

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



Programa de Posgrado en Ciencias
de la Tierra

Análisis sismotectónico del territorio oriental de Cuba a partir de la integración del
modelo de corteza 3D de datos gravimétricos con datos sismológicos y
geodésicos

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

Doctor en Ciencias
Presenta:

Enrique Diego Arango Arias

Ensenada, Baja California, México

2014

Dedicatorias

A la memoria de mis padres que ya no se encuentran en este mundo:

Pura Lidia Arias Núñez

Luis Enrique Arango Verdecia

A mi familia

Agradecimientos

A todos los que de una forma u otra contribuyeron al logro de este objetivo:

*A mi director de tesis **Marco Antonio Pérez Flores**, por su apoyo para venir al doctorado, su asesoría científica durante todo el trabajo de tesis, y su confianza y apoyo en todo momento*

*A mi sinodal **José Alberto Batista Rodríguez**, por su asesoría y paciencia en el entrenamiento del proceso de inversión, recomendaciones y comentarios.*

*Al mis sinodales **Enrique Gómez Treviño y Raúl Castro Escamilla**, que con sus recomendaciones y observaciones oportunas y certeras contribuyeron de manera satisfactoria a obtener los resultados de este trabajo.*

*A **Avelina Idalmis Fernández Heredia**, por su apoyo y a venir al doctorado y ayuda en la comprensión de varias materias.*

*A **Eric Escobar Pérez** por haber hecho lo imposible para que tuviera los datos gravimétricos y magnéticos en tiempo y forma.*

*A **José Rueda Pérez** por haberme facilitado los datos de geodesia de alta precisión.*

*A **Juan Madrid González** por su amistad desde mi llegada a Ensenada.*

A todos los investigadores que contribuyeron a la impartición de conocimientos.

A todos los compañeros de clases.

Al departamento de Geofísica Aplicada.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACYT).

Al Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas de Cuba (CENAIIS) y al Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de Cuba (CITMA).

Contenido	Página
Dedicatoria.....	i
Agradecimientos.....	ii
Lista de figuras.....	iii
Lista de tablas.....	iv
1. Introducción.....	1
1.1. Motivación.....	1
1.2. Objetivos y alcance.....	2
1.3. Estructura de la tesis.....	4
2. Contexto geotectónico y geológico de la región de estudio	6
2.1. Introducción	6
2.2. Aspectos de la evolución geotectónica regional.....	8
2.3. Contexto geológico.....	11
2.4. Estructura profunda por datos geofísicos.....	15
2.5. Tectónica por datos geofísicos.....	19
2.5. Estructura profunda por datos geológicos.....	21
3. Inversión en 3D de datos gravimétricos	23
3.1. Antecedentes.....	23
3.2. Descripción del método.....	25
3.3. Preparación y procesamiento de los datos gravimétricos.....	29
3.4. Resultados obtenidos y validación con los modelos geológicos actuales	36
3.5. Determinación de las anomalías isostáticas de la región de estudio a partir del modelo de densidad en 3D.....	47
3.6. Conclusiones.....	48
4. Análisis sismotectónico.....	49
4.1 Aspectos conceptuales de neotectónica y fallas activas	49
4.2. Antecedentes.....	52
4.3. Sismicidad de la región de estudio.....	60
4.3.1. Registro sísmico histórico.....	60
4.3.2. Registro sísmico instrumental.....	61
4.4. Análisis sismotectónico de las fallas de 1er orden: falla Oriente y falla Norte de La Española	64
4.5. Análisis sismotectónico del territorio emergido.....	70
4.6. Conclusiones.....	89
5. Movimientos verticales recientes de la corteza terrestre (MVRCT)	90
5.1. Introducción.....	90
5.2. Antecedentes.....	91
5.3. Materiales y métodos.....	91
5.4. Análisis de las fallas propuestas para el territorio emergido por estudios anteriores y su reflejo en los MVRCT determinados en el área de estudio mediante la nivelación de alta precisión.....	94
5.5. Conclusiones.....	104
6. Fracturas y fallas a partir de la imagen de satélite ASTER y el	

modelo digital del terreno (MDT).....	105
6.1. Introducción.....	105
6.2. Posibles zonas de fracturas y fallas mediante satélite y MDT y su relación con los hipocentros de los terremotos	105
6.3. Conclusiones	108
7. Análisis de la red hidrográfica.....	109
7.1. Introducción.....	109
7.2. Análisis de la red hidrográfica con las fallas reconocidas en modelos anteriores.....	109
7.3. Conclusiones.....	113
8. Análisis sismotectónico a partir de la integración del modelo de corteza en 3d con los datos sismológicos y geodésicos.....	114
8.1. Introducción.....	114
8.2. Análisis de los elementos neotectónicos y sismotectónicos del área de estudio en el modelo 3D de la corteza.....	114
8.3. Conclusiones.....	124
Conclusiones finales.....	125
Referencias bibliográficas	126

Lista de figuras

Figura		Página
1	Área de estudio ubicada en el extremo oriental de Cuba.....	3
2	Contexto tectónico del norte del Caribe donde se señala el área de estudio.....	8
3	Proceso de colisión secuencial entre la placa del Caribe y los márgenes de Yucatán, Norteamérica y Sudamérica.....	11
4	Esquema de la estructura geológica de la región oriental de Cuba.....	13
5	Mapa de espesores y tipos de cortezas (Otero et al., 1998).	17
6	Espesores de corteza determinados mediante la inversión conjunta de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptoras.....	19
7	Alineamientos propuestos a partir de la interpretación del mapa de la continuación analítica ascendente del campo gravimétrico.....	20
8	Alineamientos propuestos a partir de la interpretación del mapa de la continuación analítica ascendente ($h = 10\ 000\text{m.}$) del campo magnético.....	21
9	Estructura del extremo este de la parte oriental de Cuba.....	22
10	Estructura de la corteza en la parte oriental de Cuba.....	23
11	Ubicación de sitios donde se han llevado a cabo estudios mediante la inversión en 3D de datos geofísicos en la región oriental de Cuba.....	24
12	Anomalías de Bouguer Total del área de estudio.....	26
13	Ejemplo de un modelo 3D con sólo cuatro unidades geológicas.....	27
14	Diagrama que muestra el proceso de preparación de datos para invertir los datos geofísicos.....	34
15	(A) Anomalía de Bouguer completa (B) Respuesta del modelo de densidad. (C) El error RMS es del 6%.....	37
16	Topografía del piso de cada unidad geológica con respecto al nivel del mar.....	39
17	Mapas de anomalías gravimétricas calculadas (A) Considerando la existencia de la capa de origen continental correspondiente a la plataforma de Bahamas en la base del macizo Mayarí-Moa-Baracoa. (B) Sólo considerando una corteza acrecionada, sin el basamento carbonatado de origen continental.....	41
18	(A) la geología de superficie, introducido en el modelo 3D como constricciones. Las líneas de puntos indican las secciones transversales 2D del modelo 3D. (B) Cuatro secciones transversales de dos dimensiones del modelo de densidad 3D.....	44

19	Secciones EE 'y FF' con sus respectivas anomalía de la gravedad y la respuesta en mGal.....	46
20	Anomalías isostáticas de la región de estudio calculadas a partir del modelo de densidad en 3D.....	48
21	Esquema neotectónico y su correspondiente esquema sismotectónico de la región oriental de Cuba.....	53
22	Esquema de fallas activas elaborado como parte de los estudios sismotectónicos para construcción de la Central Electronuclear del Norte de Oriente.....	54
23	(A) Esquema neotectónico. (B) Esquema sismotectónico. Elaborados por Cotilla et al. (1996).....	55
24	Esquema de zonas de origen de terremotos con las magnitudes máximas, elaborado por la Comisión Ad Hoc (1991).....	56
25	Modelos utilizados por García (2006). 1.- Zonación A, 2.- Zonación B y 3.- Zonación C.....	58
26	Fallas activas propuestas según la tabla 1.....	60
27	Epicentros de terremotos fuertes con Intensidades entre III y IX en la escala MSK reportados desde el año 1502 hasta el año 1966 (Chuy, 1999).....	61
28	Red de estaciones sismológicas situadas en la región de estudio.....	62
29	Epicentros de terremotos registrados instrumentalmente desde el año 1967 hasta el año1995.....	63
30	Epicentros de terremotos registrados instrumentalmente desde el año 1998 hasta el año 2010 registrados por tres o más estaciones.....	63
31	Ubicación de la falla Oriente y la falla Norte de La Española en las inmediaciones de la región oriental de Cuba.....	64
32	Hipocentros de los sismos registrados entre 1967 y el 1995 en la región oriental de Cuba donde se señala la zona sismogénica de Cabo Cruz.....	65
33	Mecanismos focales de sismos registrados en la zona de Cabo Cruz relacionados a la sismicidad iniciada el 25 de Mayo de 1992.....	66
34	Mecanismos focales determinados por Moreno et al.....	68
35	A) Detección de la falla Norte de la Española por medio de perfiles de reflexión sísmica de marina. Comunicación personal de la Empresa Nacional de Geofísica de Cuba (1994). B) Manifestación de la falla Norte de la Española en el límite corteza-manto al noreste del extremo oriental de Cuba, a partir del modelo de densidad en 3D.....	69
36	Posible trazado de la falla Norte de la Española por la porción noreste del extremo oriental de Cuba (Arango 2009).....	70
37	Ocurrencia de la sismicidad en el período 1967-1995.....	72
38	Gráfico de la relación Gutenberg-Richter para el período	73

	1967-1995.....	
39	Sismos registrados en el área de estudio entre 1967 y 1995.....	74
40	Comparación de la relación Gutenberg-Richter del catálogo 1967-1995. A) para toda el área y B) para la Zona Norte...	75
41	Comparación del número de terremotos y (B) el parámetro b entre la Zona Sur, Norte y la Zona Sur 1.....	75
42	Perfiles sísmicos realizados de norte a sur representados en la figura 40.....	76
43	Comparación de la sismicidad en 7 perfiles de dirección Norte-Sur con los hipocentros (izquierda) y la magnitud (derecha).....	79
44	Comparación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas de la figura 35.....	80
45	Ocurrencia de la sismicidad en el período 1998-2010.....	82
46	Gráfico de la relación Gutenberg-Richter para el período 1998-2010.....	83
47	Sismos registrados en el área de estudio entre 1998 y 2010.....	84
48	A) Histograma del número de sismos registrados en toda el área. B) Gráfico con el número de sismos para las diferentes zonas en que dividimos el área de estudio (B) ...	84
49	Comparación del parámetro b de la relación Gutenberg - Richter de la de la zona norte y la zona sur por años.....	85
50	Comparación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas de la figura 23.....	86
51	Secuencia de ocurrencia de la sismicidad en la región de estudio en el período 1998-2010.....	87
52	A) Sismicidad de fondo registrada instrumentalmente entre 1967-1995 y 1998-2010 B) Sismos mayores a 4 de magnitud entre 1967-1995 y 1998-2010 (Álvarez et al., 1999; Catálogo sismológico CENAIIS 1998-2008).....	88
53	Esquema de ubicación de las líneas de nivelación de 1er. orden (rojo) y 2do. orden (azul) utilizadas en este trabajo....	92
54	Segmento de un gráfico de los desplazamientos verticales de una línea de primer orden.....	92
55	Anomalías relacionadas a deformaciones del terreno determinadas a partir de las mediciones geodésicas de alta precisión.....	93
56	Anomalías geodésicas observadas en cada línea de nivelación (en rojo y azul), las posibles zonas de debilidad tectónica reflejada en cada línea (trazos amarillos) y las fallas principales propuestas en esquemas anteriores.....	94
57	Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Cauto-Nipe con las líneas de nivelación que la cortan.....	96
58	Anomalías geodésicas observadas en los sitios de	

	intersección de la falla Cauto -Norte con las líneas de nivelación que la cortan.....	98
59	Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Cubitas con las líneas de nivelación que la cortan.....	99
60	Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Santiago-Moa con las líneas de nivelación que la cortan.....	101
61	Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Purial con las líneas de nivelación que la cortan.....	102
62	Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Baconao con las líneas de nivelación que la cortan.....	103
63	Sitios que pueden interpretarse como posibles zonas de fallas a partir de las mediciones geodésicas.....	104
64	Trazado de las rupturas sobre la imagen ASTER con escarpes sombreados.....	106
65	Fallas y fracturas trazadas a partir de la imagen ASTER con el modelo digital del terreno y los epicentros de los terremotos de los dos catálogos utilizados en este trabajo...	107
66	Modificación del curso principal de un río por fallas de deslizamiento por el rumbo.....	109
67	Red hidrográfica de la región de estudio con los sectores de cada falla analizados.....	110
68	Sectores de las fallas propuestas en estudios anteriores con la red hidrográfica.....	111
69	Red hidrográfica con las fallas y fracturas determinadas en este trabajo.....	112
70	Modelo obtenido de densidad en 3D de la corteza.....	116
71	Comparación de la línea de nivelación de segundo orden Sagua-Guantánamo con el perfil topográfico del trazado de la línea.....	117
72	Modelo que representa las fuerzas principales que actúan sobre la litosfera en los límites de placas en dependencia del acoplamiento o des-acoplamiento de la litosfera-astenósfera (Cuffaro et al 2006).....	118
73	Corte 2 de la figura 67 del modelo de corteza en 3D con los hipocentros de los terremotos en dirección norte-sur.....	120
74	Corte del modelo 3D obtenido de la inversión de datos gravimétricos por la parte este de la región de estudio donde se observa el bloque correspondiente a la Sierra Maestra...	120
75	Corte en el modelo de corteza en 3D por la porción oeste con los hipocentros de los terremotos cortando el bloque de la Sierra Maestra.....	121
76	Corte en el modelo de corteza en 3D de sur a norte por la zona transpresiva de la zona límite de placas situada entre	122

77	las ciudades de Guantánamo y Santiago de Cuba..... Fallas de primer orden, sismicidad y rupturas trazadas por la imagen ASTER donde se observa una mejor correspondencia entre la sismicidad y las rupturas trazadas en el territorio emergido.	123
----	--	-----

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Unidades geológicas utilizadas en el modelo conceptual con sus densidades y espesores. y sus propiedades físicas utilizadas de densidad.	35
2	Resumen de las fallas activas y/o zonas de origen de terremotos propuestas por diferentes investigadores para la región de estudio (Orbera et al., 1998; Babaiev et al., 1999; Cotilla et al., 2007, Comisión Ad- Hoc, 1991, García 2007).	59

1. Introducción

1.1. Motivación

El área de estudio es la región oriental del archipiélago cubano (fig. 1). La misma se considera la de mayor peligro sísmico del país, por su cercanía al límite de la placa de Norteamérica y la microplaca de Gonave (fig. 2), donde en los últimos 500 años se han reportado varios sismos de intensidades de VIII a IX grados en la escala MSK.

