan secciones con estratificación rítmica y granulometría gradacional normal de gruesa a fina y aisladas capas de metasilicitas. Se datan del Cretácico indiferenciado (Millán y Somin, 1981, 1985). Además en el Escambray existen mantos tectónicos de ofiolitas que presentan distintos grados de metamorfismo, compuestas por serpentinitas asociadas a grandes cuerpos de anfibolitas, a veces granatíferas, bastante esquistosas, con intercalaciones de metasilicitas, cuyo protolito eran basitas oceánicas (Millán y Somin, 1981, 1985).

Las complejas relaciones tectónicas existentes entre los conjuntos rocosos que constituyen el macizo del Escambray, así como su metamorfismo zonal, que alcanza variedades de muy alta presión (Millán y Somin, 1981), sugieren que el macizo se formó en las condiciones de un prisma de acreción, probablemente vinculado a una zona de subducción (Iturralde-Vinent, 1994, ed. 1997, 1998). Los protolitos sedimentarios fueron probablemente introducidos en la zona de subducción durante el Cretácico Superior y se mezclaron así con fragmentos del fondo oceánico y del arco volcánico del Cretácico. Después que el conjunto plegado y metamorfizado de tipo Escambray se emplazó en la profundidad, se elevó como una gran cúpula que en la actualidad aflora a manera de dos ventanas tectónicas entre los complejos del arco y su basamento oceánico (Somin, 1977; Somin y Millán, 1976, 1981). Los estudios estructurales del Escambray sugieren que el transporte de los elementos tectónicos que lo integran ocurrió de norte a sur, como es de esperar si el macizo se insertó de sur a norte en una zona de subducción (Pushcharovsky ed., 1988, 1989).

2.3.5. Secuencias de las Cuencas de Colisión

Sobre las unidades geológicas del Cinturón Plegado Cubano se desarrollaron, desde finales del Cretácico, una serie de cuencas superpuestas (Blanco, 1999). El desarrollo de estas cuencas se relaciona con el proceso de colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional pasivo de la Placa Norteamericana (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1998; Blanco, 1999) y generalmente se interpreta en dos fases (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998), una primera entre el Campaniense Superior - Maastrichtiense - Daniense Inferior, en la que se desarrollaron depósitos que cubrieron la mayor parte del Arco Volcánico Albiense-Campaniense extinto y se caracteriza por rocas clásticas, calizas y margas con deformaciones moderadas, y la segunda fase que se desarrolló del Daniense Superior al Eoceno Superior, su registro está conservado en cuencas en las que dominan areniscas, conglomerados, margas y calizas arcillosas de ambientes marinos profundos y que transicionan lateralmente a calizas de aguas someras. Los detritos de estas cuencas, procedentes de la erosión del arco volcánico y de las ofiolitas, están poco deformados (Iturralde-Vinent, 1995).

A pesar de que ambas etapas constituyen dos grandes ciclos sedimentarios transgresivo - regresivos (Iturralde-Vinent, 1998), la concepción de dividir el proceso de colisión en fases no considera que esta característica no necesariamente debe estar relacionada con cambios de la dinámica colisional, sino que es inherente a la propia evolución del proceso, caracterizada por el continuo avance de los mantos de sobrecorrimiento y la superposición de escamas tectónicas generadas en distintos momentos y en distintas zonas del frente de colisión. Esta particularidad justifica la existencia de detritos de los sedimentos asociados a escamas más antiguos, en la sedimentación asociada a la actividad de sobrecorrimiento más reciente, debido a que mientras la escama del frente activo se emplaza las más antiguas pueden estar siendo erosionadas. Además la evolución de los mantos de sobrecorrimientos no tiene que comportarse de la misma forma a lo largo de todo el frente de colisión, por lo tanto las observaciones locales no deben ser generalizadas. En el caso cubano las evidencias de campo indican que las secuencias se hacen mas jóvenes hacia el este (Kantshev, ed. 1976; Nagy et al., 1983; Iturralde-Vinent et al., 1981, 1986) sugiriendo que los fenómenos de sobrecorrimiento y la colisión en general se desplazaron en el tiempo hacia el este.

A opinión del autor para analizar con profundidad la evolución de los procesos colisionales registrados en Cuba (Central y Occidental), se deben previamente establecer las relaciones entre varios eventos que ocurrieron desde finales del Cretácico y durante el Paleógeno en el Caribe Occidental: la colisión de los terrenos Pinos y Escambray? con el Arco Volcánico Albiense-Campaniense; la extinción de la actividad volcánica a finales del Cretácico; la apertura de la Cuenca de Yucatán; y la formación del límite transformante del Caribe Noroccidental. En el caso particular de Cuba Oriental, se deben aclarar además algunos aspectos que indican una evolución diferente desde el Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense).

III. LA ZONA DE FALLAS LA TROCHA

La zona de fallas La Trocha constituye uno de los principales elementos tectónicos del territorio cubano. Geográficamente está ubicada en la zona central del país, ocupando parte de las provincias de Ciego de Ávila y Sancti Spíritus (figura 3.1).



Figura 3.1: Mapa Físico-Político de la República de Cuba, con la ubicación de algunos elementos geográficos mencionados en el texto.

Se considera una estructura disyuntiva de deslizamiento por el rumbo (Draper y Barros, ed. 1994; Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Blanco, 1999), cuyo origen se relaciona con el proceso de colisión oblicua y obducción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana (Blanco, 1999) y posiblemente con la apertura de la Cuenca de Yucatán. Desde el punto de vista geológico marca el límite entre Cuba Centro Occidental (bloque Las Villas) y Cuba Centro Oriental (bloque Camagüey), conociéndose evidencias de su existencia por datos de teledetección y morfometría (Pérez-Pérez, ed. 1997; Cruz-Toledo et al., 2002, 2005); datos geológicos de superficie y del subsuelo (Milián, 1986; Pushcharovsky, 1989; Blanco, 1999) y datos geofísicos (Rodríguez y Prol, 1980; Cuevas et al., 1989; Rodríguez y Domínguez, 1993; Álvarez, 2000; Blanco et al., 2000; Peña-Reyna, 2005).

Las fallas de deslizamiento por el rumbo asociadas a conjuntos colisionales oblicuos como el que nos ocupa, son caracterizadas por una zona de desplazamiento principal que puede ser recta o curvilínea vista en planta, a la vez que en perfil aparecen como zonas de fallas subhorizontales que afectan el basamento cristalino y en ocasiones pueden cortar la corteza hasta profundidades medias (Blanco, 1999).

Como generalidad los principales factores que controlan el desarrollo de estos tipos de fallas son: 1) el grado en que los bloques adyacentes convergen o divergen por su rumbo y buzamiento; 2) la magnitud de los desplazamientos ocurridos; 3) las propiedades de los sedimentos y rocas que son deformados; y 4) la configuración de las estructuras preexistentes.

Muchos de los aspectos de las fallas rumbo deslizantes incluyen evidencias de simultaneidad a escala regional con acortamientos y extensiones, a la vez que manifiestan direcciones aleatorias en la vergencia de los empujes y nappes asociados (Biddle y Christie-Blick, 1985; Uchupi, 1990; Harding, 1990).

Particularmente en el sistema de fallas La Trocha tal simultaneidad se justifica espacial y temporalmente por la ocurrencia, desde finales del Cretácico y hasta el Eoceno Superior, de importantes procesos colisionales relacionados primero con la colisión de los terrenos Pinos y Escambray (?) con el Arco Volcánico Albiense - Campaniense y luego con la acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana. Otra particularidad de las zonas de fallas rumbodeslizantes, muy común en la zona de fallas La Trocha, es la presencia de los pliegues y fallas en echelon, que pueden estar desarrollados dentro o adyacentes a la zona de desplazamiento principal y la coexistencia de fallas normales e

inversas en la zona de los movimientos (Biddle y Christie-Blick, 1985; Uchupi, 1990; Harding, 1990).

En lo adelante, con el objetivo de caracterizar estructuralmente el sistema de fallas La Trocha, presentaremos una serie de mapas y esquemas elaborados a partir de datos topográficos (Mapa de la República de Cuba, 1:50000. Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, 1977), geológicos de superficie (Mapa Geológico de la República de Cuba, 1:100000. Instituto de Geología y Paleontología, 2001) y geofísicos (Levantamiento Gravimétrico de la Cuenca Central, 1:100000).

3.1. Características Morfométricas

El modelo digital del terreno (MDT) y los esquemas morfométricos del área de estudio que se presentarán a continuación se obtuvieron a partir de la digitalización y procesamiento de 24 hojas topográficas, a escala 1:50000, del Mapa de la República de Cuba publicado en 1977 por el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía. Para desarrollar la investigación y caracterizar estructuralmente la zona de fallas La Trocha se confeccionó y utilizó los siguientes mapas:

- Mapa de niveles hipsométricos (MDT).
- Mapa de pendientes del terreno.
- Mapa de aspecto del terreno.
- Mapa de disección vertical.
- Mapas de funciones utilizando análisis con ventanas móviles (media, valor mínimo, valor máximo, varianza y desviación estándar).

La zona de fallas La Trocha se caracteriza por constituir una frontera entre dos regiones con relieve notablemente diferente. Hacia el oeste Cuba Centro Occidental (Las Villas) presenta un relieve relativamente elevado y rugoso, caracterizado por dos conjuntos geomorfológicos importantes: la Cordillera Norte de Las Villas y el Macizo Guamuhaya. La primera se extiende al norte de las provincias Villa Clara, Sancti Spíritus y Ciego de Ávila y se caracteriza por conformar franjas estrechas y alargadas con rumbo NW-SE, paralelo al rumbo de los mantos de cabalgamientos que existen en toda el área. El Macizo Guamuhaya, o Escambray como también se conoce, contiene las cotas máximas en Cuba Central, se presenta formando un sistema de cúpula-bloque con una compleja estructura interna y su formación se supone relacionada a levantamientos del Mioceno Superior (Arcia-Rodríguez et al., ed. 1997). En cambio Cuba Centro Oriental (Camagüey) se presenta con extensas llanuras que abarcan toda la zona emergida, de costa a costa, existiendo solo algunas pequeñas elevaciones hacia el norte que constituyen la Sierra de Cubitas y la Sierra de Camaján.

La mayor parte del área de estudio presenta cotas que no rebasan los 100 metros de altura, siendo evidente una tendencia a ir disminuyendo desde un eje central hacia las costas. Particularmente el sector centro occidental, que constituye el extremo oriental de la Cordillera Norte de las Villas, en algunos puntos sobrepasa los 400 metros sobre el nivel medio del mar. En esta zona se ha descrito la existencia de sistemas de horst escalonados (Arcia-Rodríguez et al., ed. 1997) y en algunas localidades hay evidencias de sistemas de colinas que marcan alineamientos de gran envergadura y que rompen la trayectoria típica de los sobrecorrimientos asociados a los mantos de cabalgamiento del frente de colisión. En ocasiones ambos sistemas llegan a tener una relación casi perpendicular.

En el norte de la región de estudio, específicamente en las localidades de Punta Alegre, Turiguanó y Cunagua, existen estructuras anulares formando cúpulas que sobresalen en un relieve de fondo muy llano. Tales estructuras están relacionadas a procesos de diapirismo de las secuencias evaporíticas depositadas durante la apertura de la cuenca del protocaribe en el Jurásico Superior (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998) y constituyen una evidencia que corrobora la hipótesis de que Cinturón Plegado Cubano está sobrecorrido y acrecionado sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana.

Otros mapas morfométricos también marcan notables diferencias en el relieve existente a ambos lados de la zona de fallas La Trocha, confirmando una evolución diferente tanto del desplazamiento horizontal como vertical. Cuba Centro Occidental (al oeste de la zona de fallas La Trocha) presenta pendientes generalmente de suaves a medias y localmente abruptas cuando aparecen relacionadas con estructuras disyuntivas. La variabilidad del relieve es mucho mayor que hacia el extremo oriental del sistema de fallas, a excepción de la zona norte que está ocupada por una extensa llanura de pendientes muy bajas solo afectadas por las estructuras diapíricas de Punta Alegre y Turiguanó. El límite entre la Cordillera Norte de Las Villas y la llanura costera situada hacia el norte, marca una traza geométrica entre el frente delantero de los

mantos tectónicos generados por la acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional norteamericano y la superficie del relieve actual.

El flanco derecho de la zona de fallas La Trocha se caracteriza por un relieve bajo, muy llano y monótono, con poca rugosidad. Normalmente las pendientes son suaves y extensas, siendo solo afectadas por las elevaciones de la Sierra de Cubitas, Sierra de Camaján y Meseta de San Felipe, cuyo origen, al igual que la Cordillera Norte de Las Villas, está relacionado con los procesos de colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana, con la diferencia de que en esta zona las tensiones generadas no provocaron niveles de deformación tan intensos.

A partir de la interpretación conjunta de la información morfométrica del área de estudio, se pudo establecer que las direcciones predominantes de los morfoalineamientos son NW-SE y NE-SW (figura 3.2). La primera familia tiene una clara relación con el rumbo de emplazamiento de los mantos de cabalgamiento, ocurridos durante el proceso de colisión oblicua entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional norteamericano. Estos morfoalineamientos por lo general aparecen relacionados a zonas direccionales de pendientes fuertes y en menor medida con alineaciones de la red fluvial, fundamentalmente en la zona centro occidental del área de estudio, que es ocupada por el extremo oriental de la Cordillera Norte de Las Villas. En el histograma circular de la figura 3.2 se puede notar una cierta transición en la frecuencia de aparición desde la dirección E-W a la NW-SE, donde alcanza la frecuencia máxima, posiblemente relacionada con la evolución de los esfuerzos en la zona de fallas La Trocha.

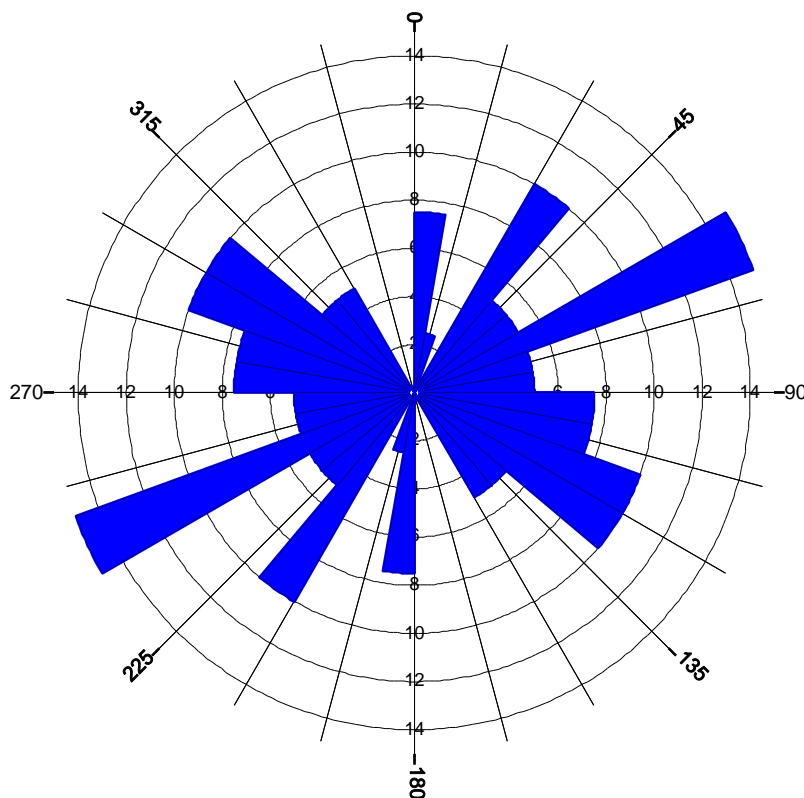


Figura 3.2: Histograma circular de los principales morfoalineamientos del área de estudio, detectados a partir de la interpretación conjunta de la información morfométrica.

En la dirección NE-SW se distinguen dos máximos en la frecuencia de aparición de los morfoalineamientos, el primero con rumbo N 30° E, que se relaciona fundamentalmente con alineaciones de la disección vertical y en menor medida con zonas alineadas de pendientes, desviación estándar y red fluvial. Aparece sobre todo hacia el sector SW del área de estudio, en el límite entre el terreno Escambray y la Cuenca Central. El segundo máximo de esta familia, con rumbo N 60° E, se relaciona con los morfoalineamientos que aparecen en el extremo oriental de la Cordillera Norte de Las Villas, marcados por sectores lineales de los niveles hipsométricos, pendientes, disección vertical y desviación estándar fundamentalmente.

Como generalidad la dirección de morfoalineamientos NE-SW en el área de estudio se relaciona con la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha y su sistema subordinado. El hecho de que existan diferencias en el rumbo de los morfoalineamientos de las zonas norte y sur que marcan esta estructura, nos indica que la zona de desplazamiento principal no es recta, sino que describe una superficie con sectores diferentes, con las consecuentes implicaciones en la evolución de los esfuerzos y la cuenca tensional asociada, la Cuenca Central.

3.2. Características Gravimétricas

La información gravimétrica se obtuvo a partir del levantamiento desarrollado en la Cuenca Central a escala 1:100000. Para desarrollar la investigación se confeccionaron los mapas siguientes:

- Mapa de anomalías de Bouguer (Δg).
- Mapas de continuaciones analíticas ascendentes (CAA).
- Mapas de gradientes del campo gravimétrico.

El campo de anomalías de Bouguer en la zona de fallas La Trocha describe una intensa anomalía negativa, alargada y estrecha, que se extiende en dirección NE-SW (figura 3.3). Generalmente las zonas de cambio de signo presentan altos gradientes, lo que indica que el contacto entre los objetos geológicos con valores positivos y negativos del campo es abrupto. Hacia los extremos este y oeste se observa un fuerte cambio en el carácter del campo gravimétrico, a diferencia de la parte central en estas zonas las anomalías presentan una dirección predominante NW-SE, paralela al eje central de la isla y al rumbo de emplazamiento de los mantos tectónicos que conforman el Cinturón Plegado Cubano.

Evidentemente la información gravimétrica indica la existencia de una zona de fallas que separa la región de Las Villas del bloque Camagüey. La anomalía negativa del campo gravimétrico ubicada al centro del área, confirma el desarrollo de una cuenca sedimentaria asociada genética y estructuralmente a la zona de fallas, en la cual se depositaron desde el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense rocas sedimentarias, predominantemente facies terrígeno-arcillosas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986, 1987a, b, 1989; Blanco, 1999).

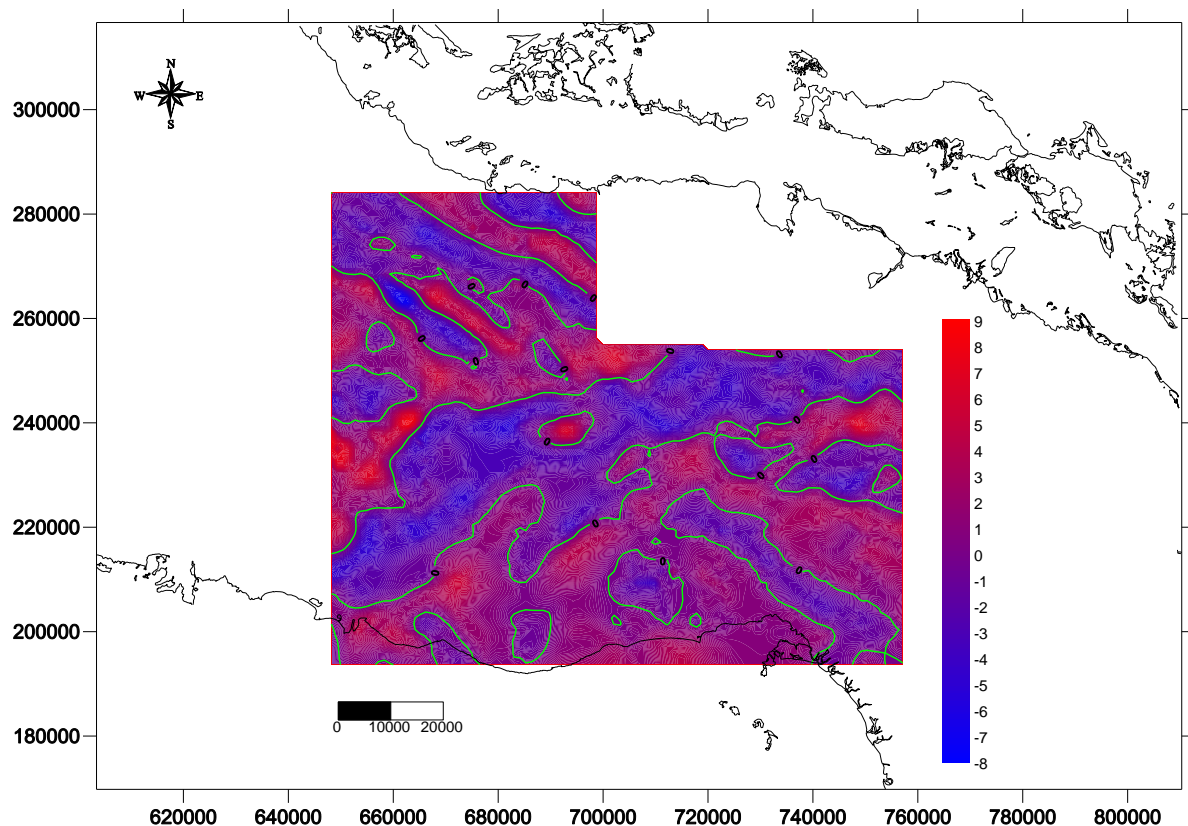


Figura 3.3: Mapa de anomalías de Bouguer (Δg) que abarca el área de desarrollo de la zona de fallas La Trocha y la Cuenca Central.