Este trabajo está motivado por el hecho de que los estudios para caracterizar la estructura y potencialidades sismogeneradoras de esta región no se corresponden con el grado de conocimiento geológico, geofísico y geodinámico actual de esta región. La delimitación de las fallas activas y sus correspondientes zonas sismogénicas fueron realizadas sobre la base de conceptos que prevalecieron fundamentalmente en los años 80s y 90s del pasado siglo en la antigua URSS en el campo de la neotectónica y sismotectónica. El hecho de que se continúen utilizando zonas sismogénicas con sus magnitudes máximas, determinadas en la mayoría de los casos sobre la base de un enfoque "fijista", previo incluso a la tectónica de placas, trae como consecuencia que los valores de peligro sísmico que se utilicen para el diseño sismorresistente en esta parte del país no sean los adecuados.

Por tanto es necesario actualizar los esquemas sismotectónicos de región oriental del territorio cubano sobre la base del conocimiento actual de las características geodinámicas regionales con un estudio que integre la modelación de corteza en 3D con los datos geofísicos y el análisis de los datos sismológicos y geodésicos.

Los resultados de este trabajo deben constituir nuevos basamentos para la caracterización geotectónica y del peligro sísmico de la parte oriental de Cuba y la metodología aplicada en el mismo puede ser utilizada para estudios sismotectónicos del resto del país.

1.2. Objetivos y alcance

- Obtener un modelo 3D de las capas superiores de la corteza terrestre de la región oriental de Cuba a partir de la inversión de datos gravimétricos.
- Validar los esquemas de fallas activas y sus respectivos esquemas de zonas sismogénicas elaborados con anterioridad para la región oriental de Cuba, a partir del análisis de la sismicidad en el contexto geodinámico regional, complementado con datos de geodesia de alta precisión, análisis de la red hidrográfica e imagen de satélite.
- Realizar un análisis sismotectónico del territorio oriental de Cuba a partir de la integración del modelo de corteza 3D de datos gravimétricos con datos sismológicos y geodésicos para fundamentar la determinación de los estimados de peligrosidad sísmica, basadas en un modelo geodinámico actualizado.

Para lograr estos objetivos, primeramente se obtuvo un modelo de corteza en 3D a partir de la inversión de datos gravimétricos para la densidad de 2.3 g/cm^3 . Para llevar a cabo este proceso de inversión fue necesario hacer una revisión de los modelos geotectónicos actuales propuestos por diferentes investigadores para explicar el origen y evolución de la corteza en el norte del Caribe. Esta revisión permitió elaborar el modelo geológico conceptual de partida que se utiliza como base para el proceso de inversión.

A continuación se realizó un análisis de la sismicidad registrada en el área de estudio utilizando dos etapas diferentes de registro sísmico, de 1967 a 1995 y de 1998 a 2010. Este análisis se llevó a cabo comparando el número de terremotos, los parámetros a y b de la relación Gutenberg - Richter y la energía liberada entre la llamada zona cercana al límite de placas y la zona del interior de las placas. El objetivo es discernir las potencialidades sísmicas de las fallas propuestas en estudios anteriores en el territorio emergido, de las fallas de primer orden que lo rodean.

Con el objetivo de detectar posibles deformaciones del terreno relacionadas con las fallas propuestas en estudios anteriores, se realizó un análisis de las mediciones geodésicas de alta precisión de la red estatal cubana. Este análisis se efectuó en todos los sitios donde estas se interceptan con las posibles fallas activas.

Como complemento de esta parte dedicada a la sismicidad, se confeccionó un modelo de fallas y fracturas del área de estudio mediante la interpretación de la imagen satelital ASTER y el modelo digital del terreno. También se llevó a cabo un análisis de las deformaciones que pudieran reflejarse en la red hidrográfica debido a los desplazamientos de los bloques limitados por las fallas propuestas en estudios anteriores.

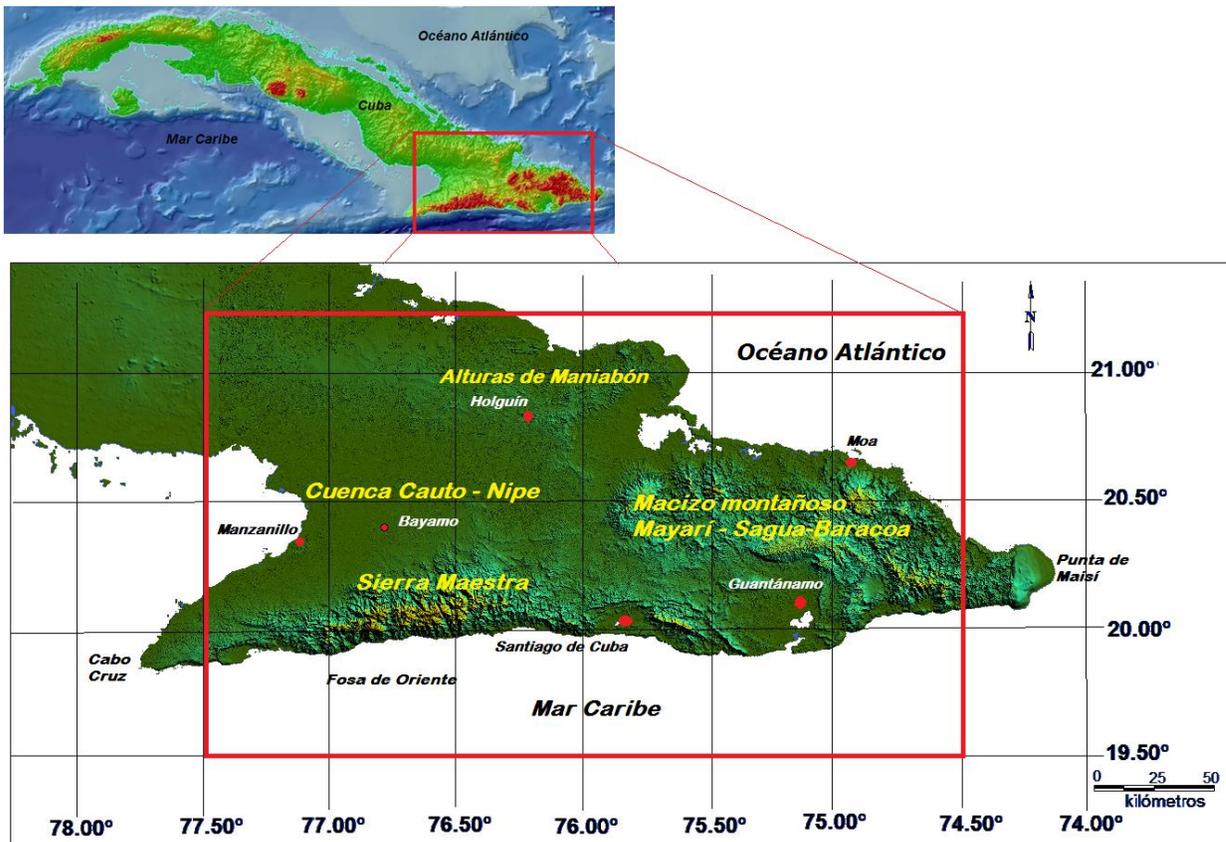


Figura. 1. Área de estudio ubicada en el extremo oriental de Cuba.

1.3. Estructura de la Tesis

En el capítulo 2 se presenta un esbozo de las ideas fundamentales de la evolución geológica del territorio cubano como parte de la región del Caribe insular y de las principales características geológicas del área de estudio, las cuales sirvieron de base para establecer el modelo conceptual utilizado en la inversión en 3D de datos gravimétricos.

En el capítulo 3 se expone el proceso de inversión en 3D de datos gravimétricos y los resultados obtenidos. El método utilizado fue el desarrollado por Gallardo et al. (2003), el cual minimiza la norma cuadrática de la diferencia entre los datos observados y calculados, y permite además, a modo de constricciones, la introducción de datos de geología superficial y pozos, entre otros. El proceso de inversión mueve los prismas, en que fue dividida el área verticalmente, dependiendo de las unidades geológicas que se encuentren en la superficie o en las profundidades, ya sea por las propias restricciones impuestas o por el ajuste que el propio proceso hace, considerando las densidades y espesor del sector del prisma correspondiente a cada unidad geológica.

En el capítulo 4 se realiza un análisis de las características sismotectónicas de la región oriental de Cuba, enfocado en el conocimiento actual de las características geodinámicas de la zona límite de la placa de Norteamérica y la microplaca de Gonave. Se expone un resumen de los estudios sismotectónicos anteriores y los mapas de fallas activas o de zonas sismogeneradoras que se han obtenido, considerando que todos han partido de un enfoque denominado verticalista o fijista, o sea considerado solo los movimientos verticales como la causa de la sismicidad de la región oriental de Cuba. Se esbozan las características sismotectónicas de las zonas cercanas al límite de placas que bordean a Cuba, así como para la zona del interior de la placa, donde llegamos a la conclusión, a partir del análisis de la actividad sísmica y otros parámetros sísmicos, que la sismicidad que se registra en esta zona, es una sismicidad relacionada a pequeñas fracturas, causadas por los esfuerzos que se generan producto del movimiento absoluto anti-horario de la placa de Norteamérica y su interacción con la microplaca de Gonave y no de las fallas propuestas en trabajos anteriores.

En el capítulo 5 se realiza un análisis de las anomalías geodésicas determinadas por mediciones altimétricas de alta precisión usando las líneas de nivelación que forman las redes de primer y segundo orden dentro de la región de estudio. Los datos de las mediciones geodésicas abarcan desde los años 70 hasta inicios de los 90 del pasado siglo, con un total de 1645 puntos de nivelación a lo largo de 17 líneas. Dicho análisis se realizó en los sitios donde se cruzan las fallas activas propuestas por estudios anteriores con los puntos de nivelación geodésicos, con el objetivo de valorar en qué medida estas fallas se detectan por medio del monitoreo de las deformaciones del terreno.

En el capítulo 6 se presenta un mapa con las fracturas o segmentos de fallas activas determinadas a partir del análisis de la imagen de satélite ASTER y del modelo digital del terreno, las cuales se correlacionan en gran medida con la sismicidad que se registra dentro del territorio emergido.

En el capítulo 7 se realiza un análisis de la red hidrográfica, con el objetivo de determinar si existen deformaciones de los cursos fluviales en los lugares donde estos se interceptan con las fallas propuestas en estudios anteriores, considerando que este es uno de los elementos básicos para valorar si una falla es activa en la época actual. Con este objetivo se seleccionaron sectores en cada una de las fallas a escala detallada, donde se observa que en ningún caso hay evidencias de deformación de las corrientes fluviales debido al posible movimiento lateral de las fallas. Igualmente se superponen las fallas y fracturas obtenidas por medio de la interpretación de la imagen de satélite ASTER y el modelo digital del terreno con la red hidrográfica, observándose una buena correspondencia entre ambos.

En el capítulo 8 se integran los resultados obtenidos anteriormente, con el objetivo de realizar un análisis sismotectónico del área de estudio, separando los aspectos estructurales que pueden enmarcarse como parte del período neotectónico y los aspectos recientes que caracterizan a la dinámica de la corteza en el momento actual, que están relacionados a la sismicidad que se genera en la región de estudio.

2. Contexto geodinámico y geológico de la región de estudio

2.1. Introducción

Los estudios geodinámicos regionales realizados en los últimos años en la parte norte del Caribe establecen un complejo cuadro tectónico, producto de diversos procesos geológicos que tuvieron lugar desde inicios del Eoceno. Específicamente los que ocurrieron durante el Ypresiano (Leroy et al., 2000), relacionados con la formación de la zona de dispersión de corteza oceánica de Caimán, y con la falla transformante Oriente, que en principio se consideró era el límite de la placa del Caribe con la placa de Norteamérica (Mann et al., 1995; Lundgren y Russo, 1996). En base a los datos obtenidos de estudios oceanográficos realizados al suroeste de la costa oriental cubana, la edad del comienzo del llamado Centro de Dispersión de Caimán se ha establecido que es de 49 Ma, a partir de la anomalía magnética más antigua identificada (Leroy et al., 2000).

A partir de diferentes modelaciones por elementos finitos de deformaciones de la corteza, de la zona límite de las placas de Norteamérica y el Caribe, realizados por DeMets (1990), Deng y Sykes (1995) y Calais y Lepinay (1993), y de velocidades obtenidas por mediciones de GPS realizadas por Farina et al. (1995), Lundgren y Russo (1996), demuestran la existencia de la microplaca de Gonave, propuesta anteriormente por Rosencrantz y Mann (1991). En estudios paralelos Heubeck et al. (1990), Mann et al. (1991), subrayaron también la presencia de esta microplaca, con forma rectangular, con un área aproximada de 190.000 km², localizada a lo largo del margen nororiental de la placa Caribe.

Esta microplaca está definida hacia el oeste por la cresta presente entre la fosa Caimán, hacia el sur y norte por los sistemas transcurrentes Plantain-Garden-Walton y Oriente respectivamente y hacia el este por una compleja faja de empuje localizada en La Española centro -meridional (fig. 2). Considerando las velocidades absolutas estimadas a partir de modelaciones por elementos finitos de la placa de Norteamérica y la microplaca de Gonave, la velocidad relativa estimada a través de esta falla es de 2 cm/año (Lundgren y Russo, 1996).

Mann et al. (1995), sugieren que la microplaca Gonave está sometida a la tectónica transcurrente izquierda en su área meridional (cerca del margen con la placa Caribe), que progresivamente se acrecienta con el margen meridional de la placa norteamericana. Esta consideración está basada en el estilo del plegamiento y del fallamiento, junto con un evidente levantamiento de los edificios coralinos del Cuaternario Tardío en parte de la costa sur de Cuba, los sectores central y occidental de La Española (Haití y República Dominicana). Igualmente sugieren que la formación de la zona de falla, que tiene longitud de 1200 km desde la cresta activa Caimán hasta los 71° W, definida como Enriquillo-Plantain-Garden-Walton (indicada con EPGFZ en el sector entre Jamaica y La Española meridional), representa una falla transcurrente 'bypass' que aísla el margen meridional de la microplaca Gonave y permite el movimiento actual hacia el este de la placa Caribe.