En los mapas de continuaciones analíticas ascendentes (CAA) se puede reconocer la existencia de anomalías que están presentes en el mapa de Δg con mayor intensidad y gradiente, mientras otras que se observan en el mapa de Δg aquí no existen, lo que indica que las mismas son producidas por cuerpos muy someros. En general en los mapas de CAA (500, 1000, 2000 y 3000 metros) continúa manifestándose la anomalía central, alargada en dirección NE-SW, separando hacia el este y oeste respectivamente áreas donde las anomalías del campo gravimétrico presentan una dirección predominante NW-SE.

Los mapas de gradientes al igual que los de CAA y Δg confirman la existencia en el área de estudio de dos direcciones principales de alineamientos, NW-SE y NE-SW. La primera paralela al rumbo de emplazamiento del Cinturón Plegado Cubano y la segunda marcando el rumbo de la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha.

En general la información gravimétrica indica la existencia de una faja de dirección predominante NE-SW, que marca una estructura disyuntiva de primer orden y que separa, hacia el este y oeste respectivamente, dos zonas donde el campo gravimétrico se presenta con anomalías alargadas en dirección NW-SE, posiblemente relacionadas con las estructuras de sobrecojamiento existentes en el Cinturón Plegado Cubano. La gran anomalía negativa situada en el centro del área, marca con bastante claridad los límites de la cuenca tensional que se asocia al sistema de fallas La Trocha, la Cuenca Central. En el interior de la anomalía central se observan anomalías más pequeñas de dirección NW-SE, que pueden estar relacionadas con la existencia de mantos de cabalgamiento en el basamento de la cuenca, como es de suponer considerando que esta se desarrolló durante el período de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen norteamericano.

3.3. Geología de Superficie

Según se trató anteriormente en nuestra área de estudio afloran dos niveles estructurales: el Substrato Plegado (Cinturón Plegado Cubano) y el Neoa autóctono (Neoplataforma) (Iturralde-Vinent, 1996a, 1997). En cualquier mapa geológico de Cuba Central se puede distinguir claramente un nítido límite tectónico entre lo que hemos estado llamando Cuba Centro Occidental (bloque Las Villas) y Cuba Centro Oriental (bloque Camagüey).

En la región de Las Villas, integrando la información geomorfológica que ha sido presentada anteriormente y la geología de superficie, podemos distinguir varias zonas con características diferentes. En el extremo sur aflora el complejo metamórfico del Escambray, sendas estructuras anulares que conforman las cúpulas de Sancti Spiritus y Trinidad, limitadas hacia el sur por una estrecha banda costera de formaciones sedimentarias post-eocénicas, hacia el oeste por la Cuenca de Cienfuegos, al norte por una planicie donde afloran mayoritariamente rocas representativas de la actividad volcánica del Cretácico y en menor medida ofiolitas y formaciones sedimentarias, y por el este con la porción sur de la Cuenca Central. El Escambray se levanta como una estructura alóctona de relieve positivo en un contexto mucho más bajo. Más al norte encontramos una planicie que se extiende a lo largo del eje central de la isla, limitando por el sur con el Escambray, por el norte con la Cordillera Norte de Las Villas y con la Cuenca Santo Domingo y Cuenca Central hacia el oeste y el este respectivamente. La Cordillera Norte de Las Villas ocupa la porción septentrional del área, donde afloran principalmente las secuencias de la Plataforma de las Bahamas (zonas de Remedios, Camajuaní y Placetas) y las pertenecientes al Complejo Ofiolítico. Hacia el este el rumbo estructural de las secuencias que conforman la Cordillera Norte de Las Villas es bruscamente cortado, justo en el límite con la porción norte de la Cuenca Central, cuyas estructuras y secuencias se extienden casi perpendiculares a las primeras.

El límite norte de la Cordillera Norte de Las Villas está marcado por la existencia de una llanura costera (más extensa que la de la costa sur y con mayor desarrollo de la plataforma insular) que presenta un relieve muy llano y es cubierta casi en su totalidad por sedimentos cuaternarios, siendo solo afectada por la existencia de los domos salinos de Punta Alegre y Turiguanó. El hecho de que tales estructuras diapíricas se encuentren ubicadas más al norte del frente delantero de los mantos de cabalgamiento (al menos en superficie), corrobora la hipótesis de que el Cinturón Plegado Cubano está sobrecojido y acrecionado sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana.

En resumen, la estructura geológica de la región de Las Villas confirma la existencia de un cinturón plegado cubierto desde el Eoceno Superior por una secuencia de desarrollo platafórmico. En la zona además se conocen evidencias de los eventos resultantes de la colisión del terreno Escambray y el arco volcánico del Cretácico y del proceso de colisión oblicua y acreción del Cinturón Plegado Cubano.

sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana, con la consecuente generación estructuras típicas de estos ambientes (escamas y mantos de sobrecojimientos, fallas rumbodeslizantes y estructuras en flor) y la formación de los elementos geomorfológicos que reflejan tales sucesos.

Cuba Centro Oriental (bloque Camagüey) presenta características geólogo-estructurales bastante similares a las descritas en la región de Las Villas, con la particularidad de que las tensiones generadas durante el proceso de colisión en esta zona, no fueron lo suficientemente intensas como para producir las deformaciones existentes en Cuba Centro Occidental. Según investigaciones realizadas en la zona sur de la provincia de Camagüey (Santa Cruz - Guayabal) se han reportado secuencias enterradas que son correlacionables con las existentes en el terreno metamórfico del Escambray (Blanco y Proenza, 1994), sin embargo estas no afloran.

Todo este territorio es ocupado por una extensa llanura donde afloran fundamentalmente rocas volcánicas de edad cretácica y rocas sedimentarias post-eocénicas, representativas del período de desarrollo platafórmico. Un poco más al norte, en la zona central de Ciego - Camagüey - Las Tunas, afloran las secuencias del arco volcánico cretácico, siendo particularmente extenso el complejo plutónico que se extiende como una banda alargada a lo largo del eje central de la isla. Los mantos tectónicos emplazados durante la colisión, en Camagüey están representados en superficie por las secuencias ofiolíticas que afloran en la Meseta de San Felipe y por las secuencias del margen de Bahamas presentes en la Sierra de Cubitas y en la Sierra de Camaján, que son correlacionables a las descritas en la región de Las Villas (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Furrázola-Bermúdez, ed. 1997).

En la figura 3.4 se han representado las principales estructuras disyuntivas que han sido incorporadas al Mapa Geológico de la República de Cuba 1:100000, editado por el Instituto de Geología y Paleontología en el año 2001. Se muestran por separado las estructuras que han sido descritas como sobrecojimientos con el objetivo de resaltar los eventos que dieron origen a las mismas. Las estructuras descritas como fallas normales, inversas o de deslizamiento por el rumbo (excluyendo solo los sobrecojimientos), existen en toda el área y presentan direcciones predominantes NE-SW, prácticamente perpendiculares al rumbo de emplazamiento del Cinturón Plegado Cubano. Estas estructuras afectan sobre todo el substrato plegado, aunque en menor medida pueden aparecer reactivadas y afectando la Neoplatatorma.

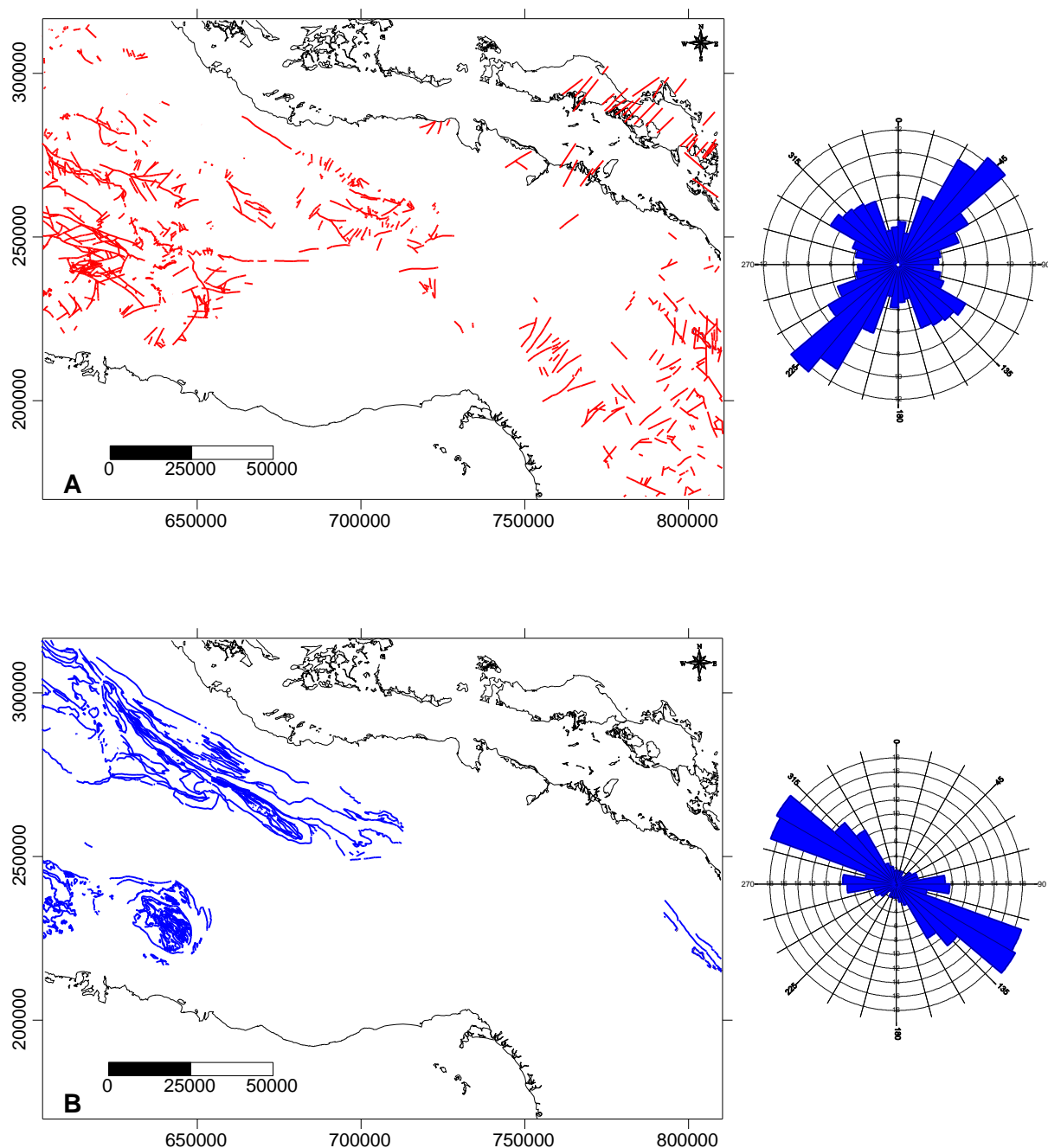


Figura 3.4: Esquemas de las estructuras disyuntivas reportadas en el área de estudio. A, estructuras descritas como fallas (directas, inversas y transcurrentes); B, estructuras descritas como sobrecorrimientos (confeccionado a partir del Mapa Geológico de la República de Cuba 1:100000, Instituto de Geología y Paleontología, 2001).

Los sobrecorrimientos describen una dirección predominante NW-SE, asociada al Sistema Cubano (Iturralde-Vinent, ed. 1997) que tiene su origen relacionado a los procesos de colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana. Aparecen fundamentalmente hacia el norte del área, donde afloran las secuencias de la Plataforma de Bahamas y del Complejo Ofiolítico. También se han descrito como sobrecorrimientos muchas estructuras en el complejo metamórfico del Escambray, que evidentemente responden a la dirección NW-SE predominante, pero con la diferencia de que acá se deben considerar además los resultados del proceso de colisión entre el Escambray y el Arco

Volcánico Albiense-Campaniense durante el Cretácico Superior (?) y la posterior exhumación de este terreno.

La posición relativa de los afloramientos del frente de colisión en Cuba Centro Oriental (Sierra de Cubitas y Sierra de Camaján) y en Cuba Centro Occidental (Cordillera Norte de Las Villas), aportan criterios para establecer la evolución del movimiento relativo entre ambas regiones y del movimiento predominante durante la colisión en la zona de fallas La Trocha.

3.4. Análisis Estructural

Integrando la información morfométrica, geológica y geofísica que ha sido presentada, podemos confirmar la existencia de una zona de fallas que constituye un límite tectónico entre las regiones centro occidental y centro oriental de Cuba, la zona de fallas La Trocha. Esta estructura y su sistema subordinado se presentan casi perpendicularmente al rumbo principal del emplazamiento de los mantos tectónicos que conforman el Cinturón Plegado Cubano en la zona central del país y se caracteriza por un movimiento predominantemente rumbodeslizante siniestro (Draper y Barros, ed. 1994; Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Blanco, 1999).

El sistema de fallas La Trocha tuvo su génesis en un ambiente compresivo, vinculado al proceso de colisión oblicua entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana. Este proceso posiblemente tuvo su origen relacionado con la apertura de la Cuenca de Yucatán a finales del Cretácico (Pindell, ed. 1994; Donnelly, ed. 1994) y se extendió hasta el Eoceno Superior cuando comienza la actividad transformante en el límite noroccidental de la Placa del Caribe. Durante todo este período se desarrolló el Cinturón Plegado Cubano, que estaba conformado hasta ese momento por las secuencias procedentes de los márgenes del sur (terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray); las secuencias representativas de la actividad volcánica del Mesozoico (PIA, Arco Volcánico Boninítico y Arco Volcánico Albiense-Campaniense); las secuencias del Complejo Ofiolítico (Ofiolitas Septentrionales) y finalmente las secuencias representativas del margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana (zonas de Cayo Coco, Remedios, Camajuaní y Placetas).

La dirección de la colisión y emplazamiento del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen norteamericano fue sub-latitudinal, de sur a norte. El movimiento y avance del frente de colisión fue diferenciado según bloques que fueron separados entre sí por un sistema de fallas rumbodeslizantes de dirección predominante SW-NE (figura 3.5), que permitieron la rotación y reacomodo horizontal y vertical de los bloques según las proporciones del avance generado, la forma y dimensiones de las estructuras preexistentes en el margen de la Placa Norteamericana.

Particularmente en la zona de fallas La Trocha el movimiento relativo de los bloques fue siniestro (Draper y Barros, ed. 1994; Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Blanco, 1999), que puede ser confirmado hoy en día por la disposición relativa del frente de cabalgamiento en las regiones de Las Villas y Camagüey. El hecho de que en la región de Las Villas los niveles de deformación sean más intensos que en el extremo oriental de la zona de fallas La Trocha, nos indica que los esfuerzos generados durante la colisión fueron mayores.

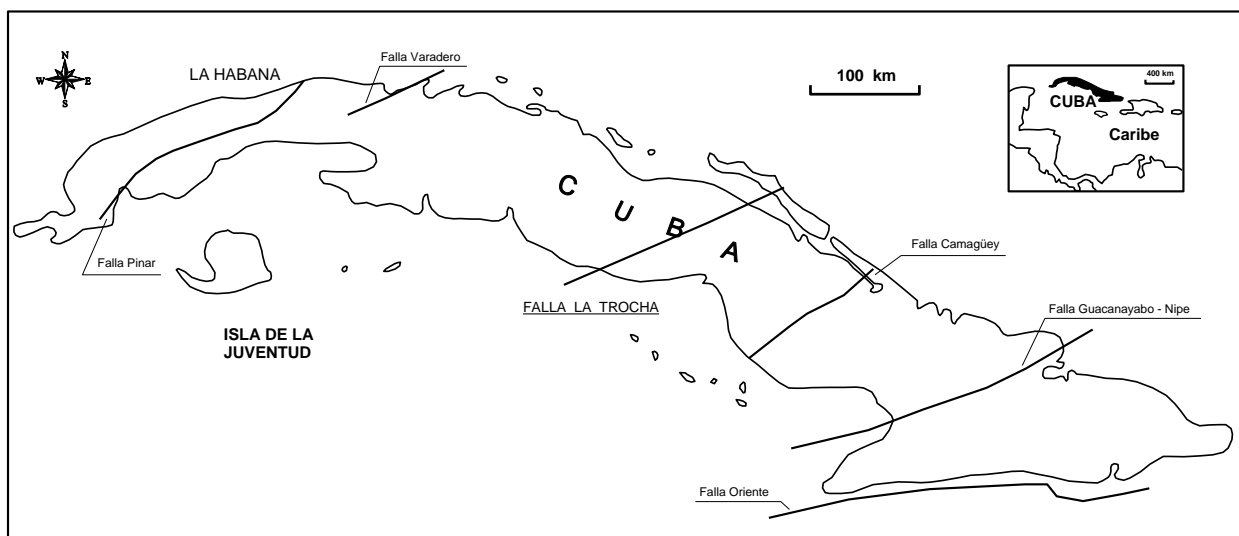


Figura 3.5: Principales estructuras rumbodeslizantes reportadas en el territorio cubano (modificado de Iturralde-Vinent, ed. 1997).

La zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha comúnmente ha sido marcada como una línea recta de rumbo NE-SW, sin embargo los datos que han sido manejados para esta investigación demuestran que tal interpretación no es del todo correcta. La tendencia general confirma el rumbo NE-SW, pero distinguiendo dos zonas algo diferentes. La información morfométrica indica que en el sector sur de la zona de fallas, justo en el límite entre el Escambray y la porción sur de la Cuenca Central, los alineamientos presentan un rumbo N 30° E, este dato es confirmado por gravimetría, pues coincide con una zona de alto gradiente entre dos anomalías muy intensas y de signo opuesto. En cambio, en el sector norte del sistema de fallas predominan los alineamientos con rumbo N 60° E, en relación con sectores lineales de los niveles hipsométricos, pendientes, disección vertical y coincidiendo con una zona de alto gradiente gravimétrico, que marca el límite geológico entre el extremo oriental de la Cordillera Norte de Las Villas y la porción norte de la Cuenca Central.

La configuración de la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha lograda a partir de la interpretación combinada de los datos morfométricos, geológicos y geofísicos utilizados durante esta investigación, se muestra en la figura 3.6. Este límite es particularmente nítido en los esquemas geológicos de superficie, sobre todo en los sectores donde aflora el substrato plegado en contacto con las secuencias de la Cuenca Central. La información gravimétrica también marca muy bien la zona de desplazamiento principal y además indica la posible existencia de otras estructuras sub-paralelas a las primeras, que pueden constituir una zona de desplazamiento secundaria y el límite oriental de la Cuenca Central, de estas estructuras no conoce evidencia alguna en superficie.

Una característica del área de estudio, que no podemos omitir, es el hecho de que coexisten dos importantes sistemas de fallas rumbodeslizantes, relacionados ambos con el proceso de colisión: 1) el Sistema Cubano (NW-SE), que incluye las estructuras de sobrecorrimientos presentes en la región, sobre todo en el sector noroccidental, aunque es un sistema importante en todo el Cinturón Plegado Cubano; y 2) el Sistema La Trocha, con dirección NE-SW. Como se ha visto la relación espacial de estos sistemas tiende a la perpendicularidad, justificando la existencia en toda el área de estudio, y sobre todo en el substrato, de un sistema tipo Riedel característico de la tectónica transcurrente, con las consecuentes implicaciones para la estructura regional, incluyendo el basamento de la Cuenca Central. Particularmente en la porción norte de la Cuenca Central, su basamento y el margen occidental, existen evidencias que confirman la existencia de este proceso.

El basamento de la Cuenca Central en su porción norte, que ha sido muy estudiado durante la actividad petrolera desarrollada en esta zona, se presenta muy fracturado y dividido en numerosos bloques tectónicos, en los que se han descrito desplazamientos de hasta 1000 metros en dirección sub-latitudinal y de 100 a 300 metros en dirección sub-longitudinal (Blanco, 1999).

En el margen noroccidental de la Cuenca Central, en las cercanías de Florencia y Tamarindo, se observa el desarrollo de estructuras en abanico que pueden estar relacionadas con la evolución de los esfuerzos y el movimiento de la zona de fallas La Trocha. El estudio detallado de esta zona puede aportar evidencias importantes que permitan esclarecer las características del proceso de colisión, sus límites temporales, y la evolución de los esfuerzos durante y después de terminado el proceso. La densidad de los trabajos de campo que hasta el momento se han realizado no nos permite emitir criterios concluyentes al respecto.

A lo largo de la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha se percibe un cambio de los esfuerzos predominantes. La zona norte se caracteriza por la existencia de fallas inversas, típicas de un proceso trans-compresivo y la presencia de pliegues en echelon, desarrollados en las formaciones del Eoceno Medio - Oligoceno (Blanco, 1999), mientras que hacia el extremo sur predominan los esfuerzos trans-distensivos, combinados con la existencia de fallas normales y el ensanchamiento y subsidencia de la porción sur de Cuenca Central, donde se alcanzan los espesores máximos de sedimentos en toda la cuenca.