Estudios geológicos, geofísicos y sismológicos llevados a cabo en la parte norte de La Española y Puerto Rico a raíz del sismo de 6.4 grados de magnitud ocurrido en Puerto Plata en el 2003 (Mann et al., 2004), incrementaron el conocimiento de la estructura tectónica y geodinámica de toda esta región. Estos estudios demostraron la existencia de una falla al norte de la Española que es una continuidad de la zona de subducción de las Antillas Menores y se conoce como Falla Norte de La Española. Por medio de esta estructura, se plantea que la placa de Norteamérica penetra por debajo de la Microplaca Septentrional, situada al norte de La Española (fig. 2) y probablemente se extienda hasta las inmediaciones de la parte norte del extremo oriental de Cuba (Arango et al., 2009). En este sentido es importante señalar que Calais y Lepinay (1989) a partir de los resultados de la campaña oceanográfica SEA CARIB II encontraron elementos para considerar la no continuidad de la falla Oriente hacia el este con la zona de subducción que bordea las Antillas Menores, debido a lo cual propusieron al norte de la Española una doble zona de fallas, la falla Norte de la Española y la falla Septentrional. Esta última es la continuación hacia el este de la falla Oriente en territorio Dominicano.

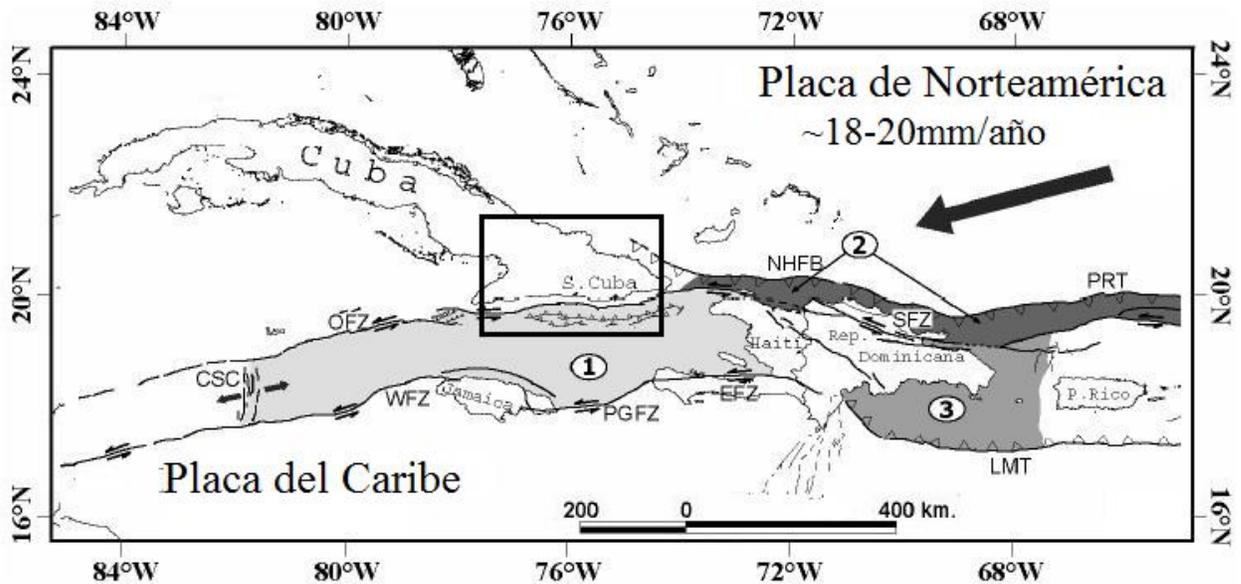


Figura 2. Contexto tectónico del norte del Caribe donde se señala el área de estudio. Modificado de García (2007), pág. 133. 1-Microplaca de Gonave, 2. Microplaca Septentrional, 3-Microplaca Puerto Rico - La Española. ZFNE-Falla del Norte de la Española, ZFO- Zona de Fallas Oriente, ZPG- Zona de Fallas Plantain-Garden, CEC-Centro de Expansión de Caimán, ZFW-Zona de Fallas Walton. TLM-Trinchera Los Muertos. TPR-Trinchera de Puerto Rico.

2.2. Aspectos de la evolución geotectónica regional

A partir de la culminación de los eventos tectónicos que dieron lugar al emplazamiento de los complejos alóctonos sobre el margen continental de la plataforma de Bahamas y la formación del centro de dispersión de Caimán, conjuntamente con la falla transformante Oriente en el Eoceno, comenzó el régimen geodinámico que sigue vigente en la actualidad en el contexto de norte caribeño. Sin embargo la estructura y composición de la corteza de esta región es el resultado de varias etapas de evolución tectónica, desde el Jurásico, de las cuales se han elaborado un gran número de modelos por diferentes investigadores, quienes no han alcanzado todavía un grado suficiente de consenso sobre un único modelo de evolución geodinámico capaz de integrar todas las observaciones geológicas disponibles en esta área.

Desde finales de los 60's hasta finales de los 90's abundaron los modelos evolutivos del Caribe autóctono, propuestos por: Ball et al. (1969); Aubouin et al. (1982); Anderson y Schmidt (1983); Klitgord y Schouten (1986); Donnelly (1989); Frisch et al. (1992); Iturralde-Vinent (1994, 1996); Meschede y Frisch (1998); Giunta et al. (1999a). En general estos modelos autóctonos establecen la generación de la litósfera oceánica del Caribe entre la placa de Norteamérica y Suramérica luego de la ruptura de Pangea. Estos autores consideran además un origen atlántico para la placa del Caribe. En la actualidad uno de los defensores del origen del Caribe autóctono es Keith James (2003, 2005), quien utiliza como argumento que la correlación estructural de la placa del Caribe con la geología regional de América Central muestra que no se han producido grandes rotaciones y traslaciones, como platean las teorías alóctonas. Considera que la deriva y avance de una placa desde el Pacífico es poco probable debido a las complejidades geométricas y la ocurrencia de eventos altamente diacrónicos, los cuales incluirían cambios en la dirección de la subducción, cambios en la dirección de migración de la placa, la distancia de desplazamiento de la placa (1000 km), la gran rotación de los grandes partes de los arco de islas, grandes rotaciones de los bloques Mayas y Chortis y el desarrollo diacrónico de depósitos flysch/wildflysch.

Muchos de los investigadores que inicialmente propusieron modelos autóctonos fueron transicionando a modelos alóctonos en la medida que fue consolidándose la teoría de la Tectónica de Placas, elaborados por muchos autores como 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); Lapierre et al. (1997); Iturralde-Vinent (1998); Mann (1999); Kerr et al. (1999), James (2005); García et al. (2008); los cuales proponen en el Pacífico el origen de la litosfera del Caribe. Aunque varios de estos modelos evolutivos se han considerado como clásicos (Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985, 1988, 1994; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barret, 1990), debido a su escala tan regional, algunos de sus postulados muestran incompatibilidad con modelos más detallados de la evolución geológica de Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Proenza, 1997; Blanco, 1999).

Los modelos Alóctonos establecen que 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 la divergencia entre Norteamérica y Sudamérica durante el Mesozoico, permitiría la deriva de la placa del Caribe hacia el este (fig. 3), 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 llegaría a colocarse entre las dos placas mayores, siendo el movimiento relativo en dirección izquierdo en su margen septentrional (Guatemala-Antillas Mayores) y derecho en su margen meridional (Colombia-Venezuela-Antillas Holandesas). Aunque este segundo grupo de modelos es el más aceptado actualmente, aun no se logra un consenso entre sus autores en cuanto a las geometrías y evoluciones de los límites de placa.

Se acepta generalmente que la litósfera oceánica de la placa Proto-Caribeña se formó durante el Jurásico Medio-Cretácico Inferior, por efecto del rifting continental y de la sucesiva apertura de una cuenca oceánica entre los continentes norteamericano y suramericano. En el Cretácico Inferior comenzó en la región del Caribe una fase tectónica caracterizada por la subducción de las placas Proto-Caribeña y/o Caribeña (Pindell y Barrett, 1990; Meschede y Frish, 1998; Mann, 1999).

En el Paleógeno una nueva zona de subducción estuvo activa en el norte del Caribe que dio lugar a un arco de islas volcánicas. Una parte de este arco está representado en las rocas vulcanógenas-sedimentarias que afloran en la Sierra Maestra (Cobiella, 1988).

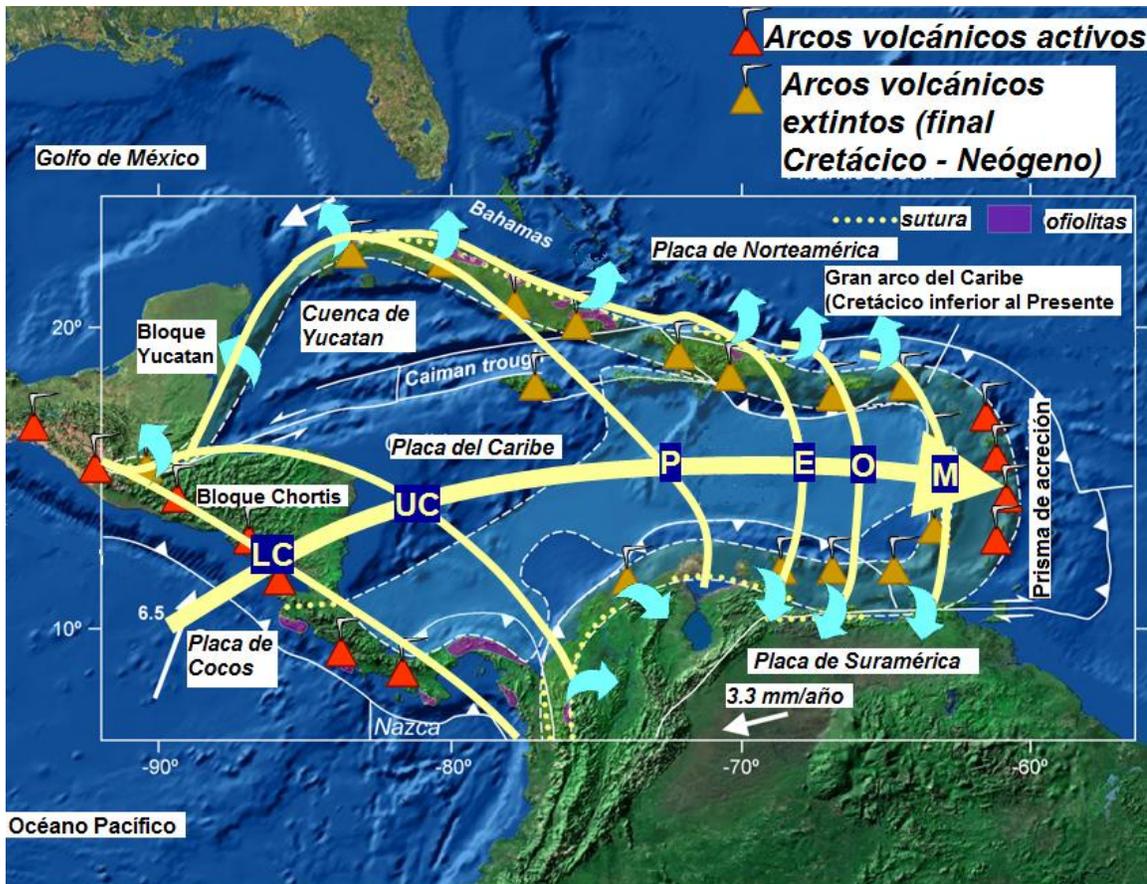


Figura 3: Proceso de colisión secuencial entre la Placa del Caribe y los márgenes de Yucatán, Norteamérica y Sudamérica. Modificado de García - Casco 2008, presentación en power point. Las abreviaturas son: LC, Cretácico Inferior, UC Cretácico Superior; P, Paleoceno; E, Eoceno; O, Oligoceno; M, Mioceno.

2.3. Contexto geológico

La estructura geológica de la región oriental de Cuba es muy compleja y diferente del resto del país. Iturralde-Vinent (1998), reconoce para el territorio cubano dos niveles estructurales fundamentales: el substrato plegado y el neoaútóctono (fig. 4). Para la región de estudio, según este autor las unidades representativas del substrato plegado y del neoaútóctono son las siguientes:

El substrato plegado está compuesto por terrenos, que constituyen fragmentos de las placas de Norteamérica, del Caribe y probablemente, del Pacífico, donde se distinguen unidades de origen continental y oceánico.

Dentro de las unidades de naturaleza continental en nuestra área de estudio se encuentra la zona Remedios. En la misma predominan las calizas y dolomías. También aparecen raras intercalaciones de micritas finamente estratificadas. Las rocas están intensamente deformadas, con pliegues muy apretados con vergencia noreste y fallas inversas y planos de corrimiento que separan varios mantos tectónicos. Esta secuencia representa los ambientes de una plataforma alargada de rumbo oeste noroeste - este sureste, que se situó en la antigua periferia meridional de Las Bahamas. Después del Cretácico la porción meridional de Las Bahamas (zonas de Cayo Coco y Remedios) sufrió una transformación y su régimen tectónico cambió al de cuenca de antepaís.

Dentro de las unidades de naturaleza oceánica en nuestra área de estudio se encuentran las Ofiolitas septentrionales. Estas afloran como una serie de cuerpos alargados en la mitad septentrional de la isla de Cuba. Se presentan en superficie como fajas estrechas muy deformadas asociadas a zonas de fallas, o bien como mantos tectónicos de diversa potencia. Las ofiolitas que se encuentra en la parte norte del área de estudio descansan sobre las unidades continentales de la Plataforma de Bahamas y están cubiertas por unidades del arco volcánico cretácico. En ocasiones, los cuerpos de vulcanitas y ofiolitas están íntimamente mezclados.

Las ofiolitas que se encuentran al noreste de nuestra área de estudio (Macizo Mayarí-Sagua-Baracoa) forman mantos que sobreyacen a olistostromas y a areniscas serpentínicas del Maastrichtiense-Daniense inferior, o descansan directamente sobre unidades del arco volcánico Cretácico. Se considera que el emplazamiento tectónico de las ofiolitas septentrionales estuvo vinculado a la colisión entre los arcos volcánicos extintos y la plataforma de las Bahamas.