Este cambio de los esfuerzos predominantes a lo largo de la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha, puede ser explicado a partir del análisis de las características geométricas del sistema, considerando además el predominio de un movimiento rumbodeslizante

sinistro de rumbo NE-SW y una rotación en sentido horario de los bloques situados a ambos lados de la zona de desplazamiento principal. Por supuesto, estas características estructurales tienen un marcado efecto en la geometría de la Cuenca Central, su basamento y sus márgenes; así como en el registro sedimentario que en ella se ha depositado durante su historia geológica, temas que se tratarán en el siguiente capítulo.

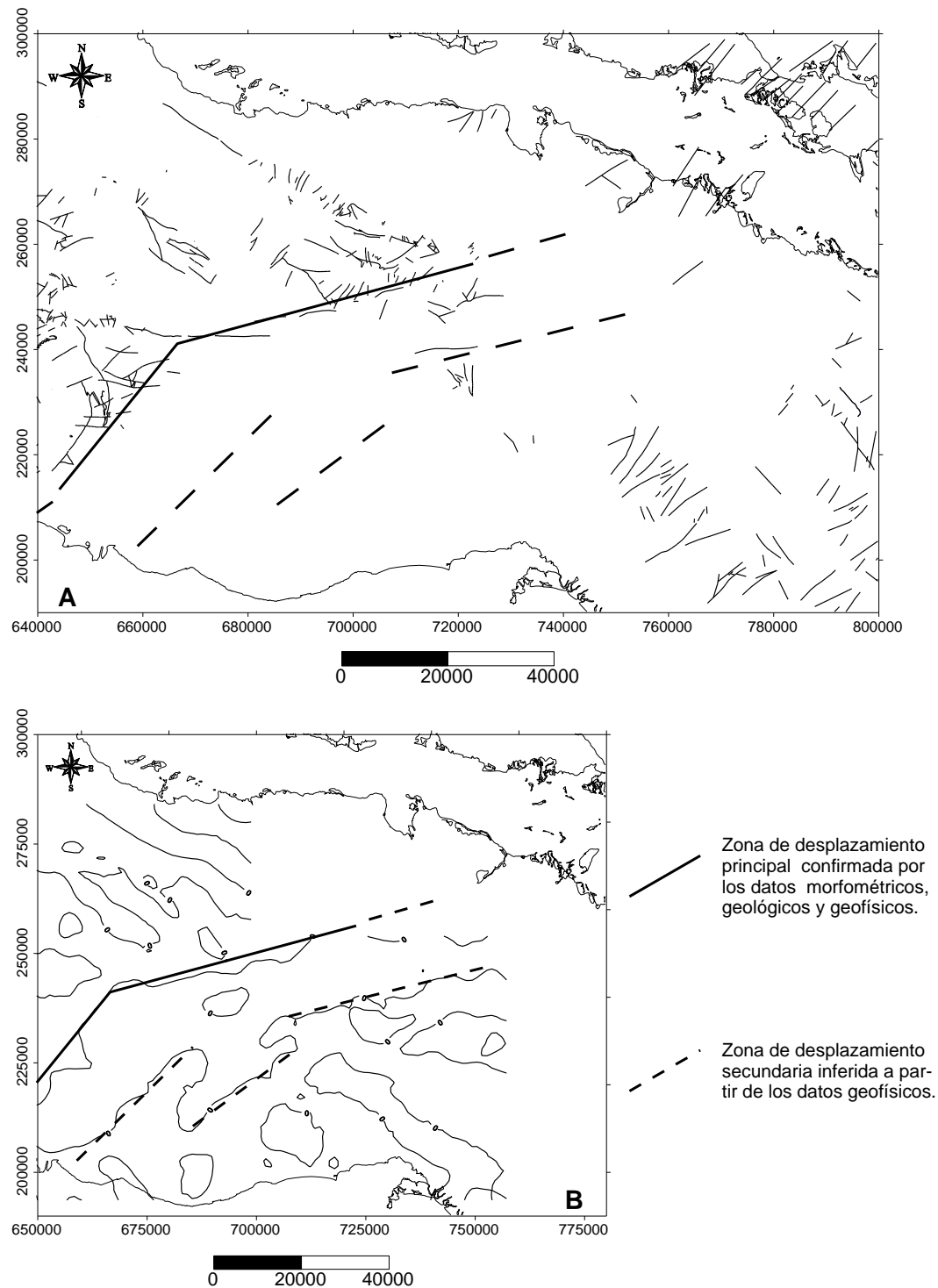


Figura 3.6: Configuración de la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha lograda a partir de la interpretación combinada de los datos morfométricos, geológicos y geofísicos. A, relación con las estructuras descritas en superficie (no se incluyen los sobrecorrimientos); y B, relación con el campo gravimétrico.

IV. LA CUENCA CENTRAL

En los ambientes compresionales es común el desarrollo de sobrecorrimientos y movimientos rumbodeslizantes, como resultado del avance de las escamas tectónicas (De Celles y Giles, 1996). Típicamente en estos ambientes se generan los sistemas de cuencas superpuestas, que incluyen las cuencas desarrolladas a lo largo de los sistemas de fallas de deslizamiento por el rumbo, las cuencas transportadas al dorso de los sistemas de sobrecorrimientos y las cuencas de antepaís (Boyer y Elliot, 1982; Ori y Friend, 1984; De Celles y Giles, 1996).

Asociadas con las fallas de deslizamiento por el rumbo presentes en los conjuntos tectónicos en ambientes compresivos oblicuos como el que nos ocupa, se desarrollan las llamadas cuencas tensionales. El registro estratigráfico generado a lo largo de las zonas de desplazamiento de las fallas rumbodeslizantes, está caracterizado por la incongruencia brusca de eventos geológicos dentro y en los bordes de las cuencas. También es típica una asimetría longitudinal y lateral de las secuencias, dada por la migración de los depocentros con el tiempo, evidenciado por episodios de rápida subsidencia que son registrados por el espesor de la sección estratigráfica y en las cuencas marinas por su rápida profundización. Otro aspecto que las distingue es la ocurrencia de abruptos cambios faciales laterales y discordancias locales, a la vez que se registran marcadas diferencias en los espesores de secuencias estratigráficas, geometría de las facies y aparición de discordancias de una cuenca a otra en la misma región (Kingston et al., 1983a, 1983b; Biddle y Christie-Blick, 1985; Harding, 1990).

Partiendo de este fundamento teórico, para caracterizar tectónica y estratigráficamente la Cuenca Central consideraremos:

- Primero: la existencia de un ambiente compresivo oblicuo relacionado con la ocurrencia, durante el período comprendido entre el Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense) y el Eoceno Superior, de un proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana. Este proceso posiblemente tubo su génesis relacionada con la apertura durante el Maastrichtiense de la Cuenca de Yucatán, que ocurrió luego de la colisión de los terrenos Pinos y Escambray con el extremo occidental del Arco Volcánico Albiense-Campaniense y la extinción de este último. Entre el Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense) y el Eoceno Superior ocurrió un proceso de colisión sub-latitudinal que dio lugar al desarrollo de estructuras típicas de estos ambientes (escamas y mantos de sobrecorrimientos, fallas rumbodeslizantes y estructuras en flor) y posibilitó la evolución paulatina del Cinturón Plegado Cubano y su acreción sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana. El final del proceso de colisión, o al menos la disminución de su actividad, posiblemente tenga relación espacial y temporal con el surgimiento a finales del Paleógeno del límite transformante del Caribe Noroccidental.
- Segundo: la ocurrencia desde finales del Eoceno Superior - Oligoceno de un proceso de desarrollo platafórmico, caracterizado por una sedimentación predominantemente carbonatado - terrígena (Milián, 1989) y una tectónica aparentemente estable, producto a que el surgimiento del límite transformante del Caribe Noroccidental le imprime al territorio cubano una componente del movimiento menor a la que experimentó durante el período comprendido entre el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense y el Eoceno Superior.
- Tercero: el desarrollo de la Cuenca Central en un entorno transcurrente siniestro, asociada a la zona de fallas La Trocha de rumbo NE-SW y caracterizada por la posible existencia de estructuras Riedel, generadas por la interacción entre el Sistema Cubano y el Sistema La Trocha, con movimiento rotacional en sentido horario de los bloques situados a ambos extremos de la zona de desplazamiento principal.

Para caracterizar las secuencias estratigráficas depositadas en la Cuenca Central, así como sus márgenes y basamento, se utilizarán una serie de mapas y esquemas elaborados a partir de datos geofísicos (Levantamiento Gravimétrico de la Cuenca Central, 1:100000), geológicos de superficie (Mapa Geológico de la República de Cuba, 1:100000. Instituto de Geología y Paleontología, 2001) y de geología del subsuelo, obtenidos a partir de los registros de pozos perforados para la actividad petrolera, sobre todo en la porción norte de la Cuenca Central.

4.1. Geometría de la Cuenca

La Cuenca Central ocupa parte del territorio de las provincias de Sancti Spíritus y Ciego de Ávila y se encuentra estructuralmente asociada a la zona de fallas rumbodeslizantes La Trocha. Los límites de la cuenca se establecen con bastante claridad por gravimetría como se ve en la figura 4.1. Al suroeste está limitada por el macizo metamórfico del Escambray, mientras que su límite noroeste lo constituye la zona de fallas inversas Zaza-Tuinicú, que la separa de las secuencias volcánicas de edad cretácica de Cuba Centro Occidental (formaciones Mataguá, Cabaiguán, Provincial, Seibabo, Arimao, La Rana, Cotorro y Dagamal), las rocas del complejo ofiolítico y las secuencias de la Plataforma de Bahamas (zonas de Remedios, Camajuaní y Placetas). Al norte limita con la cuenca de antepaís cubana (Iturralde-Vinent, 1998; Blanco, 1999), de la cual está separada por pequeños levantamientos tectónicos representativos del paleomargen de las Bahamas, que marcan el frente de cabalgamiento en profundidad. Hacia el sur limita con la Cuenca de Ana María, siendo este el límite menos estudiado. Por el sureste limita con el elevado estructural de Júcaro y por el noreste con el Complejo Esmeralda, separada de estos posiblemente por estructuras sub-paralelas a la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha (Blanco, 1999).

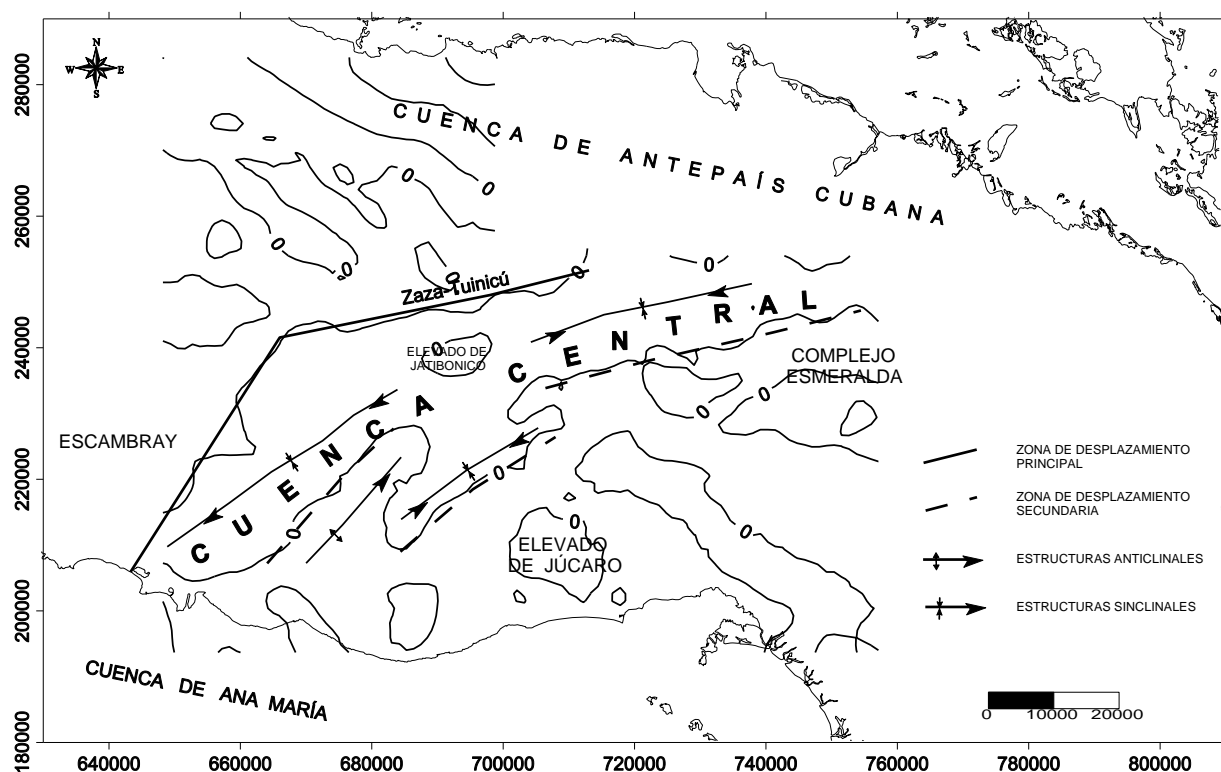


Figura 4.1: Límites geográficos de la Cuenca Central. Se muestra la línea cero del campo gravimétrico y la ubicación de algunos elementos mencionados en el texto.

El basamento de la Cuenca Central lo constituyen las secuencias pertenecientes al Cinturón Plegado Cubano, típicamente ha sido interpretado como un sistema de bloques rotados, con desplazamientos relativos de hasta 1000 metros en dirección sub-latitudinal y entre 100 y 300 metros en dirección sub-longitudinal (Blanco, 1999). Está afectado por el proceso de cabalgamiento de los mantos tectónicos que constituyen el Cinturón Plegado Cubano, existiendo evidencias gravimétricas que revelan estructuras de rumbo NW-SE dentro de la gran anomalía de rumbo NE-SW, que conforma la Cuenca Central.

La Cuenca Central geoméricamente es considerada como un emigrabén (Blanco, 1999), con un espesor de hasta 5000 metros de rocas terrígeno-carbonatadas de edad Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense) al Cuaternario. En el perfil de la figura 4.2 se distingue una secuencia inferior de fines del Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense al Eoceno Superior, en la que aparecen formaciones molásicas y flyschoides que demuestran una acumulación en condiciones de inestabilidad tectónica en cuencas asociadas al proceso

rumbodeslizante (Blanco, 1999) y otra secuencia de edad post-Eoceno Superior al Reciente, predominantemente carbonatado-terrágena (Milián, 1989), depositada a partir de los últimos movimientos tectónicos intensos e inicio y desarrollo del proceso de plataformización donde fundamentalmente se desarrolla una tectónica de bloques (Blanco, 1999).

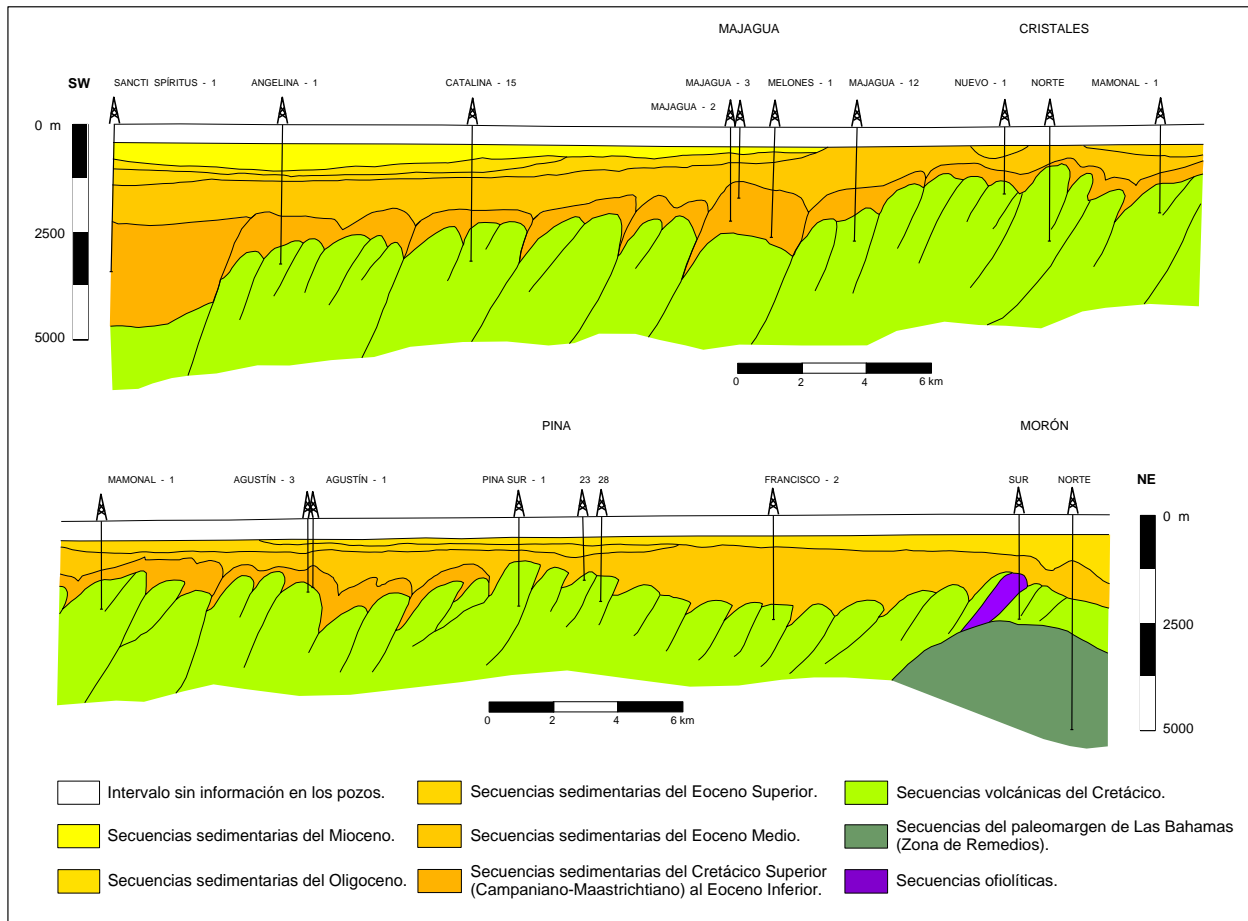


Figura 4.2: Perfil esquemático de la Cuenca Central en dirección longitudinal (SW-NE), que muestra la geometría de las secuencias depositadas durante el proceso de colisión y la etapa de desarrollo platafórmico.

En general la cuenca se divide en dos zonas con características tectónicas diferentes, una suroccidental y otra noroccidental, separadas entre sí por fallas transversales profundas (Blanco, 1999). Ambas zonas mantienen la dirección general de la cuenca, NE-SW. La zona suroccidental se caracteriza por el hundimiento continuo, alcanzando los mayores espesores de sedimentos, mientras que la zona noroccidental se mantiene relativamente levantada con respecto a la anterior, siendo esta la de mayor grado de estudio, tanto por geofísica como por las perforaciones realizadas para la prospección y extracción de petróleo.

4.2. El Relleno Sedimentario

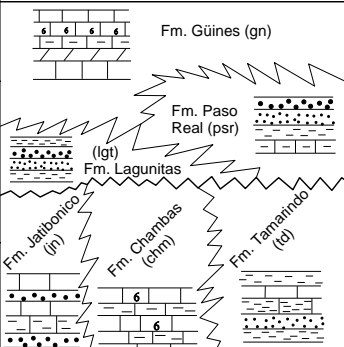
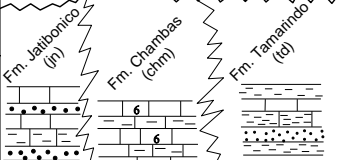
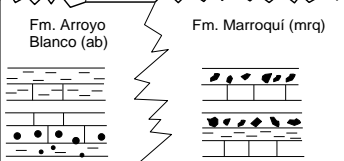
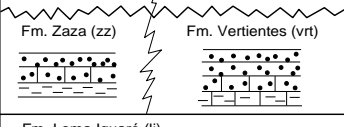

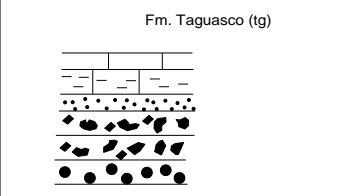
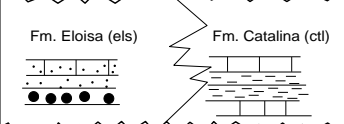

En la Cuenca Central es posible describir y analizar el registro estratigráfico del intervalo comprendido entre el Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense) y el Reciente. Las secuencias estratigráficas existentes son representativas, incluso, del período de extinción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense (Fm. Guayos), abarcando además todo el período de la colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana (Fm. Eloisa, Fm. Catalina, Fm. Taguasco, Fm. Loma Iguaará, Fm. Zaza, Fm. Vertientes, Fm. Arrollo Blanco y Fm. Marroquí) y la etapa de desarrollo platafórmico (Fm. Jatibonico, Fm. Chambas, Fm. Tamarindo, Fm. Paso Real, Fm. Lagunitas, Fm. Güines y sedimentos plioceno-cuaternarios).

En el intervalo estratigráfico del Campaniense-Maastrichtiense las facies se han generalizado como terrígeno-arcillosas, presentan un escaso componente carbonatado y están representadas

fundamentalmente por conglomerados y gravelitas, areniscas y limolitas tobáceas de cemento calcáreo. Las rocas arcillosas presentan esquistosidad incipiente y superficies de fricción pulidas, evidenciando los eventos tectónicos que las afectaron (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986, 1987a, b, 1989). En la sección del Campaniense Superior aparece una facies terrígena, compuesta de conglomerados volcanomícticos, areniscas volcanomícticas y escasas argilitas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986, 1987a, b, 1989). Los depósitos del Maastrichtiense están representados por facies terrígeno-arcillosas, compuestas por areniscas, conglomerados, gravelitas, limolitas, areniscas de cemento calcáreo y subordinadamente secuencias carbonatadas, descritas como calizas fragmentarias organógenas, micríticas y organógenas recrystalizadas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986; 1987a, b, 1989).

Durante el Paleoceno se depositaron facies terrígeno-carbonatado-arcillosas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986; 1987a, b, 1989), muy poco conservadas fuera de los límites de la cuenca. El registro sedimentario del Eoceno permite describir en su parte inferior facies terrígeno-arcilloso-carbonatadas, con espesores de hasta cientos de metros de conglomerados, gravelitas, areniscas y limolitas polimícticas, argilitas calcáreas, con inclusiones tobáceas para su sección terrígeno-arcillosa, intercalados en una sección carbonatada donde aparecen calizas micríticas, organógenas y arcillosas. Durante el Eoceno Medio se mantiene la facies terrígeno-arcilloso-carbonatada, variando a terrígeno-carbonatado-arcillosa en el Eoceno Superior (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986, 1987a, b, 1989). La secuencia del Oligoceno al Reciente es fundamentalmente carbonatado-terrígena (Milián, 1989), depositada a partir de los últimos movimientos tectónicos intensos e inicio y desarrollo del proceso de plataformización (Blanco, 1999).

El conjunto de formaciones sedimentarias presentes en la Cuenca Central para esta investigación se ha generalizado como se muestra en la columna estratigráfica de la figura 4.3. Para esto se consideraron las características estratigráficas de las mismas en los bordes de la cuenca y en las perforaciones que han sido desarrolladas para la prospección y extracción de petróleo, más el conjunto de interpretaciones anteriormente realizadas (Hatten et al., 1958; Sánchez-Arango, 1977; Linares, 1978; Milián, 1987a, b; García et al., 1986; Fernández y Blanco, 1986; Álvarez-Castro et al., 1994; Guerra, 1996; Rodríguez, 1996; Blanco y Figueras, 1996; Blanco, 1999).

PERÍODO	ÉPOCA	EDAD	POT (m)	FORMACIONES	FACIES	NIVEL ESTRUCTURAL		
NEÓGENO	Mioceno		? (psr) ? (gn)		CARBONATADO - TERRÍGENAS	NEOPLATAFORMA		
		~ 70 (lgt)						
PALEÓGENO	Oligoceno		200 (jn) 100 ~ 150 (chm) 300 ~ 400 (td)			Cuenclas de la Colisión Mesozoico - Terciario		
		Eoceno	Superior	300 ~ 600 (ab) ~ 300 (mrq)			TERRÍGENO - CARBONATADO - ARCILLOSAS	
			Medio	350-500 (zz) ~ 300 (vrt)			TERRÍGENO - ARCILLOSO - CARBONATADAS	
	Inferior		120 ~ 150 (li)					
	Paleoceno	Superior	300 ~ 400 (tg)		TERRÍGENO - CARBONATADO - ARCILLOSAS			
		Inferior						
	CRETÁCICO	SUPERIOR	Maas.	~ 900 (els) ~ 700 (ctl)			TERRÍGENO - ARCILLOSAS	Arco Volcánico Albiense - Campaniense
			Camp.					
			San.					
			Con.	~ 110 (gy)				
			Tur.					
		INFERIOR	Cen.		Secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias del arco Albiense-Campaniense			
Alb.								
Apt.								
				Arcos volcánicos PIA y Boninitico + Ofiolitas de retroarco-mar marginal				

CINTURÓN PLEGADO CUBANO

C I N T U R Ó N P L E G A D O C U B A N O

Figura 4.3: Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Central (modificada de Blanco, 1999).

4.2.1. Extinción del Arco

Fm. Guayos, (Bandt, 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Su sección tipo fue descrita en el pozo Guayos 1 en el intervalo 1796-1906 metros. Su litología predominante se corresponde con lutitas de color oscuro, presentando también areniscas y conglomerados en sus variaciones faciales laterales y verticales, que han sido descritas en los pozos de los yacimientos petrolíferos Catalina y Cristales (Milián, 1986) como se muestra en la figura 4.4.

Esta formación descansa discordantemente sobre las secuencias volcánicas y es sobreyacida, siempre en contacto no esclarecido, por la Fm. Catalina del Campaniense Superior-Maastrichtiense. En base a su posición estratigráfica, pues no se han reportado fósiles, su sedimentación debió ocurrir en un intervalo post-Cenomaniense y pre-Campaniense Superior (Milián, 1986). Solo tiene algunos equivalentes en superficie en la actual provincia de Camagüey, hacia la localidad de Vertientes (Wallace, 1956; Milián, 1986).

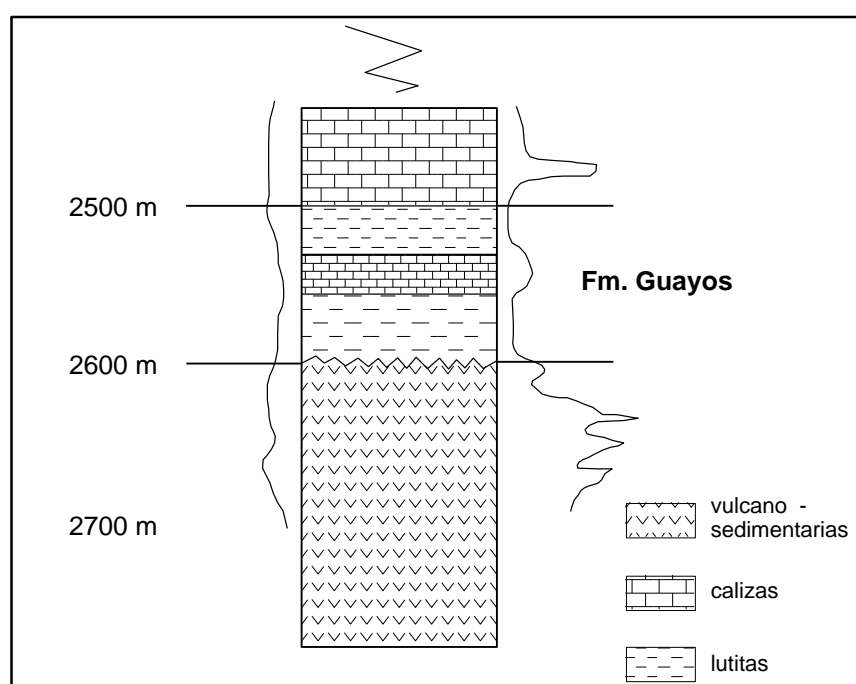


Figura 4.4: Corte típico de la Fm. Guayos, pozo Catalina 6.

En la literatura geológica se ha reportado que en otros arcos volcánicos fósiles, en su parte superior, aparecen formaciones de este tipo, justo en los últimos estadios de su desarrollo, antes de iniciarse un proceso de colisión, levantamiento y sobrecorrimiento (Schott y Johnson, 1998), complementando la concepción de que la Fm. Guayos puede ser representativa del período de extinción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense (Milián, 1986). Los contenidos de carbón bituminoso con pirita en la Fm. Guayos indican un medio de sedimentación restringido y anóxico (Milián, 1986), esto hace que se pueda considerar favorable en una valoración de sus posibilidades como roca madre de petróleo.

4.2.2. Desarrollo de la Colisión

Para esta generalización se ha asumido que el proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen pasivo de la Placa Norteamericana ocurrió entre el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense y el Eoceno Superior (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Blanco, 1999). Se describen en este intervalo las formaciones siguientes:

- Fm. Eloisa.
- Fm. Catalina.
- Fm. Taguasco.
- Fm. Loma Iguará.

- Fm. Zaza.
- Fm. Vertientes.
- Fm. Arroyo Blanco.
- Fm. Marroquí.

Fm. Eloisa, (Hatten, 1956: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994). Su edad ha sido determinada a partir de su fauna como Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense. Ha sido descrita como un corte que transiciona verticalmente desde una base conglomerática volcanomítica a un material más calcáreo y arenoso hacia el techo (Linares, 1978; Milián, 1986). Litológicamente está compuesta por conglomerados con fragmentos de andesitas grises, basaltos negros y calizas organógenas, en una matriz compuesta por margas arcillosas de color crema con fracción organógena, argilita calcárea con piritita y materia orgánica, areniscas polimíticas y gravelitas como se muestra en la figura 4.5 (Sánchez et al., 1977; Linares, 1978; Milián, 1986, 1987a, b).

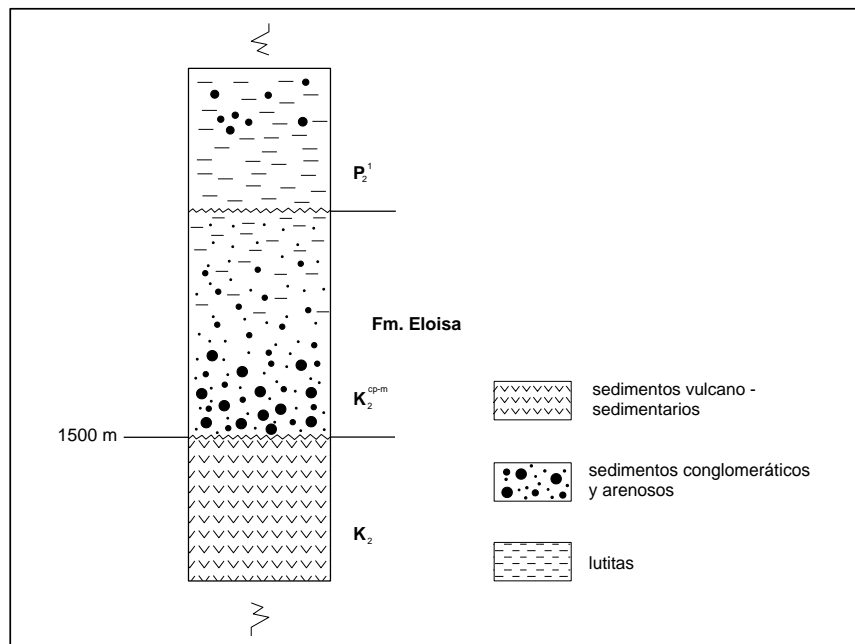


Figura 4.5: Corte típico de la Fm. Eloisa, pozo Pina Norte.

Esta formación representa los primeros sedimentos acumulados en la parte superior de las secuencias del arco volcánico del Cretácico, luego de su extinción y levantamiento. En el análisis de los clastos y fósiles presentes se determinó que su ambiente de deposición fue variado, desde un medio fluvial hasta abanicos submarinos de aguas profundas, pasando por aguas someras, como se verifica en las secuencias cortadas por los pozos perforados dentro de la Cuenca Central, donde están mejor conservados los sedimentos del Campaniense Superior-Maastrichtiense, que en muchas ocasiones son colectores de petróleo en sus secciones conglomeráticas y pueden constituir sellos locales debido a sus espesores arcillosos (Linares, 1978; Álvarez-Castro, 1994).

Fm. Catalina, (Meyerhoff, 1956: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994). Se ha descrito a partir de las perforaciones realizadas en los yacimientos Catalina y Cristales en la provincia de Ciego de Ávila, considerando su sección tipo en el intervalo 1850-2170 metros, del pozo Catalina 1 (Hatten, 1958; Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986). La formación está constituida por una secuencia terrígeno-clástica-carbonatada, de arcillas arenosas carbonatadas y micáceas, areniscas arcillosas y calizas organógenas amarillentas y duras (figura 4.6).

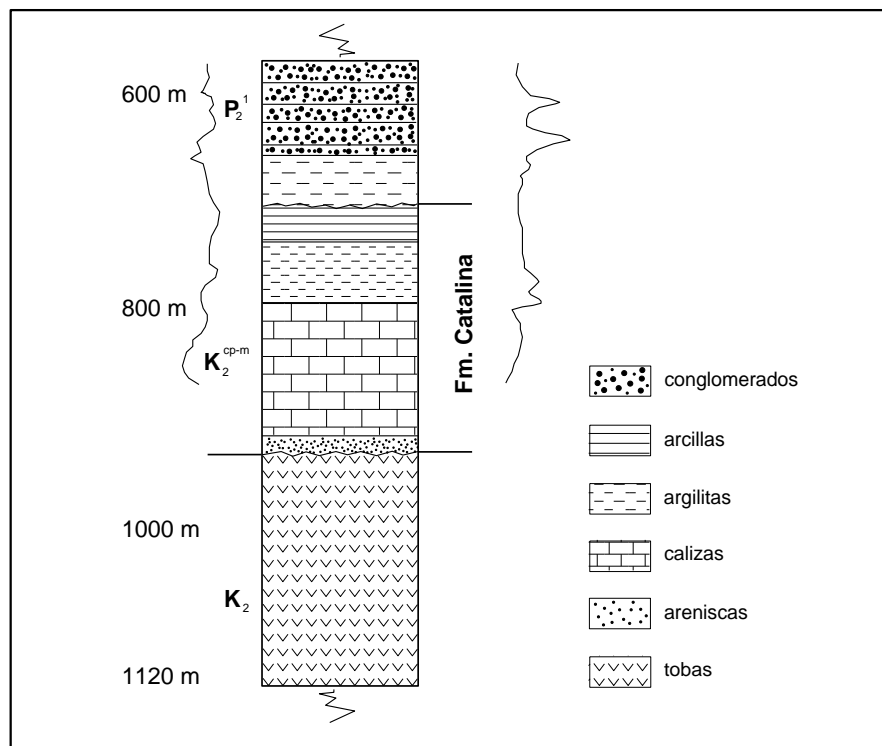


Figura 4.6: Corte típico de la Fm. Catalina, pozo Cristales 63.

Dentro de la formación se ha distinguido el miembro Cristales (Milián, 1986), determinándose su sección tipo en el pozo Catalina 15 (2160-2280 metros) como calizas con intercalaciones de argilitas grises. Sus fósiles fueron estudiados en el pozo Catalina 5 (Sánchez-Arango, 1977) correspondientes a una edad Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense. Los sedimentos del miembro Cristales son típicos de una zona de bancos biostrómic, desarrollados aisladamente en el área que ocupaba la Cuenca Central y se extienden hasta la Cuenca de Ana María como lo demuestran los trabajos sísmicos y de perforaciones realizadas en la zona de Cayo Rabiatorcado y la antigua perforación del Tortuga Shoal.

Las secuencias de lutitas carbonatadas grises con intercalaciones de areniscas calcáreas de la Fm. Catalina (Sánchez-Arango, 1977), han sido reportadas en varios pozos dentro de la Cuenca Central con edad y litología semejante (pozos Sancti Spíritus 1 y 2, Bijabo 2, 3, 4 y 5, Maritza 1, La Rosa 3), estas secuencias son potentes con varios cientos de metros de espesor y con coloraciones oscuras a negras, acumuladas en aguas con profundidades variadas y con salinidad normal (Sánchez-Arango, 1977) y con contenidos de carbono orgánico total (COT) promedios de 0.46 % (Pairazian et al., 1975), que aunque bajos tienen un gran volumen debido a la potencia y desarrollo de estas secuencias, por lo que no se deben obviar las perspectivas de considerarlas como posibles rocas madres dentro la Cuenca Central y para la zona de offshore en la Cuenca de Ana María (Blanco, 1999).

Fm. Taguasco (olistostroma Taguasco), (Truit, 1954: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Aflora en la parte centro oriental de la provincia de Sancti Spíritus y en la noroccidental de Ciego de Ávila (figura 4.7). Está compuesta en su base por conglomerados y conglobrechas polimícticas. En la parte superior se caracteriza por una alternancia flyschoides de areniscas, limolitas, margas y calizas con intercalaciones de conglomerados, bloques y olistolitos de rocas cretácicas de composición variada (andesitas, granitoides, silicitas, calizas y areniscas). Los olistolitos y bloques se encuentran sumergidos en una matriz bien estratificada.

Esta formación yace discordantemente sobre las formaciones Cabaiguán, Provincial, La Rana y Catalina, estando cubierta también de manera discordante por las formaciones Loma Iguará Arroyo Blanco y Zaza. Según los foraminíferos encontrados se le ha asignado una edad correspondiente al Paleoceno Inferior - Eoceno Inferior parte baja, depositándose en condiciones de un relieve desmembrado, desarrollado sobre rocas volcánogeno-sedimentarias activamente desintegradas y transportadas, en ambientes marinos de profundidad variable. Los espesores de

la formación oscilan entre los 300 y 400 metros (Blanco, 1999). Los horizontes paleocénicos se encuentran en los pozos Bijabo 1 y 2, Catalina 5 y 6, Vega Grande y Sancti Spíritus (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988).

Fm. Loma Iguará, (Hatten, 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Aflora en las lomas Iguará, Juan López y otras pequeñas elevaciones del borde occidental de la Cuenca Central (figura 4.7), caracterizadas por brechas polimícticas, calizas fragmentarias, calizas clásticas algo arcillosas, calizas arcillosas, calizas detríticas, calizas recristalizadas, margas, areniscas y silicitas. Yace discordantemente sobre la Fm. Taguasco y es cubierta concordantemente por la Fm. Zaza. En ella predominan los foraminíferos planctónicos y algunos radiolarios, definiendo un paleoambiente batial y una edad del Eoceno Inferior parte baja (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988).

Su espesor oscila entre 120 y 150 metros y es cortada en los pozos de los campos petroleros Cristales y Pina, y en los pozos Guayacanes 10, Guayos 1 y 4, Reforma 7 y Marroquí 2. En los pozos pasa de una secuencia de conglomerados polimícticos en la base, hacia areniscas polimícticas, limolitas y arcillas hacia el techo (Linares, 1978; Guerra, 1996), manifestando un desarrollo granodecreciente a medida que transiciona a la Fm. Zaza.

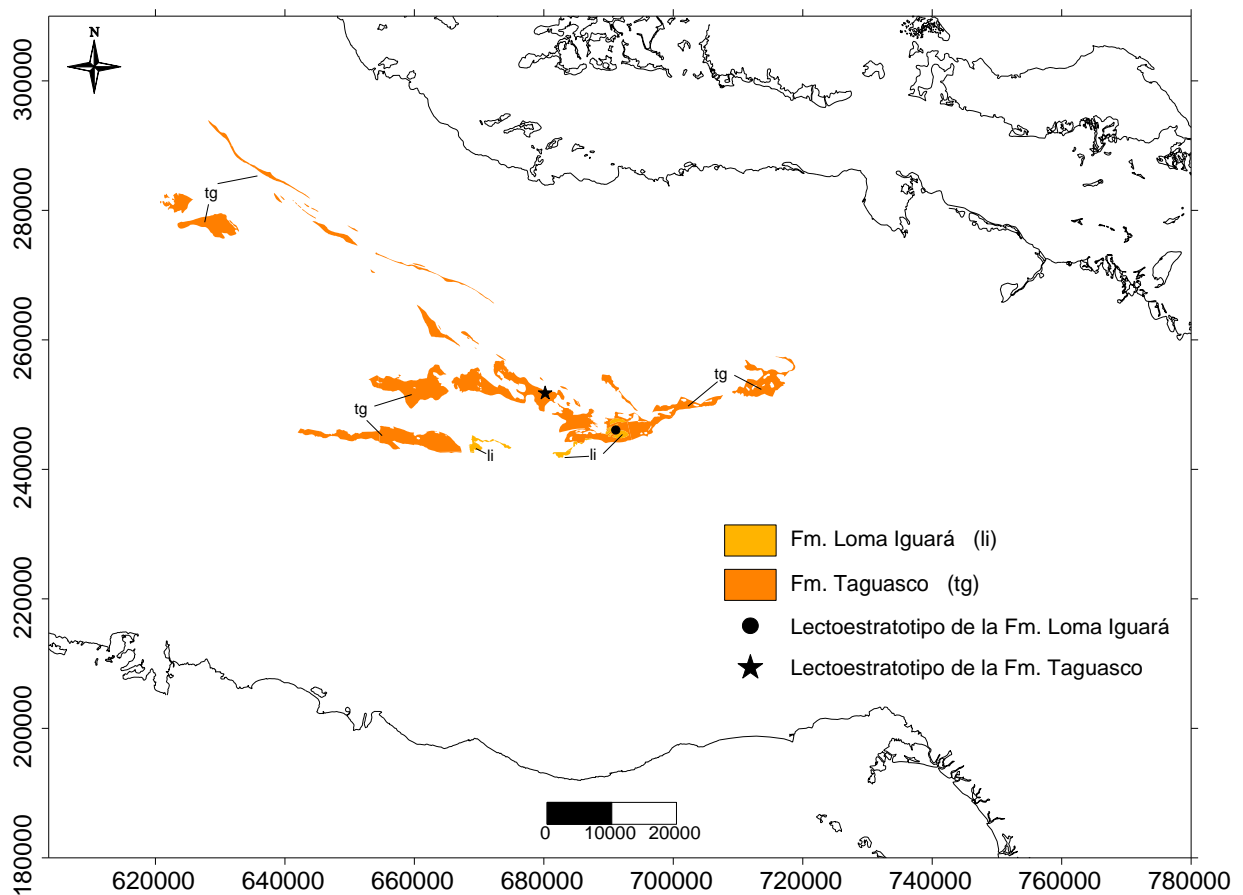


Figura 4.7: Cartografía en superficie de las formaciones Taguasco y Loma Iguará (adaptada del Mapa Geológico de Cuba Central 1: 100000. IGP, 2001). Se señalan sitios de interés estratigráfico (Léxico estratigráfico de Cuba, 1994).