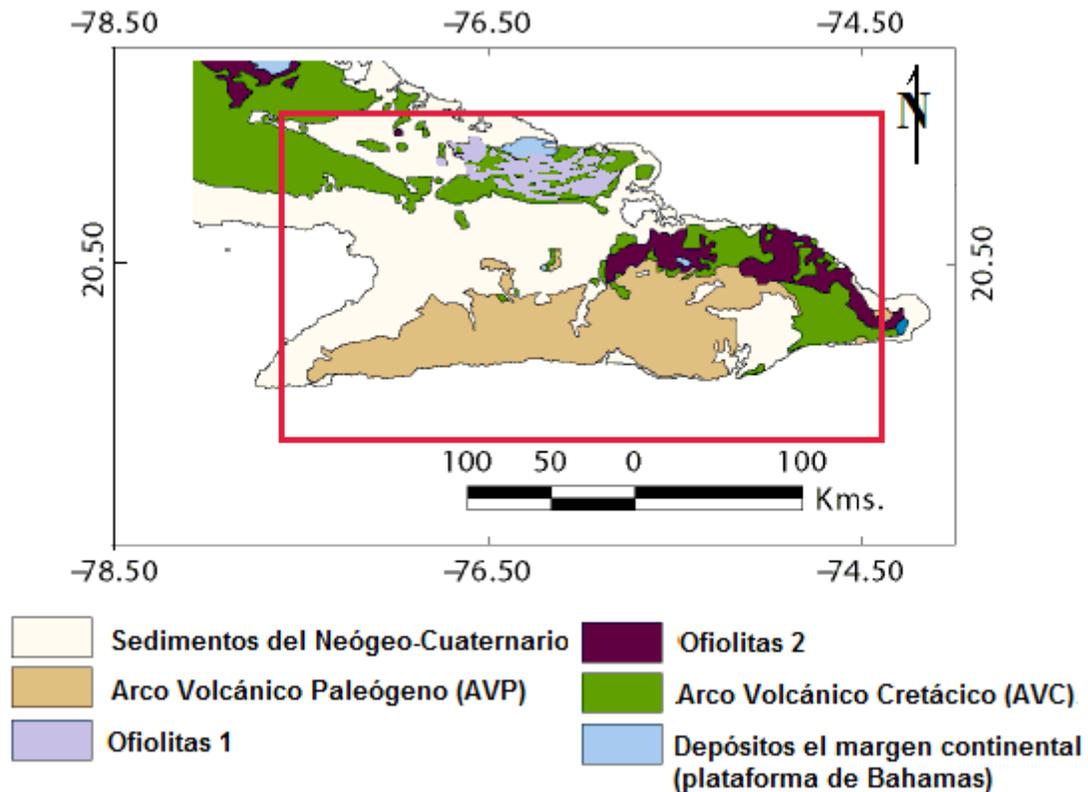


Figura 4. Esquema de la estructura geológica de la región oriental de Cuba donde se señala el área objeto de estudio en este trabajo de investigación (Rectángulo rojo). Modificado de Iturralde-Vinent (1998), pág. 12.

Como parte del substrato plegado, en nuestra área de estudio afloran en diversos sitios rocas del arco volcánico Cretácico (AVC) (fig. 4). Las rocas de esta asociación afloran extensamente en Cuba y yacen en contacto tectónico con las ofiolitas septentrionales. Cerca de este contacto las rocas del arco están más deformadas, con zonas muy fracturadas y foliadas, y con masas caóticas que contienen una mezcla de bloques de ofiolitas, vulcanitas y plutonitas de arco. En la mayoría de los casos son fallas de sobrecorrimiento y se encuentran olistostromas en los planos de contacto.

El complejo vulcanógeno-sedimentario se corresponde con las rocas efusivas, piroclásticas y sedimentarias que se forman en las islas volcánicas y en las cuencas que las rodean. Las rocas de este complejo se pueden agrupar en tres conjuntos íntimamente relacionados, que se han interpretado como distintas cuencas del antiguo archipiélago volcánico. En el territorio cubano, de norte a sur, se han descrito las

cuenca de retroarco, la cuenca axial del arco y la cuenca frontal. A los complejos plutónico y metamórfico pertenecen las plutónicas de composición muy variada, a las que se asocian distintas rocas metamórficas originadas por alteraciones de contacto e hidrotermal metasomáticas tardías (epitermales).

En la parte sur oriental de nuestra región de estudio se encuentran las rocas del arco volcánico Paleógeno (AVP), también perteneciente al substrato plegado. Este arco está representado por una asociación de rocas vulcanógenas y plutónicas del Daniense superior al Eoceno inferior. El AVP se formó sobre los restos deformados del arco Cretácico y de las ofiolitas. La asociación de las rocas del AVP se divide en los complejos del basamento, vulcanógeno-sedimentario, plutónico y metamórfico.

El neoautóctono representado por las rocas y estructuras originadas a partir del Eoceno superior, que se desarrollaron básicamente en el mismo lugar que hoy ocupa el territorio de Cuba, formando parte del margen pasivo meridional de la placa de Norteamérica.

De acuerdo a Iturralde-Vinent (2011) las principales características de la constitución e historia geológicas de Cuba, desde el final del Eoceno, se pueden resumir en los puntos siguientes:

- ✓ Ausencia de actividad magmática efusiva, muy limitada actividad intrusiva durante el Eoceno Superior y limitada actividad hidrotermal relacionada con las fallas limítrofes entre bloques.
- ✓ Actividad sísmica en todo el territorio, con mayor intensidad en el extremo sudoriental, debido a la presencia de un límite transformante entre las placas del Caribe y Norteamérica.
- ✓ Subdivisión del territorio en bloques de diversas magnitudes, desde miles hasta decenas de kilómetros cuadrados de extensión. Tales bloques tienen cierta independencia en lo que respecta a sus movimientos. Los límites entre bloques corresponden con fallas normales y lístricas, con un componente de desplazamiento de rumbo.

- ✓ Los movimientos de los bloques son principalmente verticales, oscilatorios y basculares, pero hay desplazamiento de rumbo que puede alcanzar algunas decenas de kilómetros. Los bloques tectónicos se pueden clasificar en grabens y horsts.
- ✓ Las rocas y estructuras formadas antes del Eoceno Superior constituyen el substrato de los sedimentos más jóvenes acumulados en los bloques. Estos últimos están constituidos por depósitos marinos y terrestres del Eoceno Superior tardío al reciente, pero pueden estar ausentes, por no deposición o a consecuencias de la erosión.
- ✓ Las rocas del Eoceno Superior tardío al reciente, presentan pliegues amplios, con el predominio de los monoclinales, con pocos grados de inclinación, pero en el entorno de las fallas de desplazamiento por el rumbo, se encuentran pequeñas cúpulas y braqui-anticlinales de poco radio y fuerte buzamiento en los flancos.

2.4. Estructura profunda por datos geofísicos

En el territorio de Cuba Oriental se han llevado a cabo algunos estudios geofísicos dirigidos a conocer la estructura y composición de la corteza, en su gran mayoría se basan en la interpretación de perfiles de sísmica profunda y campos potenciales (p.ej. Bovenko et al., 1982; Bush y Shcherbakova, 1986; Otero et al., 1998; Arriaza, 1998., Cuevas et al., 2001). Los primeros estudios (Shein et al., 1978) determinaron la existencia de 3 tipos de corteza: Continental, con más de 30 km de espesor, situada al norte (plataforma de Bahamas y la Florida), Oceánica, con 10-15 km de espesor situada en la fosa de Oriente y parte del territorio emergido de Cuba oriental, e intermedia, dividida a su vez en suboceánica y subcontinental con 18 y 30 km de espesor respectivamente situadas en el resto del territorio. Los análisis efectuados a los perfiles geólogo-geofísicos regionales de V. S. Shein en los años 80 (Babaiev et al., 1989), demuestran que la base y la superficie de la corteza consolidada en la mayoría de los casos están flexionadas. Según este estudio, la corteza terrestre de la parte oriental de Cuba está dividida por una gran cantidad de dislocaciones disyuntivas con una clara estructura de bloques separados por fallas transcorticales profundas mapeadas en parte por métodos geofísicos.

Por su parte los estudios de Bovenko et al. (1982) reflejan que la corteza terrestre de Cuba presenta 3 capas subhorizontales con un relieve complejo debido a las dislocaciones tectónicas aunque en la depresión Cauto-Nipe señalan la presencia anómala de 2 capas con elevaciones del manto de hasta 12-17 km. Bovenko et al. (1986) consideran que la disminución del espesor de la corteza en la parte oriental así como la complejidad de las estructuras tectónicas puede ser reflejo de movimientos verticales que determinan las particularidades locales de la estructura de alguna provincias geológicas (Babaev, 1989). Según Shein et al. (1978), en la zona del llamado miogeosinclinal (basamento carbonatado de la plataforma de Bahamas) el basamento cristalino se sumerge hacia el sur formando una serie de grandes bloques extendidos en dirección suroeste con una profundidad del basamento de 6 a 2 km.

En los años 90 se realizó un estudio de primeros y segundos arribos de las ondas de refracción conjuntamente con las transformaciones de los campos gravitacionales mediante el estudio de su composición espectral para toda Cuba (Arriaza, 1998; Otero et al., 1994). Las velocidades de frontera alcanzaron valores en el rango de 6.5 - 7.5 km/s para todo el país.

Los elevados valores obtenidos permitieron suponer, que estas velocidades correspondían más bien a un basamento basáltico y no a un cristalino. De esto se dedujo y se concluyó la existencia en Cuba de dos capas: la correspondiente a la capa sedimentaria y a la capa basáltica (Arriaza, 1998; Otero et al., 1994).

Según Chang et al. (2003), en los análisis del modelo de densidades, la superficie del Moho obtenida por Otero et al. (1998) para la región oriental de Cuba se separa algo de la obtenida por los datos de Zemlia (Sherbakova et al., 1978). El Moho estimado por Otero et al. (1998) se encuentra entre el dado por Sherbakova y las fronteras más profundas dadas por esta misma autora como indeterminadas. Esto sugiere, según Chang et al. (2003), la existencia de planos de corrimientos a lo largo de los cuales el Moho se elevó de su posición original. De esta manera las fronteras más profundas pueden asociarse bien al Moho del bloque que subyace el plano de corrimiento o a cambios metamórficos dados por el aumento de la carga. La regresión entonces,

describe el lugar donde se encuentra el plano de corrimiento, que es donde existiría el Moho, si no hubieran existido los desplazamientos horizontales. El Moho aquí presenta densidades variables que van desde los $3.24 - 3.27 \text{ g/cm}^3$ evidenciando una descompactación en la parte superior del manto (Nota: según literatura mundial el límite de Mohorovicic tiene velocidades de frontera $V_f \approx 8 \text{ km/s}$). Todo lo anterior permitió concluir que, especialmente en Oriente, por los elevados valores de las anomalías de Bouguer, los altos valores de las velocidades de frontera y por la pequeña profundidad de yacencia del Moho, existe una mejor aproximación a una corteza predominantemente oceánica que a una continental.

En el mapa de espesores y tipo de corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina que se presenta en la figura 5 (Otero et al., 1998) presentan tres tipos de corteza: corteza oceánica en el extremo más oriental de la isla y en los mares profundos del sur de la plataforma insular; corteza transicional fina en la porción oeste del extremo oriental, costa y plataforma sur de la isla y corteza transicional gruesa (continental) para el resto del territorio centro-norte de la isla y su plataforma insular.

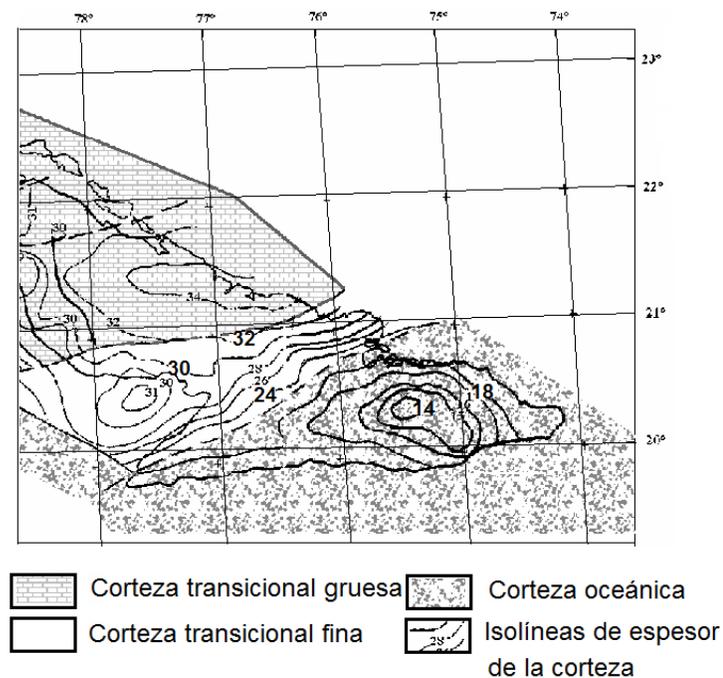


Figura 5. Mapa de espesores y tipos de cortezas. Modificado de Otero et al. (1998), pág. 33.

Cuevas (1998) presentó el mapa de anomalías isostáticas residuales (AIR) de Cuba centro oriental, construido usando más de 9000 observaciones gravimétricas utilizadas en la compilación del Mapa Gravimétrico de Anomalías de Bouguer de Cuba. Este mapa de AIR está basado en el modelo de Airy-Heiskanen de compensación isostática local, en el cual la superficie de carga requerida para la compensación fue definida por una red de 5 km del conjunto de datos topográficos y batimétricos. En el mismo se pone de manifiesto que en la región oriental del país se observan los valores positivos más elevados de las anomalías isostáticas calculadas. Este autor también definió a los macrobloques Sierra Maestra y Mayarí-Moa-Baracoa como dos bloques isostáticos dentro de los cuales pueden definirse algunos bloques que además pueden ser considerados como fuentes potenciales de esfuerzos tectónicos verticales causados por la necesidad del ajuste isostático por sus altos valores de las anomalías isostáticas.

El análisis de los datos de la anomalía de la gravedad para la región oriental realizado por un conjunto de especialistas del IGP (Chang et al., 2003), considera que la anomalía gravitacional Levingstone, del bloque isostático homónimo, es causado por la mayor densidad anómala en los primeros kilómetros de corteza e influenciada además por un significativo levantamiento (acercamiento) de la superficie del Moho. También argumentaron que la región situada al noroeste de la cuenca Cauto-Nipe, constituye el extremo este del cinturón orogénico cubano, siendo la frontera entre la provincia geológica oriental y el resto de Cuba. Además consideraron que esta diferenciación es clara a partir de los datos gravitacionales que muestra un fuerte gradiente horizontal gravitacional en el territorio insular cubano. Un gradiente, desde 50 hasta 80 mGal que evidencia la transición de un tipo de corteza profunda a otra, como parte del cambio de constitución en el basamento profundo de Cuba oriental.

Recientemente, González (2012) mediante la inversión conjunta de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptoras en estaciones sismológicas de Cuba, obtuvo profundidades del límite corteza-manto para cada uno de estos sitios (fig. 6). Según este estudio, fue detectada la presencia de corteza de acreción, con diferentes espesores como resultado del proceso de obducción, evidente en casi todas

las estaciones excepto en aquellas localizadas en la región suroriental de Cuba, donde la corteza oceánica es predominante.

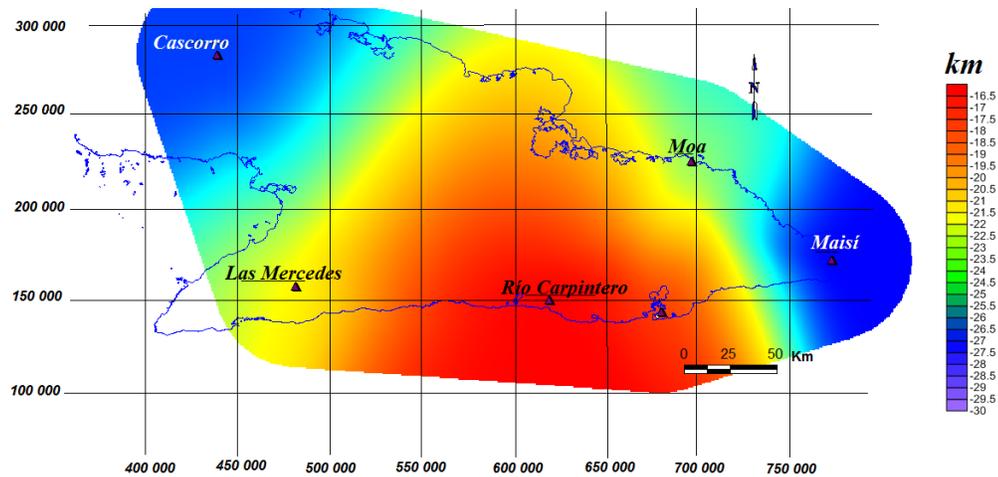


Figura 6. Espesores de corteza determinados mediante la inversión conjunta de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptoras por en los sitios donde se ubican las estaciones sismológicas en la región de estudio. Modificado de O'Leary (2012).

2.5. Tectónica por datos geofísicos.

Las interpretaciones del mapa del campo aeromagnético elaborado a partir del levantamiento aerogeofísico de la República de Cuba, a escala 1: 50 000, y del mapa gravimétrico de Cuba a escalas 1: 50 000 y 1: 100 000 para las densidades de 2.3 T/m^3 y 2.67 T/m^3 , realizadas por investigadores del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba (Pérez et al., 2008) establecen en cada uno de los casos un patrón de alineamientos tectónicos definidos por los principales gradientes de las anomalías observadas.

A partir del mapa de la continuación analítica ascendente ($h = 10\ 000\text{m.}$) del campo gravimétrico sombreado ($l = 45^\circ$; $d = 45^\circ$), para las densidades 2.3 g/cm^3 (Pérez et al., 2008) definen varios alineamientos que separan los máximos gravimétricos (fig. 7). Entre estos alineamientos se encuentran los que separan los máximos gravimétricos al sur de la cuenca de Cauto-Nipe con los mínimos gravimétricos que se encuentran al

norte de la misma, mientras que en el macizo montañoso Mayarí- Moa-Baracoa, trazan un sistema bien definido con una dirección noroeste-sureste que alcanzan también a cortar al extremo este de la cordillera de la Sierra Maestra. En cambio, al oeste de esta cordillera las fallas tienen una dirección noroeste-sureste.

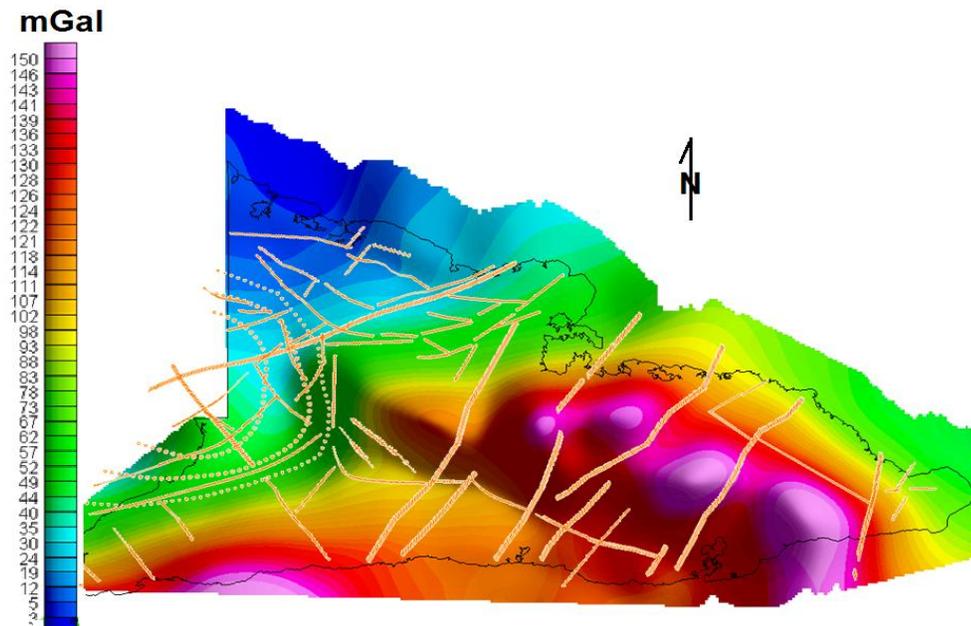


Figura 7. Alineamientos propuestos a partir de la interpretación del mapa de la continuación analítica ascendente ($h = 10\ 000\text{m.}$) del campo gravimétrico sombreado ($l = 45^\circ$; $d = 45^\circ$), para las densidades $2.3\ \text{T/m}^3$ y $2.67\ \text{T/m}^3$. Tomado de Pérez et al. (2008), pág. 27.

En el mapa de la de la continuación analítica ascendente ($h = 10\ 000\text{m.}$) del campo magnético sombreado ($l = 45^\circ$; $d = 45^\circ$) (nT) Pérez et al. (2008) definen varios alineamientos (fig. 8), aunque en este caso estos pudieran estar relacionados más bien a los límites de los cuerpos geológicos con diferente susceptibilidad magnética que a fallas tectónicas como en el caso del mapa gravimétrico.

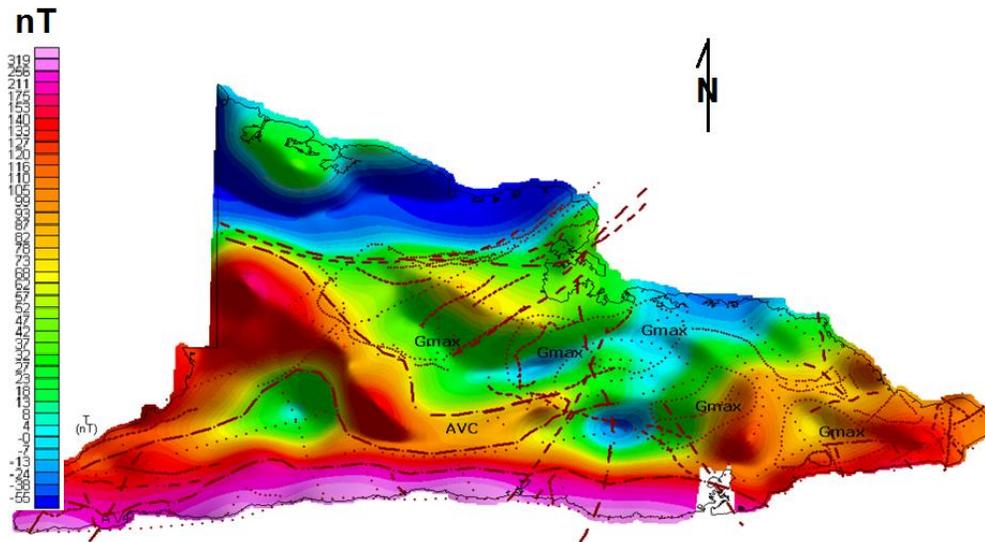


Figura 8. Alineamientos propuestos a partir de la interpretación del mapa de la continuación analítica ascendente ($h = 10\ 000\text{m.}$) del campo magnético sombreado ($I = 45^\circ$; $d = 45^\circ$) (nT). Tomado de Pérez et al. (2008), pág. 28).

2.6. Estructura profunda por datos geológicos

A partir de un número importante de investigaciones que han contribuido a aumentar el grado de conocimiento geológico de Cuba y de la región del Caribe, se han elaborado modelos de la estructura geológica de la parte oriental de Cuba y el norte del Caribe.

Iturralde-Vinent y Gahagan (2002) proponen un nuevo esquema de la evolución del norte del Caribe para el final de Eoceno y el Mioceno Medio, considerando diferentes procesos o efectos geológicos que tuvieron un papel importante en esta etapa evolutiva. Como parte de este trabajo Iturralde-Vinent y Gahagan (2002) proponen un modelo de la estructura de las capas superiores de la corteza para el extremo oeste de Cuba oriental. Este modelo (fig. 9) está caracterizado por un basamento formado por las secuencias carbonatadas de la plataforma de Bahamas, sobre el cual, en su parte norte, se encuentran secuencias cabalgadas de ofiolitas y del AVC, mientras que al sur predominan las secuencias del AVP.

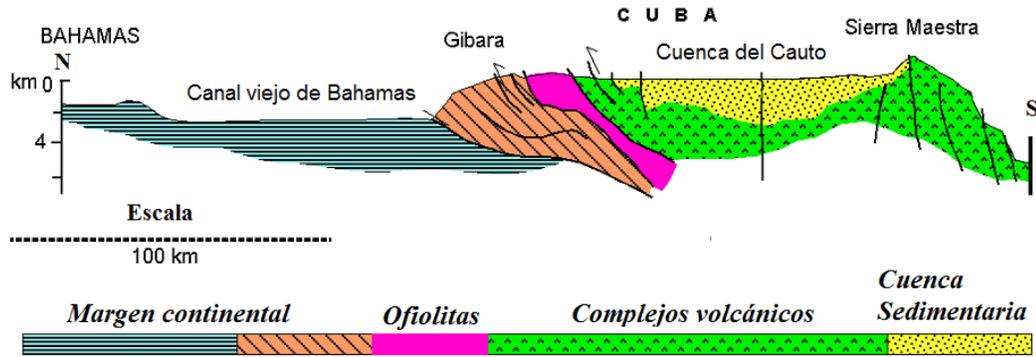


Figura 9. Estructura del extremo este de la parte oriental de Cuba donde se representan las secuencias de margen continental (plataforma de Bahamas), las ofiolitas y las rocas del arco volcánicos Cretácico y del arco volcánico Paleógeno. Modificado de Iturralde-Vinent-Vinent et al. (2002), pág. 25.

Por su parte Sommer et al. (2011) proponen un esquema de la composición de la corteza de Cuba oriental a partir de un modelo de evolución tectónica que abarca desde finales del Cretácico hasta el Eoceno Superior (37 Ma). En esta etapa se produce la ruptura de la parte norte del Caribe y comienza la separación del territorio cubano y de la Española, a partir del movimiento transcurrente de la falla Oriente (fig. 10). La estructura de la corteza de acuerdo a estos autores en sentido general es muy similar a la presentada por Iturralde y Gahagan (2002). Sin embargo definen con más detalle la composición de la corteza, al diferenciar a las ofiolitas tectonizadas del norte de Holguín del complejo ofiolítico formado por rocas máficas y ultramáficas que afloran en el macizo montañoso de Mayarí-Moa-Baracoa.

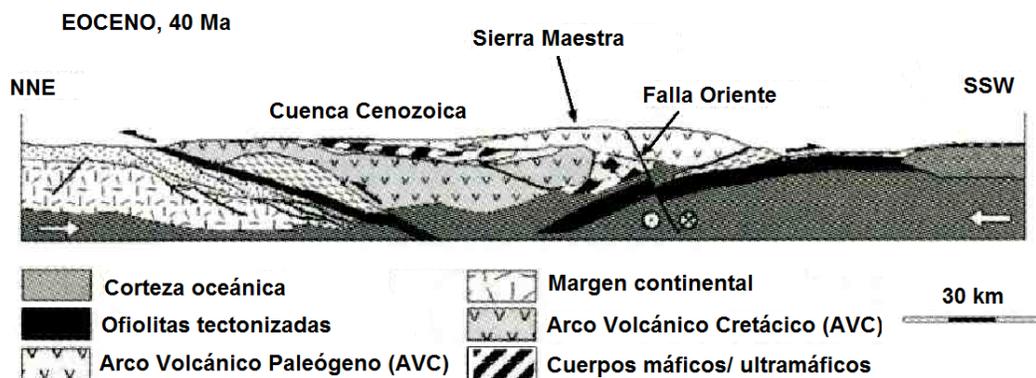


Figura 10. Estructura de la corteza en la parte oriental de Cuba a finales del Eoceno cuando comienza la ruptura y desplazamiento por medio de la falla Oriente. Modificado de Sommer et al. (2011), pág. 305.