Fm. Zaza, (Thiadiens, 1937: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). En superficie esta formación tiene un amplio desarrollo en las provincias de Sancti Spíritus y en el extremo occidental de Ciego de Ávila (figura 4.8). Constituye una secuencia de tipo flyschoides, representada por intercalaciones de areniscas polimícticas y volcanomícticas, argilitas, margas, conglomerados polimícticos y en menor proporción, calizas. La fauna predominante le define una edad del Eoceno Inferior parte alta - Eoceno Medio. Es correlacionable con la Fm. Vertientes, que aflora en

las provincias de Ciego de Ávila y Camagüey. El límite inferior de esta formación es a través de un contacto transicional, cuando yace sobre los sedimentos de la Fm. Loma Iguaú, y discordante con carácter erosivo cuando cubre las tobas del Arco Volcánico Cretácico (Milián, 1986), lo que constituye un indicio de la presencia de discordancias progresivas dentro de la Cuenca Central. El límite superior está dado por el contacto discordante con la Fm. Arroyo Blanco (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988; Rodríguez, 1996).

Los sedimentos de esta formación, conjuntamente con algunos del Maastrichtiense, representan el sello regional de todos los yacimientos de hidrocarburos del noreste de la Cuenca Central (Milián, 1987b). El espesor de la Fm. Zaza oscila entre 350 y 500 metros, siendo cortada por los pozos Sancti Spíritus 1, Catalina 6, Cometa 1 y Pina 32 (Milián, 1987b; Rodríguez, 1996).

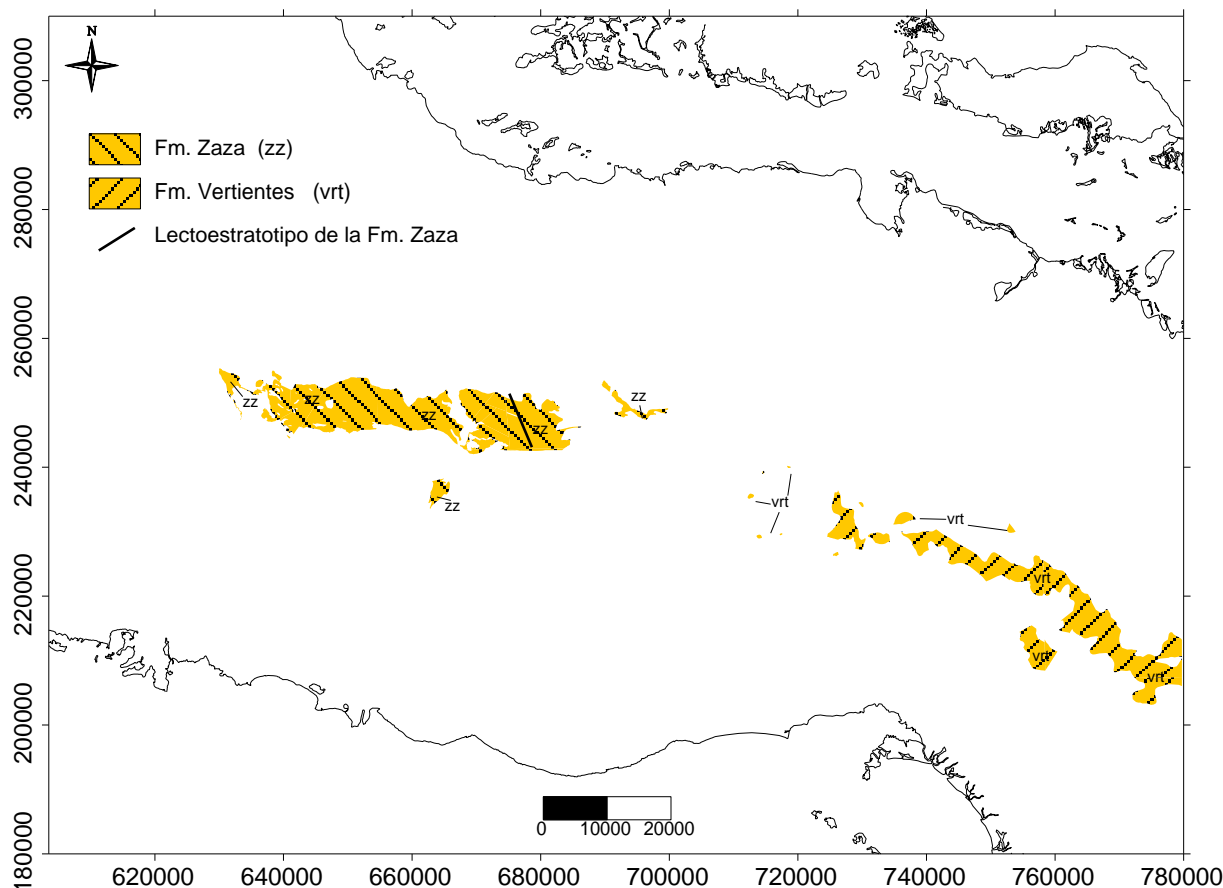


Figura 4.8: Cartografía en superficie de las formaciones Zaza y Vertientes (adaptada del Mapa Geológico de Cuba Central 1: 100000. IGP, 2001). Se señalan sitios de interés estratigráfico (Léxico estratigráfico de Cuba, 1994).

Fm. Vertientes, (Lewis, 1957: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Se presenta como una franja que se extiende desde Loma El Cafetal, al este de Tamarindo, hasta el norte de Arroyo Blanco, provincias de Ciego de Ávila y Camagüey (figura 4.8). Su composición es variada predominando las margas, areniscas, radiolaritas, gravelitas, conglomerados y calizas. Es característica de la formación la variación en los contenidos de arcilla, carbonato y material terrígeno, lo que provoca transiciones de una a otra litología tanto en la vertical como en la horizontal. Las areniscas son de color amarillento, crema beige, hasta café. Las calizas pueden ser micríticas, biodetríticas, fragmentarias y detrítico-fragmentarias. Los colores van desde crema, crema-amarillento a marrón. El espesor de la formación varía en los diferentes perfiles, en algunos sólo alcanza entre 30-60 metros, mientras que en otros puede llegar a hasta 430 metros. La asociación fosilífera que contiene le determina una edad del Eoceno Inferior parte alta al

Eoceno Medio. La Fm. Vertientes es correlacionable con la Fm. Zaza (Iturralde-Vinent, 1981; Blanco, 1999) y está cubierta transgresivamente por las formaciones Paso Real y Güines.

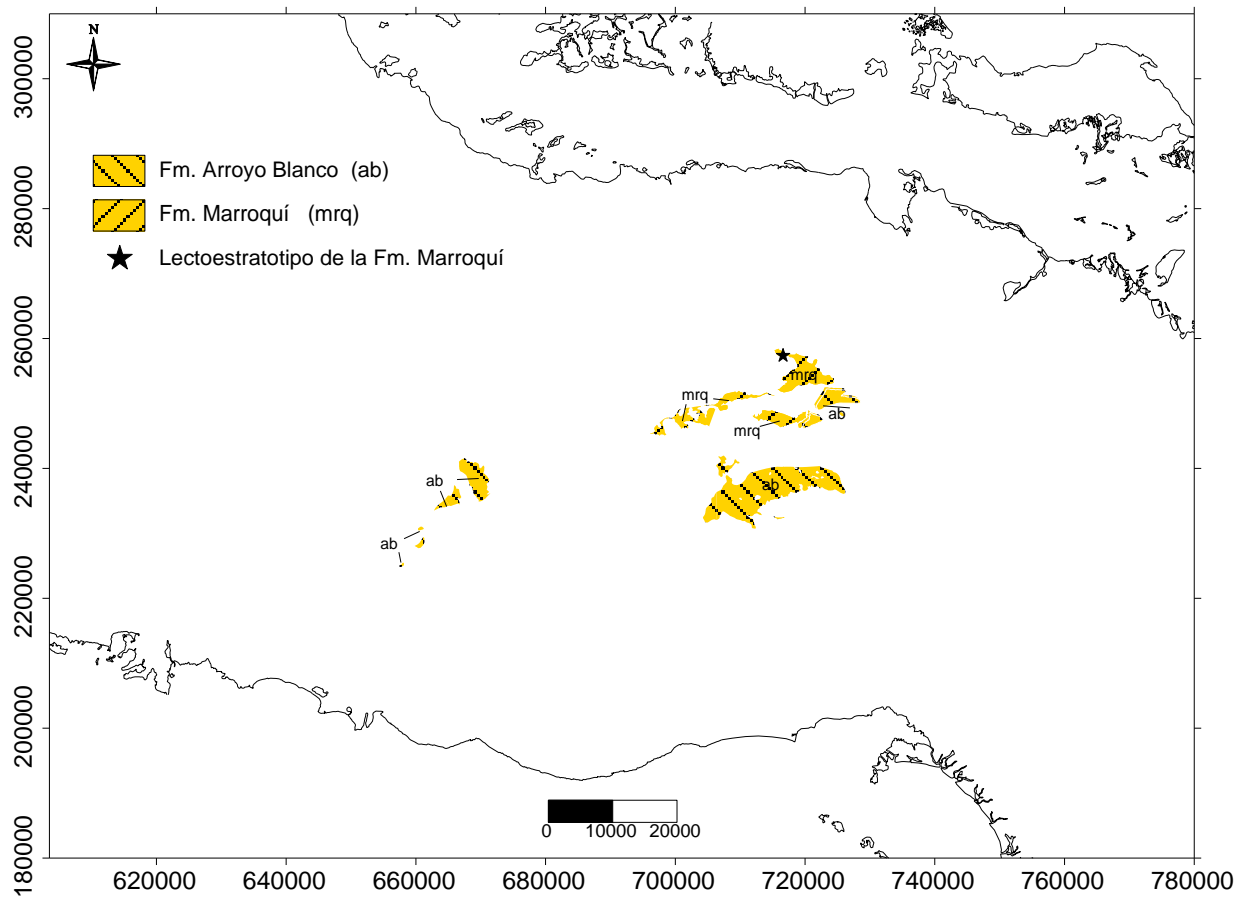


Figura 4.9: Cartografía en superficie de las formaciones Arroyo Blanco y Marroquí (adaptada del Mapa Geológico de Cuba Central 1: 100000. IGP, 2001). Se señalan sitios de interés estratigráfico (Léxico estratigráfico de Cuba, 1994).

Fm. Arroyo Blanco, (Hatten, 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Su descripción original se realizó en los alrededores del pueblo de Arroyo Blanco y al noroeste de Jatibonico, provincia de Sancti Spíritus (figura 4.9). Está representada por limolitas, margas, areniscas calcáreas, conglomerados polimícticos, areniscas polimícticas, calizas organógeno-detriticas, calizas arenosas, calizas organógenas, brechas y margas arenosas. Contiene fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos que le infieren una edad del Eoceno Medio parte alta al Eoceno Superior (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988). El ambiente de deposición fue nerítico de poca profundidad y su espesor oscila entre los 300 y 600 metros (Milián, 1986). Es cubierta discordantemente por los sedimentos de las formaciones Chambas, Jatibonico y Tamarindo, yaciendo discordantemente sobre las formaciones Vega Grande, Zaza y Taguasco. Transiciona lateralmente a la Fm. Marroquí.

Fm. Marroquí, (Kozary y Brönnimann, 1955: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Aflora desde la localidad de Santa Ana hasta las Yayas y desde la Venturilla hasta la carretera de Chambas a Tamarindo, así como al oeste de la loma El Capital, provincia de Ciego de Ávila (figura 4.9). Está constituida por conglomerados brechosos, areniscas, gravelitas, calizas y margas. Los conglomerados contienen fragmentos con dimensiones de gravas y guijarros pequeños, rara vez de guijarros medios y grandes. La composición de los clastos está dada fundamentalmente por rocas carbonatadas, entre 75 y 80 %, y en menor proporción diabasas, andesitas, serpentinitas y silicitas. La matriz es de calizas clásticas con mezcla de fragmentos volcánicos. Las areniscas presentan estratificación horizontal, rara vez oblicua y tienen un

carácter que transiciona desde una composición polimíctica hasta biocalcarenitas. Las mezclas terrígenas son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas. Las calcarenitas son intraclásticas-biodetríticas con cemento calcáreo. La fauna de esta formación está representada fundamentalmente por macroforaminíferos, cuya edad ha sido determinada como Eoceno Superior. El ambiente de acumulación fue de aguas poco agitadas en condiciones neríticas y presenta un espesor promedio de 300 metros.

4.2.3. Desarrollo Platafórmico

Para el intervalo comprendido del Oligoceno al Mioceno Superior, representativo del período de desarrollo platafórmico (Iturralde-Vinent, 1998), se describen las formaciones:

- Fm. Jatibonico.
- Fm. Chambas.
- Fm. Tamarindo.
- Fm. Lagunitas.
- Fm. Paso Real.
- Fm. Güines.

Fm. Jatibonico, (Wassall, 1955: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Sus afloramientos se ubican en los alrededores de la ciudad de Jatibonico y en la zona centro-oeste de la provincia de Sancti Spíritus (figura 4.10). Se compone de margas predominantemente de color claro, desde ocre-amarillento a crema con intercalaciones de areniscas grises o blanco-grisáceas, amarillentas o café, de composición oligomíctica a polimíctica, capillas de limolitas, conglomerados y calizas. Los conglomerados se encuentran como intercalaciones o lentes, con fragmentos de rocas vulcanógenas. Las calizas son arenoso-detríticas de color ocre, amarillo o crema, y arrecifales-coralinas de color claro hasta blancas formando cuerpos aislados (Belmustakov et al., 1981). Sobre la Fm. Jatibonico yacen las formaciones Paso Real y Lagunitas, transgresivamente, mientras que puede transicionar lateralmente a la Fm. Tamarindo, de su misma edad. Contiene numerosos foraminíferos que le confieren una edad correspondiente al Oligoceno.

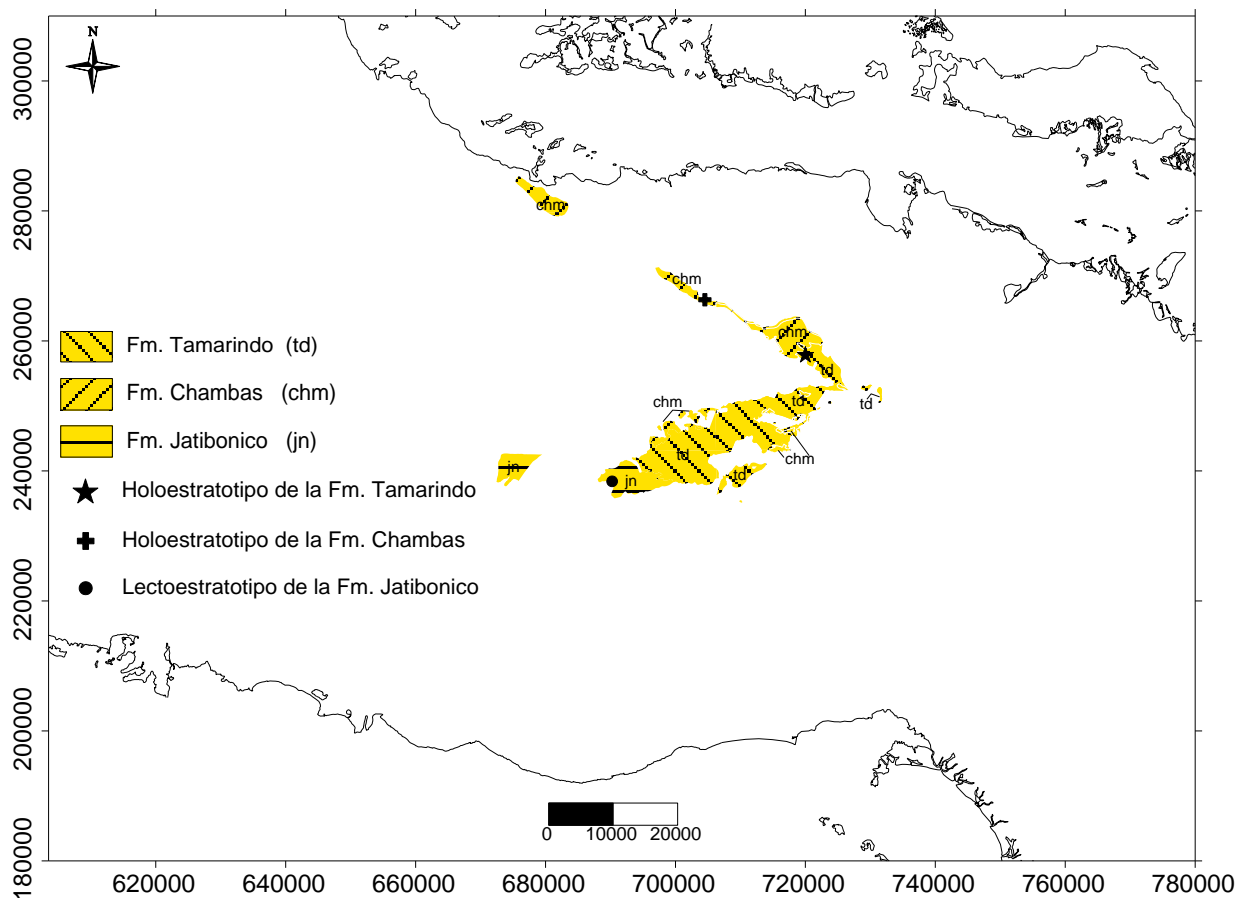


Figura 4.10: Cartografía en superficie de las formaciones Jatibonico, Chambas y Tamarindo (adaptada del Mapa Geológico de Cuba Central 1: 100000. IGP, 2001). Se señalan sitios de interés estratigráfico (Léxico estratigráfico de Cuba, 1994).

Fm. Chambas, (Truitt, 1954: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Aflora en los alrededores de Chambas, entre el Río Jatibonico del Norte y la Carretera Tamarindo-Morón, provincia de Ciego de Ávila y al norte de Yaguajay, en los alrededores del Central Simón Bolívar, provincia de Sancti Spíritus (figura 4.10). Está representada por calizas microgranulares, porosas en capas gruesas, calizas arcillosas, que pasan a margas, calizas detríticas, con colores ocre claro, crema o blancuzcas. En ocasiones en las calizas se observan fragmentos de rocas vulcanógenas. Las calizas contienen una rica fauna de foraminíferos bentónicos grandes y moluscos (Belmustakov et al., 1981) que le confieren una edad del Oligoceno Superior. La Fm. Chambas yace concordantemente sobre los sedimentos de la Fm. Arroyo Blanco y transiciona lateralmente a la Fm. Tamarindo. Es cubierta discordantemente por la Fm. Paso Real. Se depositó en un ambiente marino de unos 100 metros de profundidad, en zona de aguas tranquilas, con poco aporte de material terrígeno. Su espesor oscila entre 100 y 150 metros.

Fm. Tamarindo, (Hatten et al., 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Se desarrolla al noroeste de la provincia de Ciego de Ávila y al este de Sancti Spíritus (figura 4.10). Está constituida por una alternancia de calizas, calcarenitas, margas y arcillas. Las calizas son de varios tipos, en algunas ocasiones están recristalizadas y algo dolomitizadas. Contiene fauna abundante de foraminíferos planctónicos y bentónicos indicando un ambiente nerítico en la zona periférica de la plataforma y una edad Oligoceno Superior. Su espesor oscila entre los 500 y los 600 metros. Yace discordantemente sobre los sedimentos de las formaciones Arroyo Blanco, Marroquí, Vertientes y Taguasco y es cubierta transgresivamente por la Fm. Paso Real. Lateralmente transiciona a las formaciones Chambas y Jatibonico. En los pozos perforados en el área de la Cuenca Central se reportan espesores de 300 a 400 metros.

Fm. Lagunitas, (Popov y Kojumdjieva, 1978: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Está representada por una alternancia de areniscas, conglomerados polimícticos y limolitas de granulometría diversa, estando bien redondeado el material clástico y compuesto por cuarzo, metamorfitas, calizas y vulcanitas, en matriz areno-arcillosa. Aparecen intercaladas en las secuencias, esmectitas ocasionalmente limoso-arenosas y calizas biodetríticas, la coloración es gris verdosa a parda abigarrada. Se relaciona de manera discordante, en su parte inferior, con las formaciones Arroyo Blanco, Taguasco, Jatibonico y Zaza. Está cubierta concordantemente por las formaciones Güines y Paso Real y discordantemente por los depósitos cuaternarios. Transiciona lateralmente con la Fm. Paso Real. La fauna de foraminíferos, moluscos y ostrácodos que contiene se infieren una edad del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Su espesor se estima en unos 70 metros.