3. Inversión en 3D de datos gravimétricos de la región de estudio

3.1. Antecedentes

A partir de los años 90 comenzaron a desarrollarse algoritmos de inversión conjunta de datos gravimétricos y magnéticos en 3D para el estudio de las capas profundas de la corteza. Uno de estos algoritmos ha sido desarrollado por Gallardo (1997) y ha sido aplicado con éxito por varios investigadores en diferentes estudios tanto en México como en Cuba para estudiar la estructura de la corteza de sitios de interés geológico. (Pérez et al., 2004; Gallardo et al., 2003; Gallardo et al., 2005; Batista et al., 2007).

En la región de Cuba oriental y centro oriental se han realizado dos estudios utilizando la inversión de datos geofísicos en 3D. El primero de ellos, en un sector de nuestra área (fig. 11), que consistió en la determinación de la geometría de las ofiolitas de la parte noreste de la región oriental a partir de la inversión en 3D de datos aeromagnéticos, utilizando como restricción la geología superficial en un área de 3 754 km² (Batista et al., 2007). Esta investigación puso de manifiesto el alto grado de tectonismo que presentan las rocas del complejo ofiolítico y una mayor deformación estructural este-oeste que la reportada anteriormente. Así mismo, permitió identificar algunas áreas con potencial económico para yacimientos de cromo, níquel y cobalto. Los resultados de este trabajo demostraron la validez del método aplicado para obtener parámetros cuantitativos de la estructura geológico-tectónica del área de estudio, a diferencia de los resultados obtenidos en trabajos previos con un carácter totalmente cualitativo.

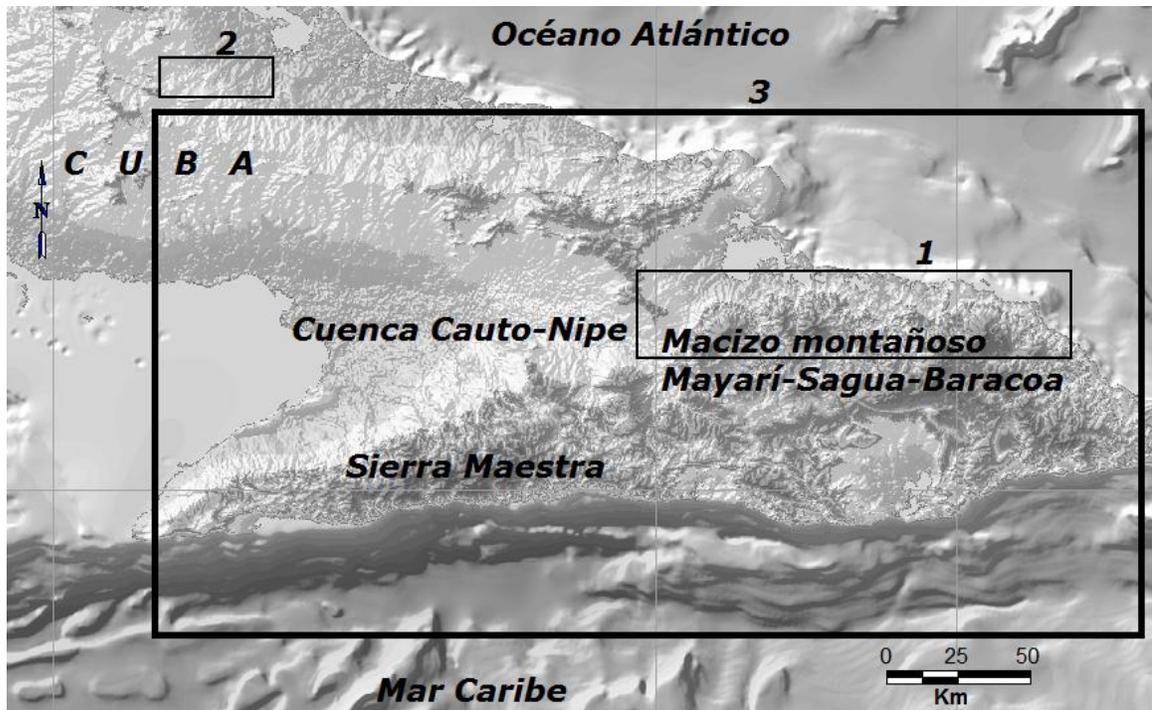


Figura 11. Ubicación de sitios donde se han llevado a cabo anteriormente estudios mediante la inversión en 3D de datos geofísicos en la región oriental de Cuba. (1) Por Batista et al. (2007), con datos magnéticos para el estudio del complejo ofiolítico. (2) Por Batista et al. (2012) para el estudio de una Cuenca sedimentaria con fines de prospección petrolera y datos gravimétricos. (3) Área de estudio del presente trabajo.

El segundo estudio realizado en Cuba mediante la inversión en 3D de datos geofísicos (Batista et al., 2012) estuvo dirigido a la determinación del potencial petrolero de la denominada cuenca de Saramaguacán en la parte centro oriental del país (fig. 11). En el mismo fueron obtenidos resultados altamente satisfactorios, lo cual demuestra la utilidad del método en este tipo de investigación y su potencialidad para estudiar la estructura de la corteza a partir de bases de datos con ahorro considerable de recursos y tiempo. Como resultado de este trabajo se presentan nuevos elementos estructurales de la cuenca Saramaguacán, Cuba, a partir de la inversión 3D de datos gravimétricos, restringidos por la información de pozos y la geología de superficie. En el mismo se muestra una tectónica compleja de procesos de cabalgamiento, con estructuras en formas de rampa y plataforma, así como la ubicación y geometría de la cuenca y varias sub-cuencas. También se muestran las ubicaciones y comportamiento en profundidad de las principales fallas, y se sugieren nuevas fallas. A las diferentes formaciones

rocosas se le determinaron las variaciones de su geometría, profundidad y espesor. De acuerdo a los autores este resultado es de gran importancia porque constituye la base para futuras investigaciones orientadas a seleccionar los mejores sitios para ubicar las perforaciones petroleras y calcular el volumen de hidrocarburo que pueden almacenar las rocas colectoras. El modelo 3D obtenido apoya la hipótesis de un emplazamiento tectónico de sur a norte de las ofiolitas y las rocas volcánicas cretácicas, sobre las secuencias terrígeno-carbonatadas del paleomargen de Bahamas. Las particularidades estructurales mostradas por el modelo constituyen indicadores de la tectónica compresiva que originó la cuenca Saramaguacán en el Mesozoico.

3.2. Descripción del método

Los datos de gravedad para este estudio fueron distribuidos en una malla rectangular de 340 kilómetros en la dirección X (este) y 190 km en la dirección Y (norte), con datos interpolados cada 3 km en ambas direcciones. Este diseño lo consideramos óptimo, ya que estamos buscando estructuras de baja frecuencia. Esta distribución significa al menos nueve observaciones en cada prisma cuya área horizontal es de 10 km x 10 km (fig. 12). Los datos fueron recogidos y procesados por el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba (IGP). Los mismos forman parte del Catálogo de mapas gravimétricos de la República de Cuba desde las escalas 1: 2 000 000 hasta 1: 50 000 (Mondelo et al., 2010) y representa la anomalía de Bouguer total (Blakely, 1996), para una densidad de la corteza terrestre de 2.3 gr/cm^3 .

Para obtener el modelo de 3D de la anomalía de la gravedad de Bouguer total se utilizó el software desarrollado por Gallardo et al. (2005). Las profundidades superiores e inferiores para múltiples prismas rectangulares se determinaron utilizando desigualdades o igualdades de acuerdo a la ecuación 2. Si un prisma de una capa aflora, su profundidades debe ser cero o un valor determinado que nos indique algún pozo exploratorio.

Se supone que el subsuelo se compone de unidades geológicas con la parte inferior y la parte superior en contacto con otras unidades de topografía irregular. Se simula cada

unidad como un conglomerado de prismas rectangulares, tal como se muestra en la figura 12. Todo el modelo 3D está constituido por unidades geológicas separadas formando un conjunto de prismas con diferentes contrastes de densidad.

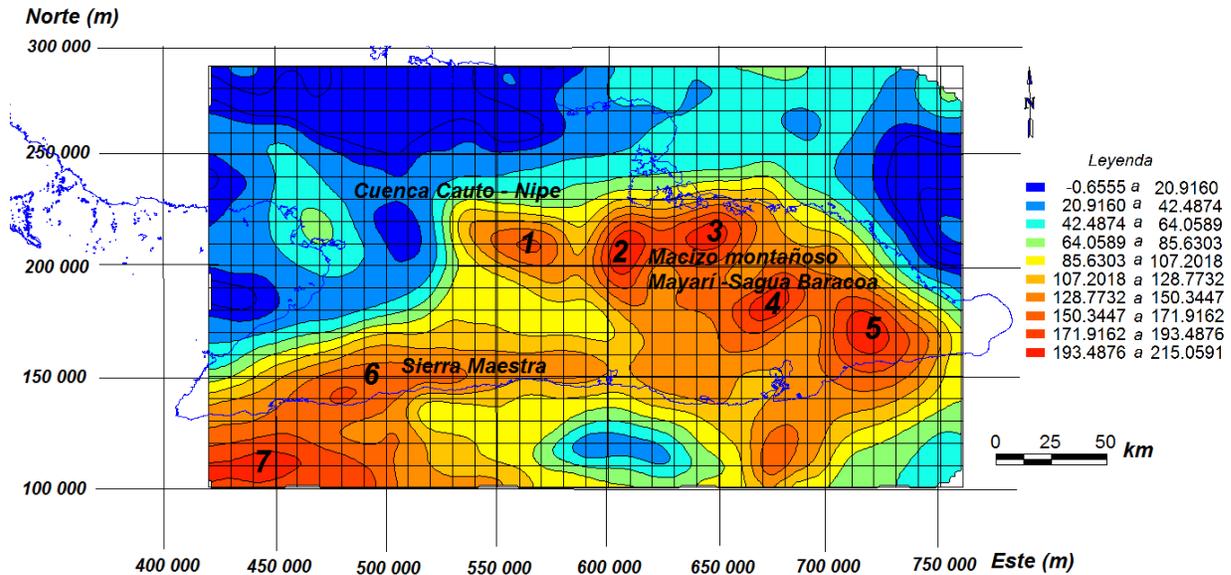


Figura 12. Anomalías de Bouguer total del área de estudio. Los máximos gravimétricos se nombran: 1 Levingstone, 2 La Güira, 3 Piloto, 4 El Salvador, 5 La Perrera, 6 Eje Magmático Sur, 7 Nueva corteza oceánica proveniente del Centro de dispersión de Caimán.

En la figura 13 se muestra un ejemplo de un modelo 3D con cuatro unidades geológicas y su respectivo conjunto de prismas. Se asume un área de la sección transversal horizontal constante para todos los prismas.

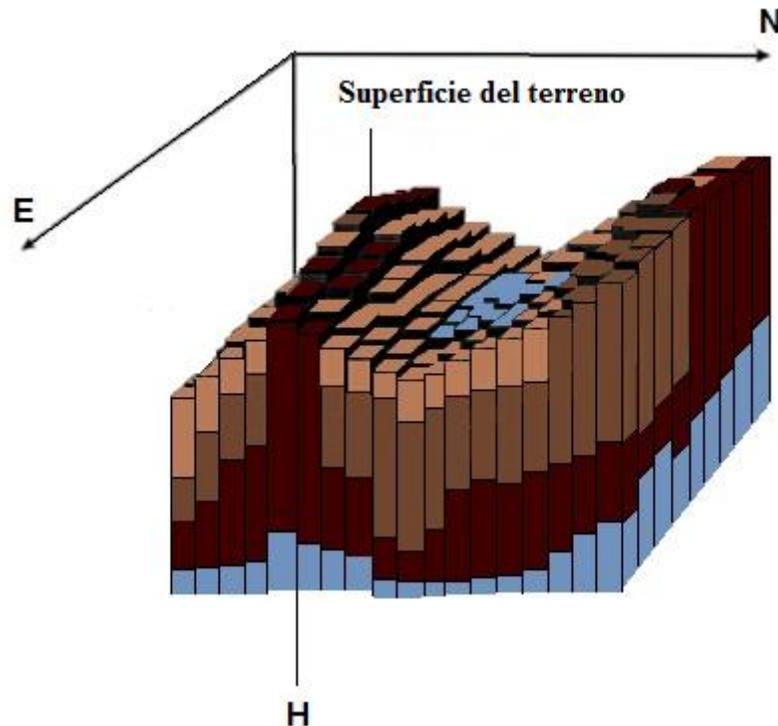


Figura 13. Ejemplo de un modelo 3D con sólo cuatro unidades geológicas. Las rejillas se estratifican al principio, pero a través de las iteraciones de las profundidades los prismas varían. El espesor de algunos prismas colapsa a cero, permitiendo el afloramiento de las unidades geológicas inferiores. Numéricamente esos prismas de espesor cero existen pero no geológicamente.

En el proceso de inversión se mueve la profundidad de la parte superior e inferior de cada prisma en cada unidad geológica. Se imponen restricciones para no permitir traslapes o espacios entre los prismas. La norma cuadrática de las diferencias entre los datos (g_o) y el modelo de respuesta (g_r) se reduce al mínimo, más un término de suavizado (ecuación 1).

$$F(m) = \|g_o - g_r\|^2 + \beta \|Dm\|^2 \quad (1)$$

sujeto a:

$$m_{inferior} \leq m \leq m_{superior} \quad (2)$$

Donde m es el vector de las incógnitas que contiene las profundidades de cada prisma. La matriz D es la primera derivada horizontal (x , y) de las profundidades de los prismas. Este término minimiza las diferencias de las profundidades entre prismas adyacentes. β es un parámetro que aumenta o disminuye el suavizamiento de la envolvente de los prismas que simulan una formación o grupo geológico. Cuando es cero, el modelo muestra la topografía de la envolvente con cambios bruscos o cambios de alta frecuencia espacial, cuando es grande, la topografía de la envolvente es suave o de baja frecuencia espacial. Donde hay suficiente información (datos bien distribuidos), permite que el suavizador actúe menos y cuando no hay mucha información suaviza más. Esto puede suceder también donde se encuentran fallas geológicas. En la práctica tomamos el valor de 0.1 que es un valor que nos ha funcionado muy bien. Se utiliza un modelo tridimensional de capas planas que se van deformando con las iteraciones y obedeciendo las restricciones impuestas. Se parte de un modelo simple de la menor cantidad de capas y después vamos aumentando más capas conforme las vamos necesitamos para acercarnos lo más posible al modelo geológico conceptual de partida.

La determinación de la profundidad se efectúa por medio de la programación cuadrática (Gill et al., 1986), utilizando desigualdades e igualdades. Esto permite la introducción de la geología de superficie, pozos y sísmica como restricciones. Ejemplo, en el prisma 234 de la capa 3 le indicamos que variara su techo de 2355 m a 2550 m de acuerdo al pozo 5. La geología superficial se presenta como información a priori. La figura 13 muestra que los prismas de la unidad-1 se colapsan a espesor cero para permitir que los prismas de las unidades-2, 3 y 4 afloren. Para el modelado, el área horizontal del prisma se fijó a 10 km x 10 km, como se muestra en la figura 10, dando un conjunto de prismas 646 para cada unidad geológica.

Con el fin de reducir la no-unicidad, los contrastes de densidad se consideran conocidos. Las densidades fueron obtenidas por muestreo directo en la superficie (Chang et al., 2003). Esas densidades tienen un rango de varianza debido a heterogeneidades dentro de la misma unidad geológica. En el proceso de inversión se ajustó el contraste de la densidad que mejor representa a esa unidad geológica. La

inversión no es exactamente un proceso automático, ya que tenemos que probar diferentes contrastes de densidad.

Los modelos geológicos previos para la región de estudio en los últimos años (Iturralde-Vinent, 1998; Sommer et al., 2011) permitieron establecer al menos siete unidades geológicas. Para el proceso de inversión hemos experimentado utilizando desde el modelo más simple (principio de Occam) con sólo siete unidades a nueve unidades (tabla 1). Se consideraron sólo aquellas unidades que exhiben un cambio de densidad, además de la respuesta a la gravedad de la mar, y la respuesta del manto que se resta cuando se corrige por el elipsoide teórico (Blakely, 1996). Veinte iteraciones se realizaron para llegar al modelo final.

3.3. Preparación y procesamiento de los datos gravimétricos

La región de estudio abarca un área de 340 km de longitud por 19 km de ancho, entre las coordenadas 100,000 - 290,000 Norte y de 420,000 - 760,000 Este, según el sistema de coordenadas Cuba Sur. La misma fue dividida en una red de prismas de 10 km x 10 km, como se muestra en la figura 10. El proceso general de preparación y procesamiento de datos se realizó según se muestra en la figura 14. A continuación se describen los principales pasos del proceso.

1. Crear el topo.dat. Como primer paso se obtuvo el valor promedio de la cota de cada prisma en la superficie mediante la herramienta de Mapinfo Vertical Mapper a partir de la base topográfica digital de Cuba a escala 1:250 000. Con estos datos se preparó el archivo de entrada topo.dat.

2. Definición del modelo conceptual de partida. Este modelo permite la elaboración del archivo de entrada model.dat. El modelo conceptual es un componente fundamental del proceso de inversión. Por medio de este modelo se establece el orden de las capas que consideramos adecuado, así como su profundidad y espesores máximos y mínimos y los parámetros físicos como el contraste de densidad. Estos parámetros fueron tomados inicialmente de Chang et al. (2003).

El Modelo conceptual de partida, como su nombre lo indica, es un modelo ideal del área de estudio suponiendo que todas las capas se encuentran físicamente una sobre otra. No obstante se debe señalar que es muy arriesgado elaborar un único modelo y hacer un proceso de inversión con datos gravimétricos de un área tan extensa donde existe una enorme complejidad geotectónica. Por tal motivo sólo se seleccionaron los conjuntos rocosos predominantes y entre los cuales se manifiestan con mayor relevancia los contrastes de sus propiedades físicas involucradas en el proceso de inversión (tabla1). O sea, que simplificamos a 9 unidades geológicas, pero podrían ser decenas.

Unidad 1

Teniendo en cuenta que una parte importante del área de estudio está cubierta por el mar definimos a este como la primera capa, con densidad promedio de 1.03 g/cm^3 . Esta capa presenta profundidades de 6 km aproximadamente en la fosa de Oriente.

Unidad 2

Esta unidad la definimos como una capa compuesta por rocas o secuencias sedimentarias terciarias y cuaternarias que forman las principales cuencas, que sobreyacen a los paquetes rocosos formados anteriormente que constituyen el llamado basamento plegado. Esta capa aflora en una gran parte del territorio emergido y se caracteriza por una densidad de 2.25 g/cm^3 y un espesor máximo de 2 km de acuerdo a los datos obtenidos en pozos profundos realizados en la cuenca del Cauto (Babaiev et al., 1989).

Unidad 3

Como unidad 3 tomamos al complejo rocoso formado por todas las secuencias vulcanógenas sedimentarias y cuerpos intrusivos pertenecientes al AVP que se encuentran aflorando al sureste del área de estudio y que forman la cordillera de la Sierra Maestra y zonas aledañas. Este arco está representado por una asociación de rocas vulcanógenas y plutónicas del Daniense superior al Eoceno inferior que se formaron sobre los restos deformados del arco Cretácico y de las ofiolitas. Su espesor está estimado en unos 6 km según los datos obtenidos en los levantamientos

geológicos realizados con anterioridad para la búsqueda de yacimientos minerales (Babaiev et al., 1989). Su densidad promedio está en el orden de los 2.35 g/cm³.

Unidad 4

La unidad 4 está formada por las rocas básicas y ultrabásicas que forman el complejo ofiolítico que aflora en el macizo montañoso Mayarí-Sagua-Baracoa. En la misma aparecen dos subcomplejos ofiolíticos intensamente fallados: Mayarí-Cristal al oeste y Moa-Baracoa al este (Proenza et al., 1999). Estos complejos ofiolíticos forman un cuerpo pseudo-tabular de unos 170 km de largo y de 10 a 30 km de ancho con un espesor promedio de unos 3.5 km. Los mismos están constituidos principalmente por harzburgitas con textura de tectonitas y menores cantidades de dunitas que presentan una orientación sub-paralela a la foliación de las harzburgitas, cabalgado sobre rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cretácico tardío (Marchesi et al., 2006). El espesor máximo de esta secuencia de rocas de acuerdo a estudios realizados por diferentes investigadores se estima en unos 5 km, con una densidad promedio de 2.94 g/cm³. Esta unidad aflora en la parte noreste del área yace subhorizontales sobre las vulcanitas del Arco Cretácico.

Unidad 5

En esta unidad incluimos al complejo rocoso formado por todas las rocas vulcanógenas sedimentarias de edad Cretácico y los cuerpos intrusivos asociados a la misma, para los cuales su espesor máximo estimado es de 7 km. Dicho espesor se tomó a partir de la potencia que se reporta de la formación Guáimaro en el Mapa Geológico de la República de Cuba a escala 1:250 000, perteneciente a este complejo rocoso. Las rocas de esta asociación afloran extensamente en Cuba y yacen en contacto tectónico con las ofiolitas septentrionales.

En las rocas propias del arco volcánico se reconocen los complejos vulcanógeno-sedimentario calcoalcalino, vulcanógeno-sedimentario alcalino, el plutónico y el complejo metamórfico. Esta unidad tiene una densidad promedio de 2.73 g/cm³. Aflora hacia la parte norte y sureste del área.

Unidad 6

Estas ofiolitas afloran al norte de la ciudad de Holguín como una serie de cuerpos alargados muy tectonizados. Presentan una posición estructural diferente a las ofiolitas que forman el macizo Mayarí-Moa-Baracoa cubriendo el talud continental y la parte meridional de la plataforma de Bahamas.

Unidad 7

Esta unidad constituye una potente secuencia carbonatada perteneciente a la denominada zona Remedios, considerada un bloque elevado de la antigua plataforma de Bahamas, formada por rocas carbonatadas (calizas órgano-detríticas, dolomitas y calizas dolomitizadas) y sobreyacida por mantos alóctonos provenientes del SO. Su densidad promedio es de 2.4 g/cm³. Solo aflora en una pequeña porción de terreno al norte del área de estudio, pero se estima que en profundidad ocupa una gran extensión.

Unidad 8

La unidad 8 está formada por corteza oceánica. Se encuentra fundamentalmente al suroeste del área de estudio como parte de la nueva corteza oceánica formada en el centro de dispersión de Caimán.

Unidad 9

La unidad 9 la constituye el manto. Para el proceso de inversión de datos gravimétricos se asume un contraste de densidad de 0, debido a que la densidad de referencia utilizada para los datos de este trabajo fue de 2.3 g/cm³.

3. Una vez definidas las unidades geológicas con sus grupos de rocas se procedió a obtener la formación geológica predominante para cada prisma en la superficie según el modelo conceptual definido anteriormente. Para esto utilizamos el mapa geológico digital de la República de Cuba a escala 1:250 000 del Instituto de Geología y Paleontología. Con estos datos se creó un fichero con los números de los prismas donde aflora cada una de las unidades.

4. Crear el model.dat. El modelo conceptual se convierte para los efectos del proceso automático de inversión, en un fichero denominado model.dat, que incluye los datos de espesores, profundidades y propiedades físicas de cada capa. Con el fichero del número de celdas que contiene cada capa y el fichero de topografía se elabora el model.dat mediante el programa raro.(fig.14). Si durante el transcurso del proceso de inversión es necesario modificar o ajustar en el model.dat algún dato de profundidad, incluyendo activar o colapsar una celda de una determinada capa se utiliza el programa uno (fig. 14) elaborado para realizar de manera rápida este ajuste.

5. Crear el gfield.dat. Los datos gravimétricos observados se preparan en el fichero gfield.dat. respectivamente con sus respectivas coordenadas y altura topográfica en kilómetros.

6. Con los ficheros de datos model.dat y gfield.dat se ejecuta el programa capas (fig.14). Al mismo se le introduce un número máximo de iteraciones, aunque la convergencia puede detener el programa anteriormente.

Secuencia de procesamiento de datos:

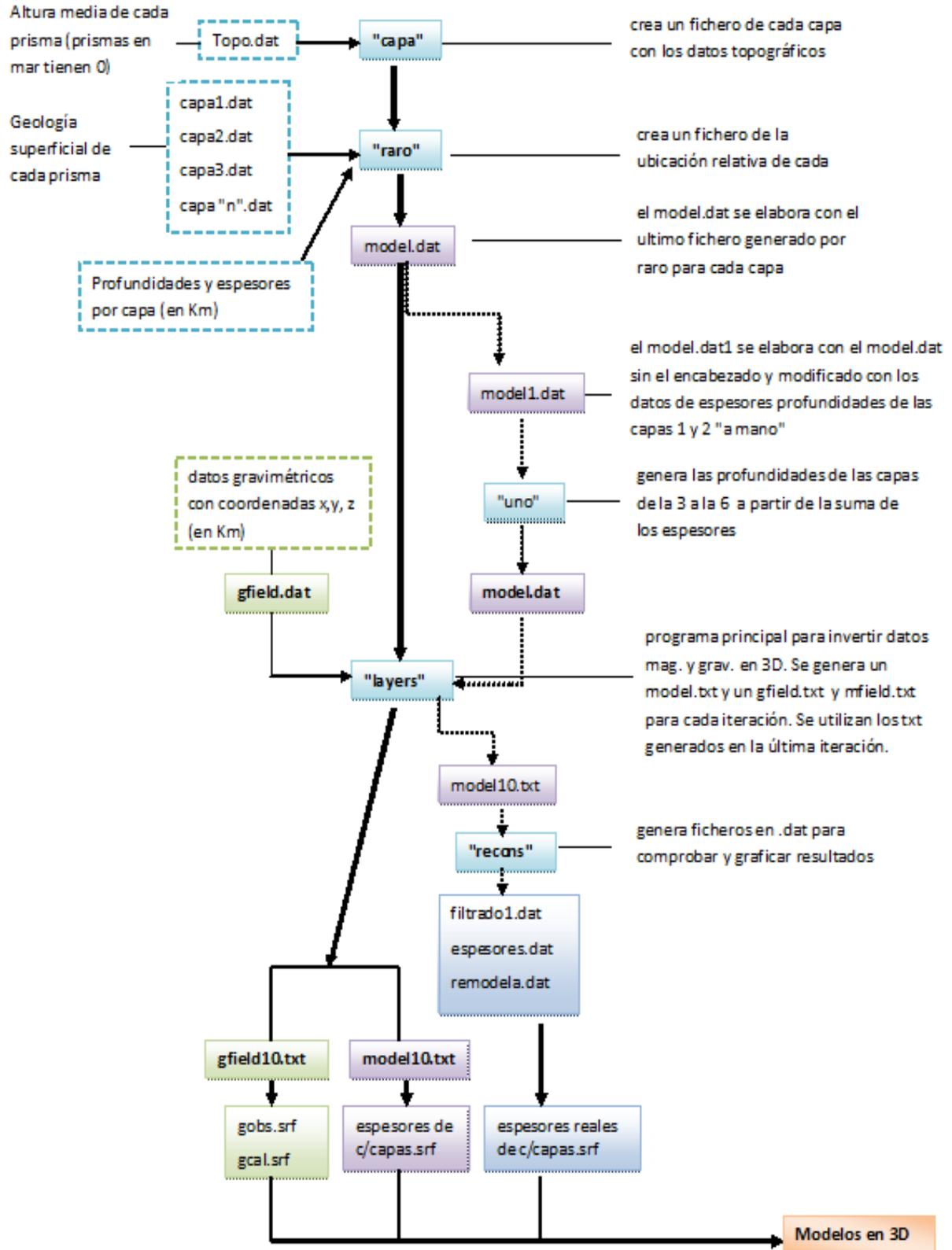


Figura 14. Diagrama que muestra el proceso de preparación de datos para invertir los datos geofísicos.

Tabla 1. Unidades geológicas utilizadas en el modelo conceptual con los contrastes de densidades y espesores utilizadas.