Fm. Paso Real (Bermúdez, 1950: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Es una formación muy extendida en todo el territorio cubano, estando constituida por areniscas polimícticas, arcillas, margas y conglomerados. Todas estas secuencias se depositaron en un régimen tectónico pasivo demostrado por la poca deformación de sus capas, evidenciando la culminación de los movimientos de sobrecorrimento. La Fm. Paso Real posee una fauna fósil de foraminíferos, ostrácodos, moluscos y corales que le infieren una edad del Mioceno Inferior-Mioceno Medio, parte baja (Léxico estratigráfico de Cuba, 1994). Espacialmente se relaciona de manera concordante, en su límite inferior, con la Fm. Lagunitas y discordantemente con las formaciones Arroyo Blanco, Chambas, Jatibonico, Marroquí y Vertientes. Es cubierta concordantemente por la Fm. Güines y puede transicionar lateralmente con las formaciones Güines y Lagunitas. No se ha definido su espesor promedio en el área de la Cuenca Central.

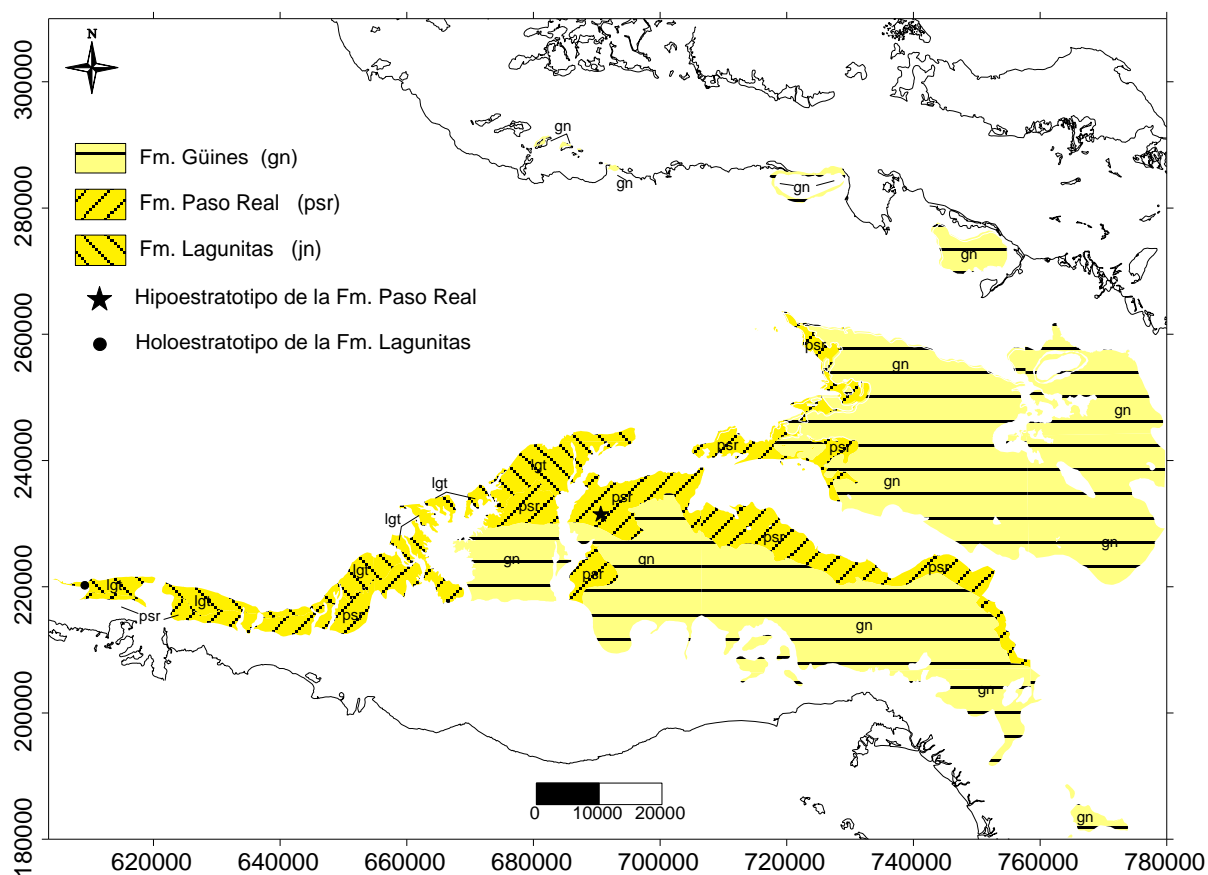


Figura 4.11: Cartografía en superficie de las formaciones Lagunitas, Paso Real y Güines (adaptada del Mapa Geológico de Cuba Central 1: 100000. IGP, 2001). Se señalan sitios de interés estratigráfico (Léxico estratigráfico de Cuba, 1994).

Fm. Güines, (Humboldt, 1826: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994). Al igual que las formaciones Lagunitas y Paso Real su deposición ocurrió fundamentalmente hacia el extremo sureste de la Cuenca Central (figura 4.11), estando representada por calizas biodetríticas de grano fino a medio, fosilíferas y biohémicas, calizas dolomíticas, dolomitas, calizas micríticas y lentes ocasionales de margas calcáreas y calcarenitas. La fauna que contiene de foraminíferos, ostrácodos, moluscos y equinoides han permitido la datación de dicha unidad, a la cual se le asigna una edad de Mioceno Inferior hasta alta-Mioceno Superior hasta baja. Sus sedimentos yacen concordantemente sobre las formaciones Lagunitas y Paso Real y transgresivamente sobre las formaciones Arroyo Blanco, Tamarindo y Vertientes. En la zona sur de la Cuenca Central es cubierta, con límite no definido, por la Fm. Guevara. Las secuencias de la Fm. Güines lateralmente pueden transicionar con la Fm. Paso Real. No se ha reportado su espesor promedio en el área de investigación.

V. ANÁLISIS PALEOTECTÓNICO Y PALEOGEOGRÁFICO

La evolución tectono-estratigráfica de la zona de fallas La Trocha y la Cuenca Central, puede analizarse en el contexto de tres eventos geológicos de gran importancia para la geología de Cuba y del Caribe Occidental: 1) la extinción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense; 2) la colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana; y 3) el proceso de desarrollo platáformico.

En la Cuenca Central los sedimentos del período post-Cenomaniense - pre-Campaniense Superior están representados únicamente por las secuencias de la Fm. Guayos, descrita por Bandt en 1958. Al parecer esta sedimentación estuvo relacionada con el límite de la actividad del Arco Volcánico Albiense-Campaniense y la extinción del mismo, luego de la colisión desde el sur

de los terrenos Pinos (García-Casco et al., 2001) y Escambray (Iturralde-Vinent, 1994, ed. 1997, 1998). La edad de la Fm. Guayos, definida actualmente por su posición estratigráfica, no permite hacer un análisis temporal exhaustivo de la situación. Sin embargo, el hecho de que en sus secuencias no existan evidencias de volcanismo activo (Blanco, 1999), indica que en la zona central de Cuba desde antes del Campaniense Superior ya se venían generando eventos que condujeron a la extinción de la actividad del Arco Albiense-Campaniense y la ocurrencia de la Fm. Guayos en una cuenca post-volcánica.

El límite superior de la Fm. Guayos con la Fm. Catalina, no esclarecido completamente, se ha descrito con variaciones verticales desde lutitas y areniscas hasta conglomerados. Tales variaciones pueden interpretarse como derivadas de un cambio radical en la dinámica de la sedimentación, que pudo tener relación con el inicio del proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen pasivo de la Placa Norteamericana, toda vez que desde el Campaniense Superior-Maastrichtiense en la Cuenca Central se reporta un registro estratigráfico predominantemente terrígeno-arcilloso, representado en sus inicios por las secuencias molásico-flyschoides de las formaciones Eloisa y Catalina.

Desde el Campaniense Superior el régimen de sedimentación pasa a ser típico de un sistema de cuencas superpuestas, como resultado del proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana. En este período comenzó a desarrollarse una intensa actividad de sobrecorrimento, marcada por la aparición de un conjunto de estructuras transcurrentes sinistralas y una sedimentación típica de ambientes colisionales en cuencas de tipo tensional, transportadas y de antepaís (Boyer y Elliot, 1982; Ori y Friend, 1984; De Celles y Giles, 1996; Blanco, 1999).

En la Cuenca Central los conjuntos faciales del Campaniense Superior-Maastrichtiense y Maastrichtiense Superior (formaciones Eloisa y Catalina) presentan cambios faciales en ocasiones bruscos, de facies conglomeráticas policomponentes a carbonatadas y arcillosas. Esta particularidad es típica para las cuencas asociadas a fallas rumbodeslizantes y estructuras de sobrecorrimentos. Las facies molásico-flyschoides son indicadoras del colapso total del volcanismo activo del arco; así como la presencia de clastos de granitoides en las facies del Campaniense Superior (Blanco, 1999), pueden indicar que su proceso de emplazamiento fue contemporáneo con los movimientos de sobrecorrimento, fenómeno que ha sido reportado en el colapso de otros arcos volcánicos (Schott y Johnson, 1998).

En la porción occidental de la Cuenca Central se presentan los mayores espesores de sedimentos del Campaniense Superior-Maastrichtiense, siendo reportados por varios pozos con profundidades de 3000 metros y más. Esto confirma que la zona de desplazamiento inicial y principal de la zona de fallas La Trocha, coincide con el límite occidental de la Cuenca Central y explica la geometría de emigración descrita para esta última.

Los conjuntos faciales representativos del Paleoceno (Fm. Taguasco) están constituidos por sedimentos terrígeno-carbonatado-arcillosos, depositados en ambientes marinos de profundidad variable y sobre un relieve muy desmembrado. Estos sedimentos se encuentran muy poco conservados fuera de los límites de la cuenca (Sánchez-Arango, 1977), sobreyacen las secuencias volcánicas mesozoicas y a su vez están cubiertos por las formaciones Zaza y Arroyo Blanco, evidenciando el desarrollo de discordancias progresivas en la Cuenca Central (Blanco, 1999). Durante el Eoceno Inferior en la Cuenca Central se depositaron facies terrígeno-arcilloso-carbonatadas (Fm. Loma Iguará) con espesores de más de 100 metros, que se mantuvieron en el Eoceno Medio (formaciones Zaza y Vertientes) y transicionaron a terrígeno-carbonatado-arcilloso en el Eoceno Superior (formaciones Arroyo Blanco y Marroquí). En el área que ocupa el yacimiento Pina, pozos 37 y 69 (Rodríguez, 1996), se ha podido comprobar que algunos conglomerados eocénicos yacen discordante y directamente sobre las secuencias volcánicas mesozoicas y en relación lateral discordante con facies conglomeráticas del Campaniense-Maastrichtiense, aportando más evidencias del desarrollo de discordancias progresivas, que indican la extensión de la zona de fallas hacia el extremo oriental y una ampliación del área de sedimentación de la Cuenca Central.

El Eoceno Superior ha sido generalmente aceptado como un momento límite del proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998). Este cambio en la dinámica regional se considera relacionado con el surgimiento del límite transformante del Caribe Noroccidental, que le imprime al territorio

cubano una componente del movimiento diferente a la que experimentó durante el período de colisión.

El registro estratigráfico oligomiocénico de la Cuenca Central es predominantemente carbonatado-terrágeno (Milián, 1989), y se depositó a partir de los últimos movimientos tectónicos intensos e inicio y desarrollo del proceso de plataformización (Blanco, 1999). Durante este intervalo aparentemente la Cuenca Central no continuó su extensión hacia el este (esto puede ser confirmado mediante el análisis de las discordancias existentes), sino que por el contrario predominaron los movimientos verticales y se hizo más notorio el proceso de rotación en sentido horario y diferenciado, en cuanto a su amplitud, de los bloques situados a ambos extremos de la zona de desplazamiento principal del sistema de fallas La Trocha, provocando compresión en el extremo noroccidental de la cuenca y distensión y subsidencia en su porción sur, tal y como se registra en la actualidad.

5.1. Análisis Paleotectónico

El origen de la zona de fallas La Trocha se supone relacionado con el proceso de colisión oblicua y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana (Iturralde-Vinent, ed. 1997, 1998; Blanco, 1999) y posiblemente con la apertura de la Cuenca de Yucatán a finales del Cretácico Superior (Rosencrantz, 1990; Pindell, ed. 1994; Donnelly, ed. 1994). Al parecer este proceso de colisión se extendió hasta el Eoceno Superior y tuvo su límite relacionado con el comienzo de la actividad transformante del Caribe Noroccidental (figura 5.1).

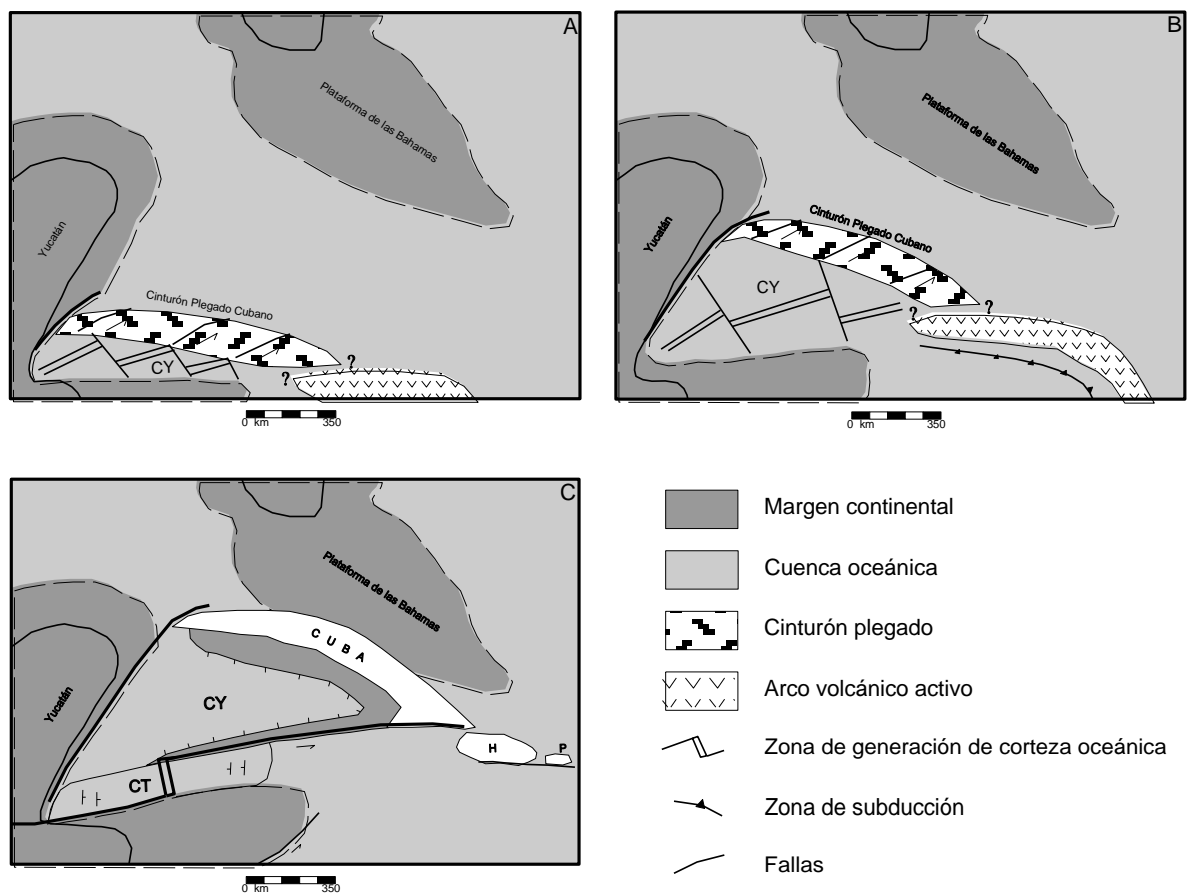


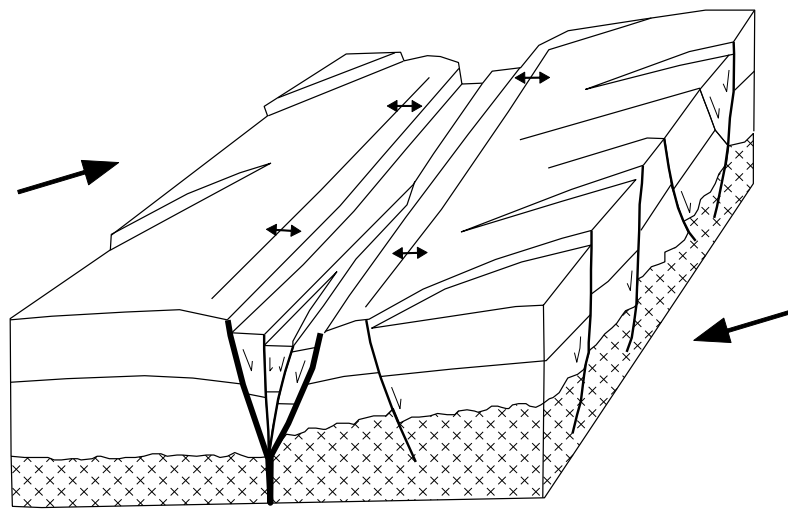
Figura 5.1: Esquema evolutivo del proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana. A, paleogeografía del Caribe Noroccidental en el Cretácico Superior (Maastrichtiense); B, paleogeografía del Caribe Noroccidental en el Paleoceno; y C, paleogeografía del Caribe Noroccidental en el Oligoceno. Las abreviaturas son: CY, Cuenca de Yucatán; CT, Fosa Caimán; H, La Española; P, Puerto Rico.

Durante el período de la colisión el territorio cubano posiblemente constituyó una sub-placa que tenía su límite norte en el frente de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano, que comenzaba a desarrollarse, y el margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana; hacia el sur el límite lo constituía la zona de generación de corteza en la Cuenca de Yucatán y por el oeste su límite era transformante con el borde oriental del bloque Maya.

La dirección de la colisión y emplazamiento del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen de la Placa Norteamericana fue sub-latitudinal (de sur a norte), siendo además diferenciado según bloques que fueron separados entre sí por un sistema de fallas rumbodeslizantes de dirección predominante SW-NE, que facilitaron la rotación y reacomodo de los bloques según las proporciones del avance generado, la forma y dimensiones de las estructuras preexistentes en el margen de la Placa Norteamericana. Desde finales del Eoceno Superior el límite noroccidental de la Placa del Caribe comenzó a ser transcurrente (Pindell, ed. 1994; Iturralde-Vinent, 1998), caracterizado por un movimiento siniestro a lo largo de las zonas de fallas Polochic-Motagua, Swan y Oriente, y por la apertura de la Fosa de Caimán en dirección sub-longitudinal (Rosencrantz et al., 1988). La ocurrencia de este proceso sugiere un cambio regional de los esfuerzos tectónicos, tanto en su dirección como en su magnitud, que es confirmado por una tranquilidad tectónica relativa y una sedimentación pseudo-platafórmica que cubre desde finales de Eoceno Superior las secuencias pertenecientes al Cinturón Plegado Cubano.

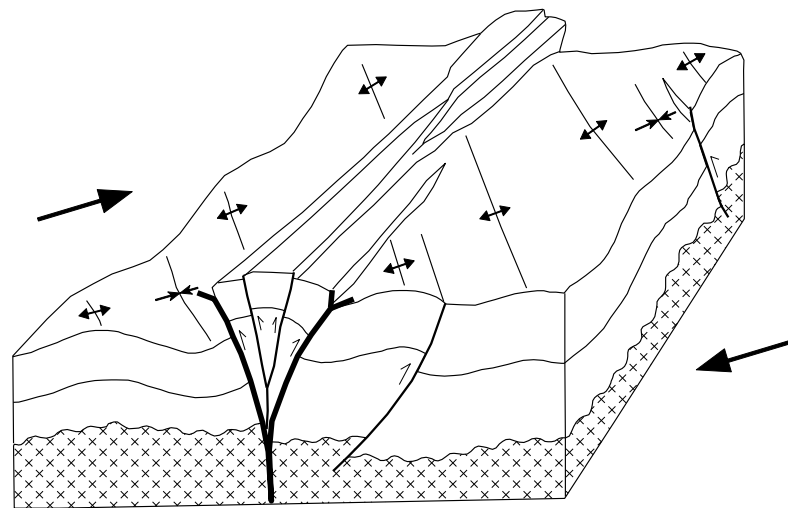
En este entorno geotectónico la evolución de la zona de fallas La Trocha puede ser analizada en dos etapas principales, que reflejan los cambios de la dinámica a escala regional. Desde el Campaniense Superior hasta el Eoceno Superior, la actividad en la zona de fallas se caracterizó por el predominio de un movimiento transcurrente siniestro, que posibilitó la formación de una estructura en flor negativa y el desarrollo simultáneo de la Cuenca Central (figura 5.2). Durante este período se registra la extensión hacia el este de la sedimentación y la profundización de la Cuenca Central, con la aparición de discordancias progresivas regionales y la posible generación de zonas de desplazamiento secundarias. Las secuencias molásico-flyschoides del Campaniense Superior-Maastrichtiense (formaciones Eloisa y Catalina) marcan el comienzo de la sedimentación asociada al proceso de transurrencia.

A partir de los finales del Eoceno Superior en la zona de fallas La Trocha comenzaron a predominar los movimientos verticales y con rotación en sentido horario de los bloques situados a sus extremos. La sedimentación tuvo un carácter carbonatado-terrágeno (Milián, 1989) y se supone que se depositó a partir de los últimos movimientos tectónicos intensos e inicio del período de desarrollo platafórmico (Blanco, 1999). Ya en este intervalo no se conoce la existencia de discordancias progresivas regionales y la cuenca comienza a tomar su configuración actual, caracterizada por la existencia de dos zonas con características tectónicas diferentes, una zona suroccidental y otra noroccidental, separadas entre sí por fallas profundas transversales. La zona suroccidental se caracteriza por el hundimiento continuo, alcanzando los mayores espesores de sedimentos de toda la Cuenca Central, mientras que la zona noroccidental se mantiene relativamente levantada con respecto a la anterior, tuvo una sedimentación fue mucho más limitada desde el Oligoceno y su límite occidental lo constituye la zona de fallas inversas Zaza-Tuinicú, indicando que los esfuerzos en esa área son compresivos (figura 5.3).



Estructura en flor negativa

Figura 5.2: Bloque diagrama característico de ambientes transtensivos (modificada de Biddle y Christie-Blick, 1985), representativo de la evolución de la zona de fallas La Trocha durante el período Campaniense Superior – Eoceno Superior.



Estructura en flor positiva

Figura 5.3: Bloque diagrama característico de ambientes transpresivos (modificada de Biddle y Christie-Blick, 1985), representativo de la evolución de la porción norte de la zona de fallas La Trocha durante el período Eoceno Superior – Actualidad.

5.2. Análisis Paleogeográfico

Para analizar la evolución paleogeográfica de la zona de fallas La Trocha, debemos previamente comprender el contexto paleotectónico y paleogeográfico regional en que se desarrolló dicha estructura; considerando la dinámica de los esfuerzos tectónicos a escala regional, su dirección y magnitud, el grado en que los bloques adyacentes convergen o divergen por su rumbo y buzamiento, las características de la sedimentación, las deformaciones ocurridas y la configuración de las estructuras preexistentes. En nuestro caso se puede analizar la sucesión de los eventos identificando tres entornos paleotectónicos y paleogeográficos con características propias, relacionados con: el proceso de extinción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense; la colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana; y el período de desarrollo platafórmico, respectivamente.

Los primeros sedimentos que se registran en la Cuenca Central son los pertenecientes a la Fm. Guayos, que es representativa de un período post-Cenomaniense y pre-Campaniense Superior

(Milián, 1986) y se supone que marca el período de extinción del Arco Volcánico Albiense-Campaniense. Este proceso posiblemente tuvo relación con la colisión desde el sur de los terrenos Pinos (García-Casco et al., 2001) y Escambray (Iturralde-Vinent, 1994, ed. 1997, 1998), que pudo inducir el aborto de la actividad volcánica. La Fm. Guayos se depositó en una cuenca post-volcánica, lo cual se confirma por la ausencia de evidencias del vulcanismo activo en sus secuencias (Blanco, 1999). Las facies de la Fm. Guayos evidencian el desarrollo de marismas, pantanos y cuencas marinas a las que llegaban los sedimentos provenientes de la erosión del relieve elevado.

A partir del Campaniense Superior se registran secuencias que indican el comienzo del proceso de colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen meridional de la Placa Norteamericana. Comenzó la actividad transcurrente en la zona de fallas La Trocha y la sedimentación cambió al régimen de cuencas superpuestas, depositándose secuencias molásicas y flyschoides en una cuenca de tipo tensional. Las facies depositadas durante el Campaniense Superior-Maastrichtiense revelan que la cuenca era estrecha y profunda hacia su porción occidental (figura 5.4), rellenándose rápidamente con sedimentos finos de fauna típica de aguas profundas y frías (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1987b). Los bordes de la cuenca y las elevaciones existentes en su interior, estaban formados por las secuencias volcánicas del arco extinto y en las zonas más septentrionales se recibían aportes de algunos terrenos emergidos donde afloraban secuencias ofiolíticas. En las plataformas desarrolladas hacia los bordes de la cuenca, existieron arrecifes y construcciones biohémicas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1987b). El período Campaniense Superior-Maastrichtiense abarca el inicio de la actividad tectónica en la zona de fallas La Trocha, coincidiendo con la extensión y profundización de la Cuenca Central, sobre todo del extremo occidental, y la sedimentación de facies representativas de un ambiente donde coexistían un relieve vigoroso y sub-cuencas adyacentes en las que ocurrieron deposiciones en sistemas fluviales, aluviales y marinos de profundidad variable.

Durante el Paleoceno se depositaron grandes volúmenes de sedimentos en forma caótica en sistemas aluviales y de periplataforma, con mezclas derivadas de la erosión de las secuencias volcánicas y ofiolíticas, los intrusivos de granitoides y los sistemas carbonatados que se desarrollaban en las zonas elevadas y en los bordes de la cuenca.

El área de deposición en la cuenca se extendió hacia el este, como resultado de la ampliación de la zona de fallas (figura 5.5). A las zonas profundas llegaban los sedimentos transportados por corrientes turbias. El relieve durante este período era bastante elevado y desmembrado, como resultado de una intensa actividad tectónica relacionada con el surgimiento de fallas rumbodeslizantes y movimientos de sobrecorrimiento por el buzamiento de fallas de bajo ángulo (Blanco, 1999).

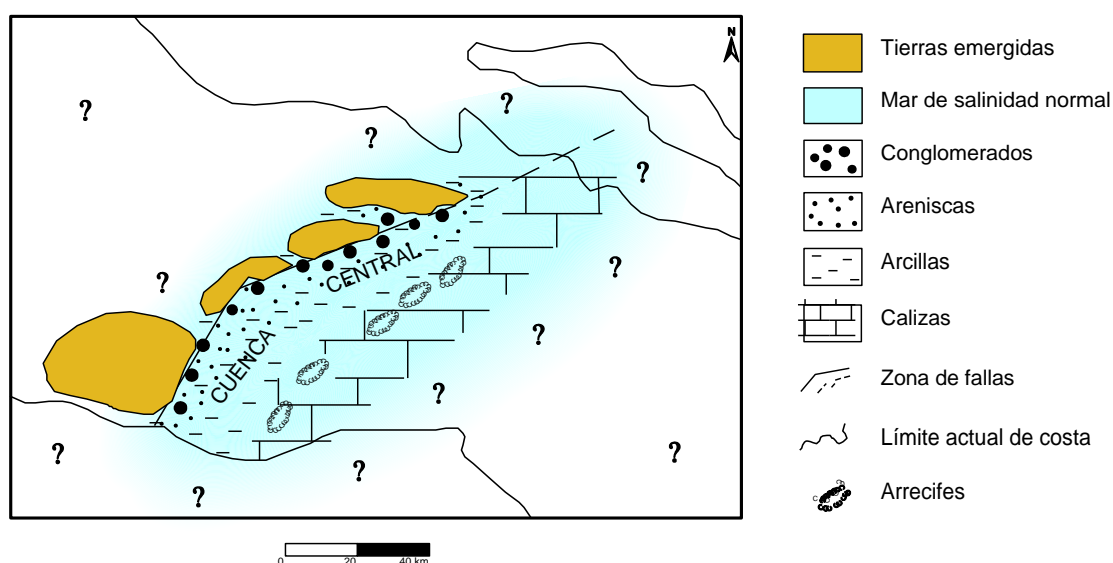


Figura 5.4: Esquema paleogeográfico de la Cuenca Central, Maastrichtiense.

En el Eoceno Inferior y Medio la sedimentación ocurrió en toda la cuenca, pues hoy se reportan los sedimentos representativos de ese período en la inmensa mayoría de los pozos perforados (Milián, 1987a, b) y en los bordes de la cuenca, lo que indica que las dimensiones de esta eran mayores. Los sedimentos del Eoceno Inferior y Medio son fundamentalmente terrígeno-carbonatados, conglomeráticos y flyschoides. Los detritos se generaban en las zonas emergidas que bordeaban la cuenca y se depositaban en condiciones aluviales, deltaicas, de plataforma y hasta en zonas de talud algo profundo (Blanco, 1999). La sedimentación durante el Eoceno Superior se hizo más carbonatada, aunque la forma y dimensiones de la cuenca no variaron sustancialmente, pues se mantienen los representantes sedimentarios en la mayoría de los pozos perforados y en los bordes de la cuenca.

En el registro estratigráfico de la Cuenca Central, particularmente en el representativo del período comprendido entre el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense y el Eoceno Superior, se puede notar el desarrollo de discordancias progresivas regionales (Rodríguez, 1996; Blanco, 1999). Este hecho constituye una evidencia de la extensión de la zona de fallas, con la consecuente ampliación del área de sedimentación y el desarrollo de la Cuenca Central.

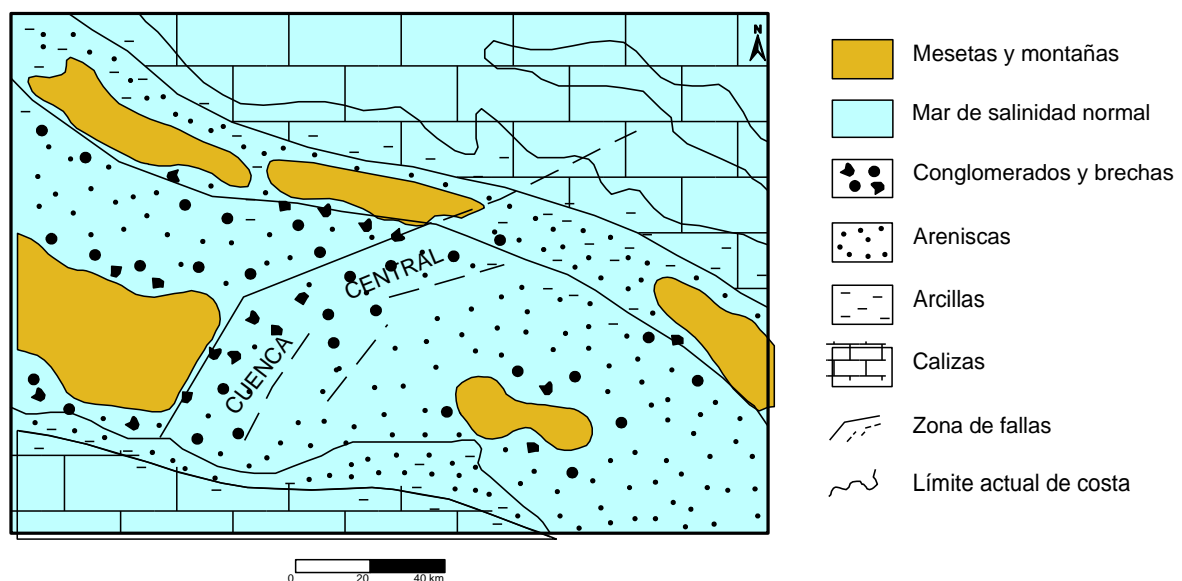


Figura 5.5: Esquema paleogeográfico de la Cuenca Central, Paleoceno Superior.

A partir del Oligoceno el registro estratigráfico depositado en la Cuenca Central, sugiere que la sedimentación ocurrió en un régimen tectónico más pasivo, aparentemente de desarrollo platafórmico.

Las facies oligocénicas (formaciones Jatibonico, Chambas y Tamarindo), generalmente se consideran depositadas a partir de los últimos movimientos tectónicos intensos e inicio del proceso de desarrollo platafórmico (Blanco, 1999). Son representativas de ambientes fundamentalmente marinos neríticos, con predominio de sedimentación carbonatada (figura 5.6); aunque también existió aporte de material terrígeno, fundamentado por la aparición de margas con intercalaciones de areniscas y conglomerados en la Fm. Jatibonico y por la existencia de calcarenitas, calizas arcillosas y calizas detríticas, en ocasiones con fragmentos de rocas vulcanógenas, en las secuencias de las formaciones Chambas y Tamarindo.

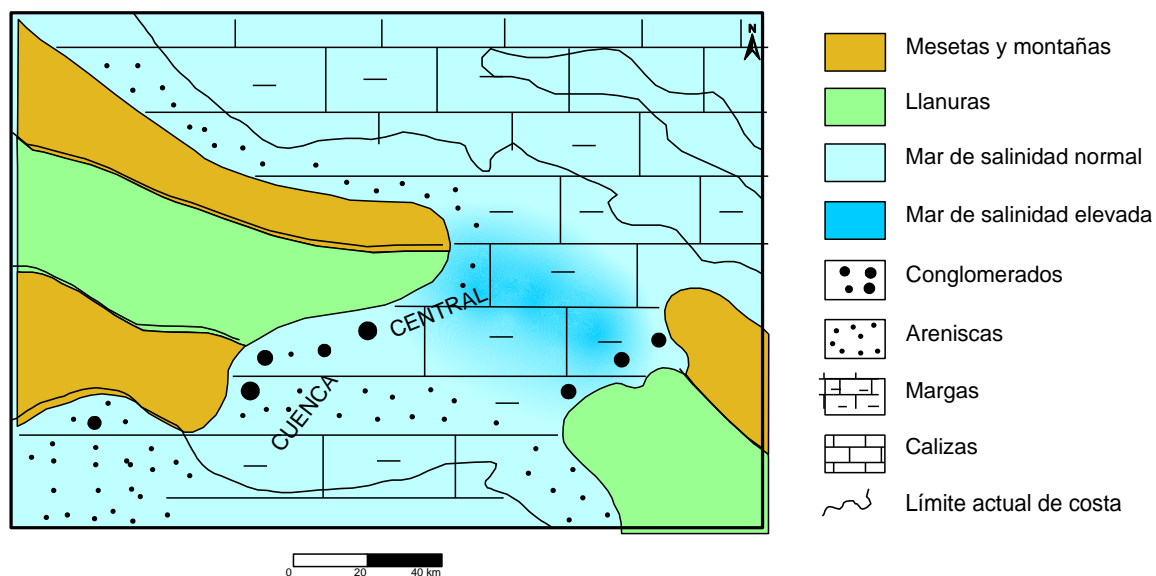


Figura 5.6: Esquema paleogeográfico de la Cuenca Central, Oligoceno Medio.

Durante el Mioceno continuó rellenándose la cuenca, en ambientes predominantemente costeros y marinos someros (figura 5.7), en relación con la fauna fósil descrita en las formaciones Lagunitas, Paso Real y Güines. Existió un importante aporte de material terrígeno, expresado en el predominio de areniscas, conglomerados y limolitas de granulometría diversa, en las formaciones Lagunitas y Paso Real y la ocurrencia de calizas biotriticas de grano fino a medio, calcarenitas y lentes ocasionales de margas en la Fm. Güines.

La sedimentación de estas secuencias ocurrió en un régimen tectónico pasivo y continuo, demostrado por la poca deformación de sus capas y por la relación vertical y lateral concordante de las formaciones representativas de este período.

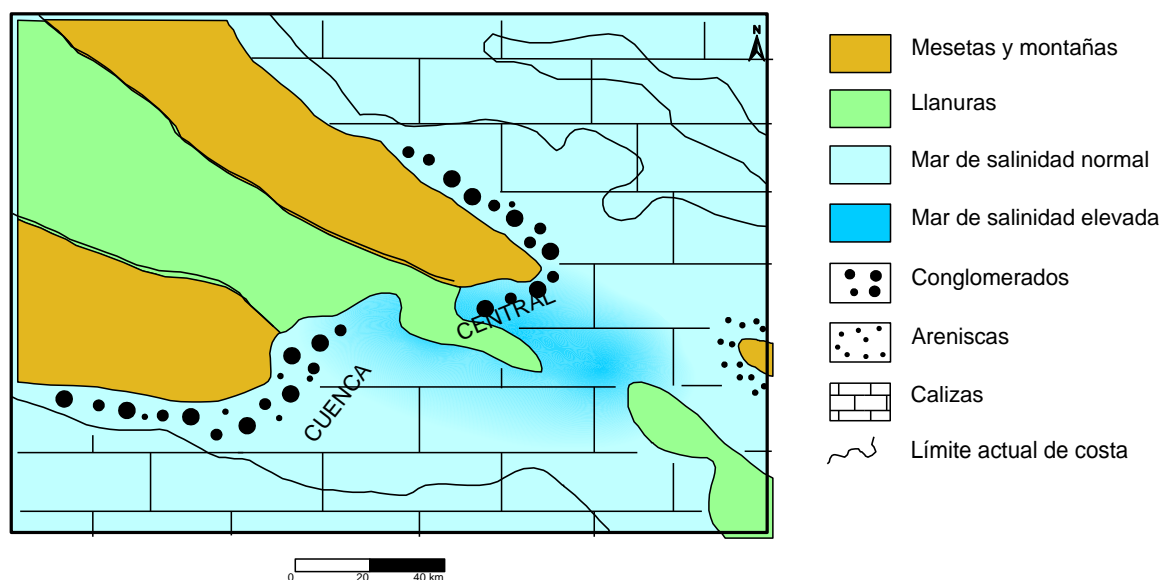


Figura 5.7: Esquema paleogeográfico de la Cuenca Central, Mioceno Inferior.

Al parecer desde el Mioceno (y quizás antes) la sedimentación ocurrió de manera diferenciada en las zonas norte y sur de la Cuenca Central, sobre todo cuantitativamente. Las zonas de deposición de las formaciones del Mioceno dentro de los límites de la cuenca, son mucho más extensas hacia el sur que hacia el norte, al menos en superficie. Este fenómeno debe tener relación con el proceso de cierre, que desde el Oligoceno ha estado experimentando la zona de

fallas La Trocha en su porción norte y que puede confirmarse por la existencia de un sistema de fallas inversas (Zaza-Tuinicú) en el extremo noroccidental de la Cuenca Central y una subsidencia marcada de la zona sur respecto a la norte, que se mantiene más elevada. Los sedimentos post-miocénicos en la zona norte de la Cuenca Central están prácticamente ausentes, mientras que en la porción sur se desarrollan ampliamente, representados por las secuencias de la Fm. Guevara y sedimentos cuaternarios.

VI. CONCLUSIONES

1. En Cuba y en particular en la porción central del país, existen evidencias que confirman la ocurrencia de importantes eventos colisionales. Sin embargo, a pesar de las evidencias presentes, aún no se conoce un esquema que permita explicar de manera convincente la evolución y características de los eventos colisionales que dieron lugar a la formación del Cinturón Plegado Cubano, que yace de manera alóctona sobre el margen meridional pasivo de la Placa Norteamericana. Tal estructura es resultado de una compleja interacción convergente entre placas, creándose las condiciones favorables para la generación de los elementos típicos de estos ambientes (escamas y mantos de sobrecorrimientos, fallas rumbodeslizantes y estructuras en flor) y la formación de un sistema de Cuencas Superpuestas.
2. La evolución tectónica de la zona de fallas La Trocha ha estado estrechamente relacionada con el proceso de colisión y acreción del Cinturón Plegado Cubano sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana. Entre el Campaniense Superior y el Eoceno Superior la zona de fallas posiblemente evolucionó como una estructura en flor negativa, predominó un movimiento rumbodeslizante siniestro, que posibilitó el desarrollo simultáneo de la Cuenca Central. Desde finales del Eoceno Superior se registra un cambio en la dinámica de los esfuerzos predominantes en la zona de fallas, lo cual es evidencia de simultaneidad con los cambios ocurridos a escala regional.
3. El registro sedimentario depositado en la Cuenca Central confirma la sucesión de tres entornos tectono-sedimentarios diferentes. Las secuencias del período Cretácico pre-Campaniense Superior indican un ambiente deposicional en una cuenca post-volcánica, desarrollada previamente al inicio de la colisión entre el Cinturón Plegado Cubano y el margen de la Placa Norteamericana. El registro sedimentario desde Campaniense Superior es representativo de un ambiente de tipo colisional. La sedimentación se desarrolló en una cuenca de tipo tensional, donde existieron sistemas fluviales, aluviales, transicionales y marinos de profundidad variable. Hasta el Eoceno Superior la cuenca experimentó una continua subsidencia, justificada por la expansión del área de sedimentación y por la existencia de discordancias progresivas regionales. Desde finales del Eoceno Superior la dinámica de sedimentación experimentó cambios, haciéndose más carbonatada; la cuenca se dividió en dos sub-cuencas que evolucionaron de forma diferente, hacia el norte la sedimentación fue mucho más limitada y predominaron esfuerzos compresivos, mientras que la porción sur mantiene la subsidencia y la sedimentación fue estable y continua, típica de un desarrollo platafórmico.

VII. REFERENCIAS

1. Álvarez, J. L., Cuevas, L. A., Díaz, E., Pérez, y Polo, B., 2000. Interpretación Integrada de los Campos Geomagnético y de Anomalías de Bouguer total en el Caribe centro occidental. Memorias del I Congreso Cubano de Geofísica, Revista Electrónica Memorias de GEOINFO, 13 p.
2. Álvarez-Castro, J., 1994. Evaluación del potencial de exploración del Bloque No. 21. Región noreste de la Cuenca Central. CUPET. Majagua, (inédito).
3. Anderson, T., Schmidt, V., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geol. Soc. Am. Bul. 94. 941-966.
4. Arcia-Rodríguez, M., Barranco, G., del Busto, R., Cañete-Pérez, C., Cotilla, M., González, E., Gutiérrez, R., Hernández, J., Interián, S., Marqués, E., Mateo, J., Muñiz, O., Palet, M., Propín, E., Valdés, C., 1997. Características geólogo-geográficas de Cuba. En G. Furrázola Bermúdez, K. Núñez Cambra (eds.). Estudios sobre geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, 13-34 (publicado en marzo de 1998).

5. Aubouin, J., Baltuck, M., Arnott, R.J., Bourgois, J., Filewicz, M., Helm, R., Kvenvolden, K.A., Lienert, B., Mc Donald, T., Mc Dougall, K., Ogawa, Y., Taylor, E., Winsborough, B., 1982. Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala. *Nature* 297, 458–460.
6. Ball, M.M., Harrison, C.G.A., Supko, P.R., 1969. Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature* 223, 167–168.
7. Ball, M.M., Martin, R.C., Bock, W.D., Sylwester, R.E., Bowles, R.M., Taylor, D., Coward, E.L., Dodd, J.E., Gilbert, L., 1985. Seismic structures and stratigraphy of the northern edge of the Bahamas-Cuban collision zone. *AAPG Bull.*, 69 (8), 1275-1342.
8. Belmustakov, E., Dimitriva, E., Ganev, M., Haydutov, I., Kostadinov, I., Ianev, S., Ianeva, J., Kojumdjieva, E., Koshujarova, E., Popov, N., Shopov, V., Tcholakov, P., Tchounev, D., Tzankov, T., Cabrera, R., Díaz, C., Iturralde-Vinent, M., Roque-marrero, F., 1981. Geología del territorio Ciego- Camagüey- Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250 000. Inst. de Geol. y Paleont. y Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Basa., La Habana (inédito).
9. Biddle, K., Cristie-Blick, N., 1985. Strike-slip deformation basin formation and sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 37, 386 p.
10. Blanco, J. A., Batista, J. A., Riverón, B., 2000. Estructura de la cuenca de antepaís en la zona de sutura de la región Esmeralda-Minas, provincia de Camagüey según datos gravimétricos. Libro de resúmenes, Geofísica 2000, I Congreso Cubano de Geofísica, Edición Sociedad Cubana de Geología, Cuba, p. 61.
11. Blanco, J., 1999. Estratigrafía y paleogeografía de las cuencas superpuestas de Cuba centro-oriental. Tesis doctoral. ICT, ISMM, Moa. Cuba. 146 p.
12. Blanco, J., Figueras, M., 1996. Yacimiento Reforma. Reporte Técnico, (inédito) Fondo UPEP Majagua. Ciego de Ávila.
13. Blanco, J., Proenza, J., 1994. Terrenos tectonoestratigráficos en Cuba Oriental. *Revista Minería y Geología*. 3.
14. Boyer, S., Elliot, D., 1982. Thrust System. *AAPG. Bull.* 66 (9). 1196-1230.
15. Buffler, R.T., Hurst, J.M., 1995. Disintegration of the Jurassic-Lower Cretaceous Megabank Cuba-Florida-Bahamas. The 1st SEPM Congress on Sedimentary Geology, Program and Abstracts, 35-36.
16. Burke, K., Cooper, C., Dewey, J.F., Mann, P., Pindell, J.L., 1984. Caribbean tectonics and relative plate motions. In: Bonini, W., Hargraves, R.B., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162, 31–63.
17. Burke, K., Fox, P.J., Sengor, A.M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *J. Geophys. Res.* 83, 3949–3954.
18. Bush, V. A. Sherbacova, I. N., 1986. New data on the deep tectonics of Cuba. *Geotectonics*. 20(3). 24-43.
19. Byrne, D., 1985. Muertos trough subduction: microplate tectonic in the northern Caribbean?. *Nature*. 317. 420-421.
20. Cobiella, J., 1984. Curso de Geología de Cuba, Editorial Pueblo y Educación, Cuba.
21. Cruz-Toledo, R., Álvarez-Castro, J., Mejías- Rodríguez, L., 2005. Geomorfología fluvial con un objetivo petrolero. Trabajo presentado en evento, VI Congreso Cubano de Geología, La Habana, Cuba. 10 p.
22. Cruz-Toledo, R., Gómez, J., Álvarez-Castro, J., Rodríguez-Morán, O., Mejías- Rodríguez, L., 2002. La geomorfología para la búsqueda de objetivos petroleros en los bloques 12 y 13. Trabajo presentado en evento, Geofísica 2002, La Habana, Cuba. 11 p.
23. Cuevas, J. L., Fundora, M., Pacheco, M., Polo, B., 1989. I Congreso Cubano de Geología, La Habana, Nuevo mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer para la República de Cuba a escala 1:500 000. pp 114.
24. De Celles, P. G., Giles, K. A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, Black well Science. 105-123.
25. Díaz de Villalvilla, L., Meliá, I., Santa Cruz, M., 1998. Ambiente volcánico en el Cretácico temprano de Cuba central: Su significación petrogenética y económica. *Memorias Geología y Minería '98*, (II), 227-230.
26. Díaz, C., 1985. Paleontología del banco carbonatado de la Sierra de Cubitas, Camagüey. Academia de Ciencias de Cuba, 60 pp.

27. Díaz, C., Furrázola Bermúdez, G., Iturralde-Vinent, M., 1997. Estratigrafía de la zona de Remedios. In G. Furrázola Bermúdez, K. Núñez Cambra (eds.). Estudios sobre geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, 221-242 (publicado en marzo de 1998).
28. Díaz, C., Furrázola, O., Iturralde-Vinent, M., 1992. Estratigrafía del banco carbonatado Cretácico del área Cuba norte-Las Bahamas. *Minería y Geología*. 3(3). 19-32.
29. Donnelly, T., 1989. Geologic history of the Caribbean and Central America. En: *The geology of North America-an overview*. Bally, A., y Palmer, A. (eds). Boulder. Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, vol. A. 299-231.
30. Donnelly, T., 1994. Caribbean sea floor. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A. (eds), Jamaica.
31. Draper, G., Barros, J. A. 1994. Cuba. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A. (eds), Jamaica. 65-86.
32. Draper, G., Gutiérrez, G., 1997. La estructura del cinturón de Maimón en la Isla de La Española y sus aplicaciones geodinámicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4), 79-97.
33. Draper, G., Gutiérrez, G., Lewis, J.F., 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal?. *Geology*, 24, 1143-1146.
34. Ducloz, C., Vuagnat, V., 1962. À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. Nat.*, 15(2), 309-332.
35. Duncan, R.A., Hargraves, R.B., 1984. Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W., Hargraves, R.B., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162, 81-93.
36. Fernández, G., Blanco, S., 1986. Bioestratigrafía de los depósitos del Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense del Yacimiento Cristales. *Serie Geológica.*, 1. 72-101.
37. Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., 1992. Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104 (10), 1301-1314.
38. Furrázola-Bermúdez, G., 1997. Sistema Jurásico. En G. Furrázola Bermúdez, K. Núñez Cambra (eds.). Estudios sobre geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, 75-96 (publicado en marzo de 1998).
39. García, D., González, R. Delgado, R. 1986. Paleógeno de Cuba, unidades en el nuevo mapa geológico de Cuba 1: 500 000 (primera parte). *Serie Geológica*. 2.31-54.
40. García-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Millán, G., Monié, P., Haissen, F., 2001. High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 699-715.
41. Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., 1999. Caribbean plate evolutionary model for Caribbean PT Web Page. 6 p.
42. Guerra, R. 1996. Estudio tectono-estratigráfico del Sector La Rosa. Trabajo de diploma. ISMM. 65. Moa.
43. Hall, M. C., Kesler, S. E., Russell, N., Piñero, E., Sánchez, R., Pérez, M., Moreira, J., Borges, M., 2004. Age and Tectonic Setting of the Camagüey Volcanic-Intrusive Arc, Cuba: Late Cretaceous Extension and Uplift in the Western Greater Antilles. *The Journal of Geology*. volume 112, p. 521-542.
44. Harding, T., 1990. Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. *AAPG*. 74(10). 1590-1609.
45. Hatten, C., Schooler, O., Giedt, N., Meyerhoff A., 1958. Geology of central Cuba, eastern Las Villas and western Camagüey provinces. (inédito): Fondo geológico del Ministerio de Industrias Básicas, La Habana.
46. Hutson, F., Mann, P., Renne, P., 1999. ⁴⁰Ar / ³⁹Ar dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba. *Geology*, 26(1), 83-86.
47. Iturralde-Vinent, M., Roque Marrero, F., 1987. Redefinición de la zona de Cayo Coco en la provincia de Camagüey. *Rev. Tecnológica*, 17(4), 18-21.
48. Iturralde-Vinent, M.A., 1994. Cuban geology: A new plate tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology* 17, 39-70.

49. Iturralde-Vinent, M.A., 1995. Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Bol. Soc. Venezolana de Geol.*, 20(1-2), 75-80.
50. Iturralde-Vinent, M.A., 1996a. Introduction to Cuban Geology and Geophysics. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution 1, 3–35.
51. Iturralde-Vinent, M.A., 1996b. Geología de las ofiolitas de Cuba. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution 1, 83–120.
52. Iturralde-Vinent, M.A., 1996c. El arco de islas volcánicas del Cretácico. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution 1, 179–189.
53. Iturralde-Vinent, M.A., 1996d. Evidencias de un arco primitivo (Cretácico inferior) en Cuba. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution 1, 227–230.
54. Iturralde-Vinent, M.A., 1997. Introducción a la geología de Cuba. En G. Furrázola Bermúdez, K. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, 35-68 (publicado en marzo de 1998).
55. Iturralde-Vinent, M.A., 1998. Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, 33, 9-56.
56. Iturralde-Vinent, M.A., Tchounev, D., Cabrera, R., ed. 1981. Geología del territorio de Ciego-Camagüey-Las Tunas: Resultados de las investigaciones científicas y del levantamiento geológico escala 1:250000. *Academias de las Ciencias de Cuba y Bulgaria*, 940 pp. y mapas. (Inédito, Oficina de Minerales).
57. Iturralde-Vinent, M.A., Thieke, H.U., Wolf, D., ed. 1986. Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y las búsquedas acompañantes a escala 1:50000 del polígono CAME-III, Camagüey, 1981- 1987 (inédito). Ministerio de Industria Básica, Oficina de Minerales, 1500 pp. y mapas.
58. Kantshev, I., ed. 1976. Geología de la provincia de Las Villas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250000. *Academias de las Ciencias de Cuba y Bulgaria*. Instituto de Geología y Paleontología, 1480 pp. y mapas (Inédito, Oficina de Minerales).
59. Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Tarney, J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1581–1599.
60. Kingston, D., Dishroon, C., Williams P., 1983a. Hydrocarbon plays and global basin classification. *AAPG Bulletin*, 67. 2194-2198.
61. Kingston, D., Dishroon, C., Williams P., 1983b. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67. 2175-2193.
62. Klitgord, K., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: Tucholke, B.E., Vogt, P.R. (Eds.), *The Western Atlantic Region (The Geology of North America, vol. M)*. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO, pp. 351– 378.
63. Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruíz, J., Maury, R., Hernández, J., Loubet, M., 1997. Is the lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remanent of the Caribbean plume-generated oceanic plateau?. *The Journal of Geology*, 105. 111-120.
64. Lázaro-Calisvalvo, C., 2004. Caracterización litológica y geoquímica de la malange de la Sierra del Convento, E Cuba. Trabajo de Investigación. Universidad de Granada. 86 p.
65. *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1988. Instituto Cubano de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba.
66. *Léxico estratigráfico de Cuba*. 1994. Instituto Cubano de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba.
67. Linares, E., 1978. Posibilidades gasopetrolíferas del horst Jatibonico-Rubio-Cometa y Yacimiento Catalina en la depresión central cubana. Trabajo de diploma. ICT. ISMM Moa. 178 p.
68. Lundgre, P., Russo, R., 1996. Finite element of crustal deformation in the North America-Caribbean boundary zone. *Journal of Geophysical*. 101(35).
69. Malfait, B.T., Dinkelman, M.G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 251–272.

70. Mann, P., 1999. Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting. In: Mann, P. (Ed.), *Sedimentary Basins of the World*, 4, Caribbean Basins, Elsevier Science B.V., Amsterdam, pp. 3-31.
71. Mann, P., Lewis, J. Draper, G., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Geological Society of America, Special Paper*. 262.1-28.
72. Mann, P., Taylor, F., Lawrence, E., Ku, T., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideway motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*. 246.1-69.
73. Marton, G., Buffler, R., 1994. Application of simple shear model to the evolution of passive continental margins of the Gulf of México basin. *Geology*, 21. 495-498.
74. Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate *Tectonophysics* 296, 269-291
75. Meyerhoff A., Hatten, C., 1968. Diapiric structures in Central Cuba. *AAPG Memoir* 8. 315-357.
76. Meyerhoff A., Hatten, C., 1974. Bahamas salient of North America; tectonic framework, stratigraphy and petroleum potencial. *AAPG Bull.* 58(6). 1201-1239.
77. Milián, E., 1986. Estratigrafía del área Catalina, Cuenca Central, basado en datos del subsuelo. *Serie Geológica*. 1. 18-30.
78. Milián, E., 1987a. Análisis, generalización y evaluación de las posibilidades gasopetrolíferas de la Cuenca Central y elaboración de recomendaciones sobre los trabajos de prospección geológica. CUPET. Majagua, (inédito). 37 p.
79. Milián, E., 1987b. Caracterización de las facies colectores y sellos, y su distribución areal para los depósitos Cretácico-Paleógenos de la Cuenca Central de Cuba, (inédito) Fondo UFEF Majagua. Ciego de Ávila (inédito). 215 p.
80. Milián, E., 1989. Análisis formacional de la Cuenca Central de Cuba. *Revista Tecnológica*. 1.
81. Millán, G., 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. In *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364 Special Contribution 1, Miami, USA, pp. 147-153.
82. Millán, G., Somin, M., 1981. Litología, Estratigrafía, tectónica y metamorfismo del Macizo del Escambray. *Academia. La Habana* 104 p.
83. Millán, G., Somin, M., 1985. Condiciones geológicas de la constitución de la capa granítico-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad Habana.
84. Molnar, P., Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80. 1639-1684.
85. Nagy, E., Bresznayánsky, K., Brito, A., Coutín, D., Formell, F., Franco, G., Gyarmati, P., Radócz, G., Jakus, P., 1983. Contribución a la Geología de Cuba Oriental. Editorial Científico-Técnica, 273 pp.
86. Ori, G., Friend, P., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets. *Geology*. 12. 475-478.
87. Pairazian, V., Larkin, V., Kachalov, Y., Kleimenov, V., Kuznetzov, V., Ovsianikov, V., Jotintseva, L., Martínez, A., Paula, R., 1975. Estudio de los petróleos, gases, aguas y bitúmenes de los depósitos mesocenoicos de la República de Cuba y su plataforma marina (no publicado). La Habana. CNFG. Cuba.
88. Pardo, G., 1975. *Geology of Cuba. The Ocean basins and margins*, 3: Caribbean and Gulf of Mexico area. New York, Plenum Press, 553-613.
89. Pardo, M., 1996. Zonación gravimagnética y modelo físico-geológico conceptual del cinturón plegado cubano. En: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Iturralde-Vinent (ed). Miami, 70-82.
90. Peña-Reyna, A., 2005. Modelación 3D de datos gravimétricos de la parte norte de la Cuenca Central. Trabajo de Diploma. ICT, ISMM, Moa. Cuba. 70 p.
91. Pérez-Pérez, C., 1997. Principales estructuras geológicas de Cuba determinadas por medio de la teledetección. En G. Furrázola Bermúdez, K. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, 69-74 (publicado en marzo de 1998).

92. Perfit, M.R., Lebron, M.C., 1993. Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island-arc. *Journal of Geology*, 101, 389–396.
93. Perfit, M.R., Lebron, M.C., 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69–100.
94. Pindell, J., 1985. Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea. *Tectonics* 3, 133–156.
95. Pindell, J., Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155, 121–138.
96. Pindell, J., Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics* 1 (2), 179–212.
97. Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: *Caribbean Geology: An Introduction* (Eds. Donovan, S.K., Jackson, T.A.). U.W.I. Publishers' Association, Kingston, Jamaica, pp. 13–39.
98. Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region (The Geology of North America, vol. H)*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 339–374.
99. Proenza, J., 1997. Mineralizaciones de cromita en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa, Cuba: Ejemplo del Yacimiento Merceditas. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. España.
100. Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L., 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94, 547–566.
101. Pushcharovsky, Y., 1989. Tectonics of the Republic of Cuba. Explanatory note to the tectonic map of Cuba scale 1:500 000 (en ruso): Ed. Nauka, Moscow, 77 p.
102. Pushcharovsky, Y., ed., 1988. Mapa geológico de la República de Cuba escala 1:250 000 (40 sheets), Academy of Sciences of Cuba and USSR.
103. Renne, P., Scott, G., Doppelhammer, S., Linares, E., Hartgraves, R., 1991. Discordant mid-Cretaceous paleomagnetic pole from the Zaza terrane of Central Cuba. *Geophysical Research Letters*. 18 (3). 455–458.
104. Rodríguez, D., 1996. Generalización tectono-estratigráfica del Yacimiento Pina, (inédito) CICT. ISMM. Moa. 50 p.
105. Rodríguez, M., Domínguez, R., 1993. Informe sobre los resultados del levantamiento gravimétrico en Jatibonico-Pina-Esmeralda. Empresa Nacional de Geofísica. Cuba.
106. Rodríguez, M.J., Prol, L., 1980. Informe sobre el levantamiento gravimétrico detallado del área Mayajigua-Morón. Empresa Nacional de Geofísica, Cuba.
107. Roque Marrero, F., Iturralde-Vinent, M., 1987. Redefinición de la zona de Cayo Coco en la provincia de Camagüey. *Rev. Tecnológica*, 17(4), 18–21.
108. Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonics of the Yucatán basin, Caribbean sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, 9(5), 1037–1059.
109. Rosencrantz, E., Ross, M., Sclater, J.G., 1988. Age and spreading history of the Caiman Trough from depth, heat flow, and anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 93, 2141–2157.
110. Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. In: Scotese, C.R., Sager, W.W. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*. *Tectonophysics* 155, 139–168.
111. Sánchez-Arango, J.R., 1977. Estudio bioestratigráfico del pozo Catalina No. 5. *Minería en Cuba*. 3(4). 15–26.
112. Schott, R., Johnson, C., 1998. Sedimentary record of the late Cretaceous thrusting and collapse of the Salinia-Mojave magmatic arc. *Geology*. 26(4). 327–330.
113. Shaposhnikova, K.I., 1974. Tectónica de Cuba central (en ruso). *Geotectonics*, 1, 12–36.
114. Shein, V.S., ed., 1985. Mapa Tectónico de Cuba (cinco hojas) y texto explicativo. *Rev. Tecnológica*, 15(1), 37–39.
115. Somin, M., 1977. Deep nappes and “inverted” metamorphic zonality (Ruso). *Sviert I ovsk Scientific-temathic Bull. VI. Geology of metamorphic rocks*, 79–84.

116. Somin, M., Millán, G., 1976. The anfibolitic complex of southcentral Cuba and problems concerning the tectonic position of the eugeosynclinal series of the island (Ruso). Bull. MOIP Moscú, Geology, 5, 73-93.
117. Somin, M., Millán, G., 1981. Geology of metamorphic complexes of Cuba. Moscú, Edit. Nauka, 1-219 (en Ruso).
118. Stephan, J.F., Mercier de Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.C., Olivet, J.L., Vila, J.M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Thery, J.M., Tournon, J., Blanchet, R., Dercourt, J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bull. Soc. Geól. Fr. 8 (6), 915-919.
119. Sykes, L.R., Mc Cann, W.R., Kafka, A.L., 1982. Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. J. Geophys. Res. 87, 10656-10676.
120. Uchupi, J., 1990. Cuencas de pull-apart en el Caribe. Geofísica Internacional, 2.
121. Villaseñor, 1995. Sismicidad y tectónica en el límite de placas del Caribe; nordeste de Venezuela y La Española. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. España.
122. Wallace, M., 1956. Geologic report on the Francisco area of the Trans-Cuban concession sothem Camagüey Province, Cuba. (no publicado) Fondo Geológico Camagüey.
123. Wassall, H., 1956. The relationships of oil and serpentinite in Cuba. Memoria XX International Geological Congress, Sect. 3, 65-77.
124. Wilson, J.T., 1966. Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting? Earth and Planetary Science Letters, 1, 335-338.

Israel Cruz Orosa ⁽¹⁾;
Jesús Blanco Moreno ⁽¹⁾;
Yaniel M. Vázquez Taset ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Facultad de Geología y Minería, Instituto Superior Minero Metalúrgico "Dr. Antonio Núñez Jiménez", Las Coloradas s/n, Moa, Holguín, Cuba. CP - 83329. I: icruzo@ismm.edu.cu.