	Unidades	Complejos litológicos	Contraste de densidad g/cm ³	de Espesor Km
1	Mar		-1.27	Batimetría
2	Cobertura sedimentaria	Terrígeno Carbonatado	-0.05	2
3	Complejo Volcánico Paleógeno (Sierra Maestra y alrededores)	Vulcanógeno sedimentario Cuerpos intrusivos	-0.01	15
4	Ofiolitas 1 (Macizo Mayarí -Sagua - Baracoa)	Gabro-Peridotitas Melange Ofiolítico Tectonitas Cúmulos ultramáficos	0.75	15
5	Complejo Volcánico Cretácico (Tunas - Holguín y Sagua- Baracoa)	Vulcanógeno sedimentario Cuerpos intrusivos Metavulcanitas	0.65	10
6	Ofiolitas 2 (Norte Holguín)	Melange Ofiolítico Tectonitas Cúmulos ultramáficos	0.7	10
7	Secuencias sedimentarias de la Plataforma de Bahamas	Carbonatado- Terrígeno metamórfico.	-0.1	10
8	Corteza Oceánica	Rocas básicas y ultrabásicas	0.85	15
9	Manto		0	

3.4. Resultados obtenidos de la inversión en 3D y validación con los modelos geológicos actuales.

Comenzamos a invertir los datos de la gravedad con un modelo inicial que contaba solamente con 7 unidades geológicas y en la medida que fuimos comparando los resultados con los modelos geológicos en 2D elaborados recientemente, fuimos ajustando el modelo de partida hasta llegar a 9 unidades geológicas.

En los modelos geológicos señalados se presenta la estructura de la corteza del llamado basamento plegado acrecionado sobre la plataforma de las Bahamas en la parte norte del área, caracterizado por escamas de melange ofiolíticos intercaladas con secuencias del AVC, mientras que para la porción Sureste predominan las rocas del AVP sobre pequeños fragmentos de ofiolitas y AVC. El proceso de inversión de datos gravimétricos que presentamos en este trabajo puede contribuir a mejorar la incertidumbre existente en el conocimiento de la estructura de la corteza en profundidad, debido a que utiliza la información de geología superficial y de pozos para ubicar a las unidades geológicas en su posición dentro de la corteza, conjuntamente con los contrastes de densidades y los datos de gravedad.

Antes de presentar el modelo 3D obtenido es importante mostrar la respuesta del modelo (fig. 15B) y las diferencias entre los datos y la respuesta (fig. 15C). El mapa de la anomalía de la gravedad calculado con el mejor ajuste (94%) reproduce muy bien las principales anomalías observadas, definiéndose el predominio de los mínimos gravimétricos hacia la parte norte y oeste de la cuenca Cauto-Nipe, con valores de 0 mGal a -10 mGal, mientras que en la mayor parte hacia el sur de esta cuenca se observa un predominio de los máximos gravimétricos, con valores que alcanzan los 214 mGal.

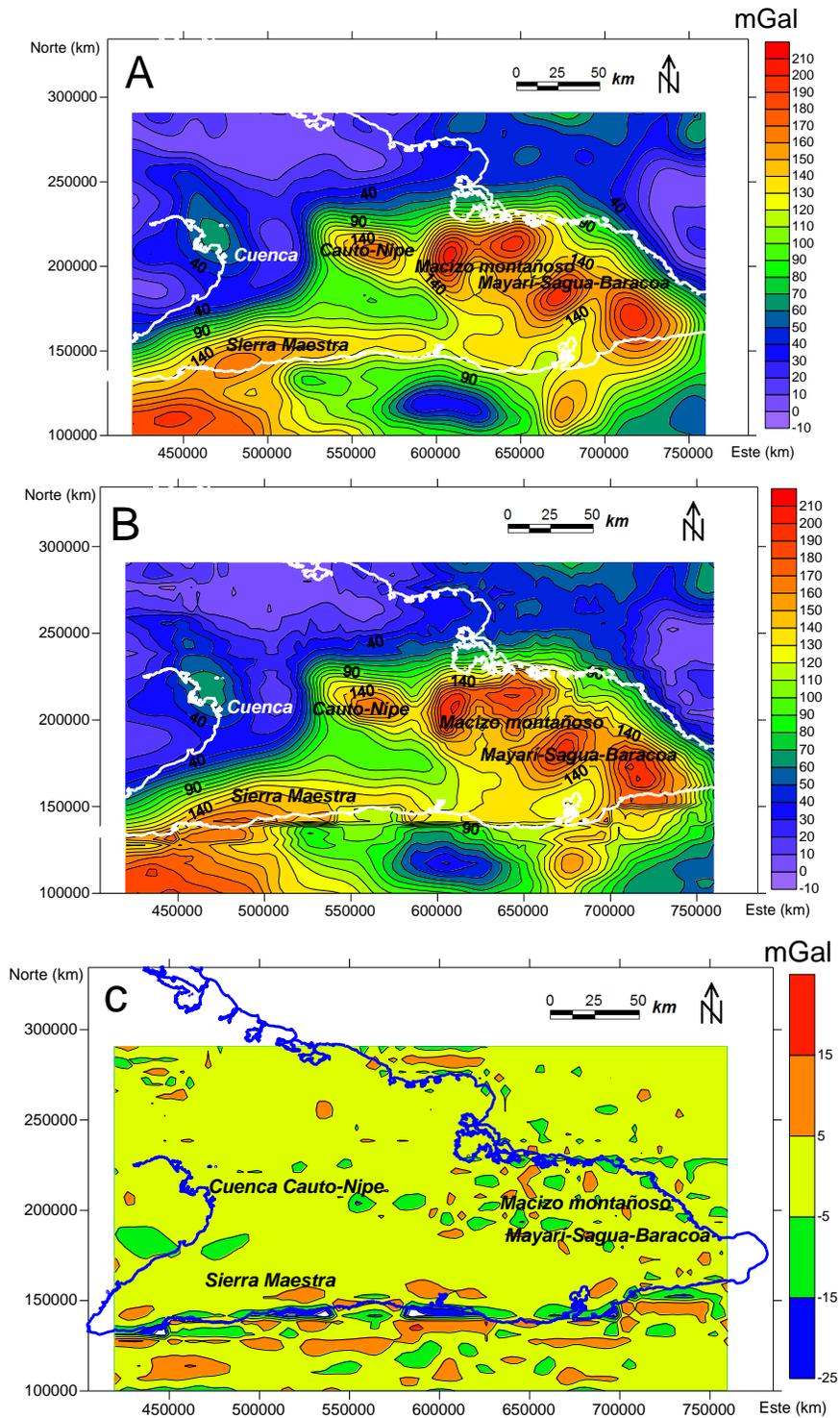


Figura 15. (A) Anomalia de Bouguer completa (B) Respuesta del modelo de densidad. (C) El error RMS es del 6%. La gráfica de diferencias esta en el rango de (-4, 4) mGal. Las mayores diferencias se observan en la costa sur.

Los mejores ajustes se lograron después de un gran número de pruebas donde se ensayaron varios contrastes de densidades dentro de los rangos establecidos para cada litología. Las diferencias predominantes entre los datos observados y modelados están en el rango de -4 a -4 mGal y muestra casi un comportamiento aleatorio. Las principales diferencias se concentran en la costa sur, debido a que los prismas de 10 km x 10 km no se ajustan en las grandes diferencias de desnivel existentes entre al mar y el territorio emergido (fig. 15C). Excluyendo ese desajuste en la costa sur, el desajuste general debe ser inferior a 6%. En la figura 16 se muestra el modelo 3D obtenido al modelar los datos gravimétricos. En la misma se representan las topografías de los pisos de las 7 primeras unidades geológicas consideradas, representando la topografía del piso para cada unidad geológica. La figura 16A muestra la topografía de la superficie y la batimetría. Esta superficie es conocida y por lo tanto entra como restricción. El efecto del mar fue tomado en consideración. De acuerdo con las unidades que se muestran en la Tabla 1, la topografía del fondo del mar corresponde con la topografía superior de los sedimentos y el fondo de los sedimentos corresponde con la parte superior del AVP y así sucesivamente. En dichos mapas de profundidad el valor positivo significa que está sobre el nivel medio del mar y negativos por debajo del mismo. Si bien estos gráficos de contorno no son visualmente atractivos, pueden ser digitalizados y utilizados para investigación futura.

Los espesores de la corteza que se presentan en el modelo en 3D como resultado de este estudio están en correspondencia con los obtenidos por otros autores para la mayor parte del territorio estudiado (Bovenko, 1982, Otero et al., 1994, Arriaza, 1998, Case et al., 1990, González et al., 2012). En la parte cubierta por las rocas del AVP los espesores de la corteza varían de 10 a 15 km, aumentando hasta un poco más de 20 km hacia el norte, sobre todo en el área que ocupa el macizo ofiolítico Mayarí-Moa-Baracoa. En la misma zona el espesor de la corteza aumenta debido a la presencia del basamento continental de la plataforma de Bahamas y la cobertura formada por rocas de la asociación ofiolítica, del AVC entre otras.

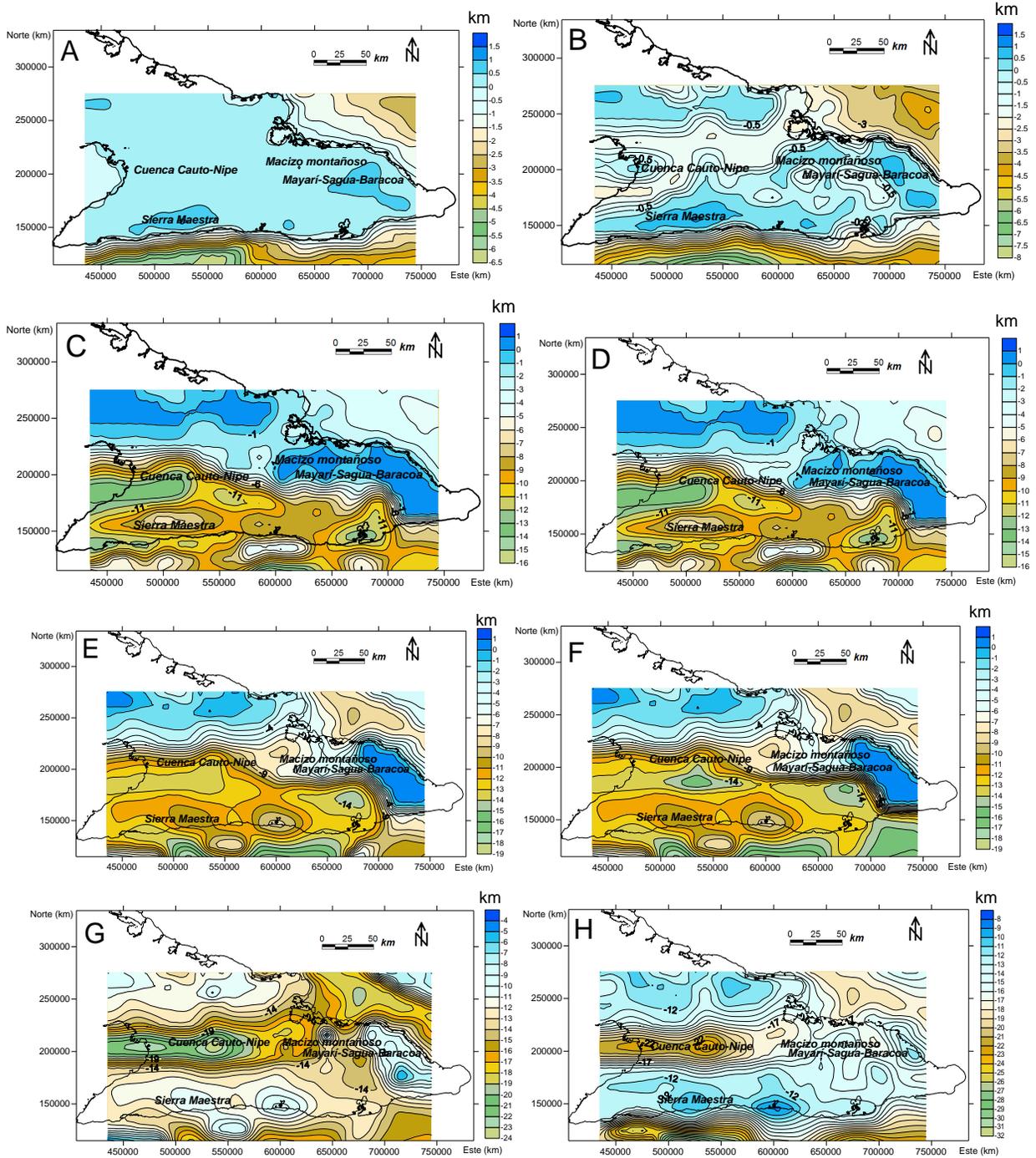


Figura 16. Topografía del piso de cada unidad geológica con respecto al nivel del mar. (A) topografía del terreno (niveles positivos) y la batimetría (niveles negativos). (B) Los sedimentos. (C) Arco Volcánico Paleógeno (PVA). (D) Ofiolitas. (E) Arco Volcánico Cretácico (CVA). (F) Melange ofiolítico CVA. (G) Plataforma de Bahamas. (H) Corteza oceánica. Curvas de nivel cada 1 km, excepto a y b (cada 0,5 km).

Cuevas (1998) para esta zona propone la existencia de los bloques isostáticos, Moa-Nícaro-Sierra del Cristal y Yateras-Sabanalamar; y los define como zonas donde se deben estar produciendo esfuerzos tectónicos verticales para alcanzar el equilibrio isostático, debido al aumento del espesor de la corteza a diferencia de la anomalía conocida por Levingstone donde no se observa este fenómeno de isostasia por lo cual la anomalía solo refleja cuerpos tabulares de ofiolitas en profundidad y no se manifiesta en ningún rasgo positivo del relieve. Sin embargo, algunos resultados difieren de lo planteado por Otero et al. (1998), en lo referido a la composición de la corteza en la mitad sur del área estudiada ya mencionado en el epígrafe 2.4), quienes consideran que esta zona está formada por una corteza oceánica que cambia hacia el norte a una corteza continental. Para probar esta hipótesis realizamos inversiones restringiendo el basamento carbonatado de la plataforma de las Bahamas a la región donde supuestamente debería existir una corteza oceánica y los resultados no fueron satisfactorios. La respuesta de la gravedad fue tan alta que el algoritmo nunca tuvo una buena convergencia, como podemos ver al comparar la figura 17C con la 17A. Al considerar esta unidad en la inversión se lograron ajustes muy buenos, lo cual se puede observar al comparar las figuras 17A y 17B. Este resultado corrobora la hipótesis sobre la presencia del basamento carbonatado de la plataforma de las Bahamas al sur este del extremo oriental de Cuba (Iturrade, 1998; Cobiella, 2005; García et al., 2008; Sommer et al., 2011). Por lo tanto, consideramos que la plataforma de Bahamas debe estar allí porque es menos densa que una corteza oceánica.

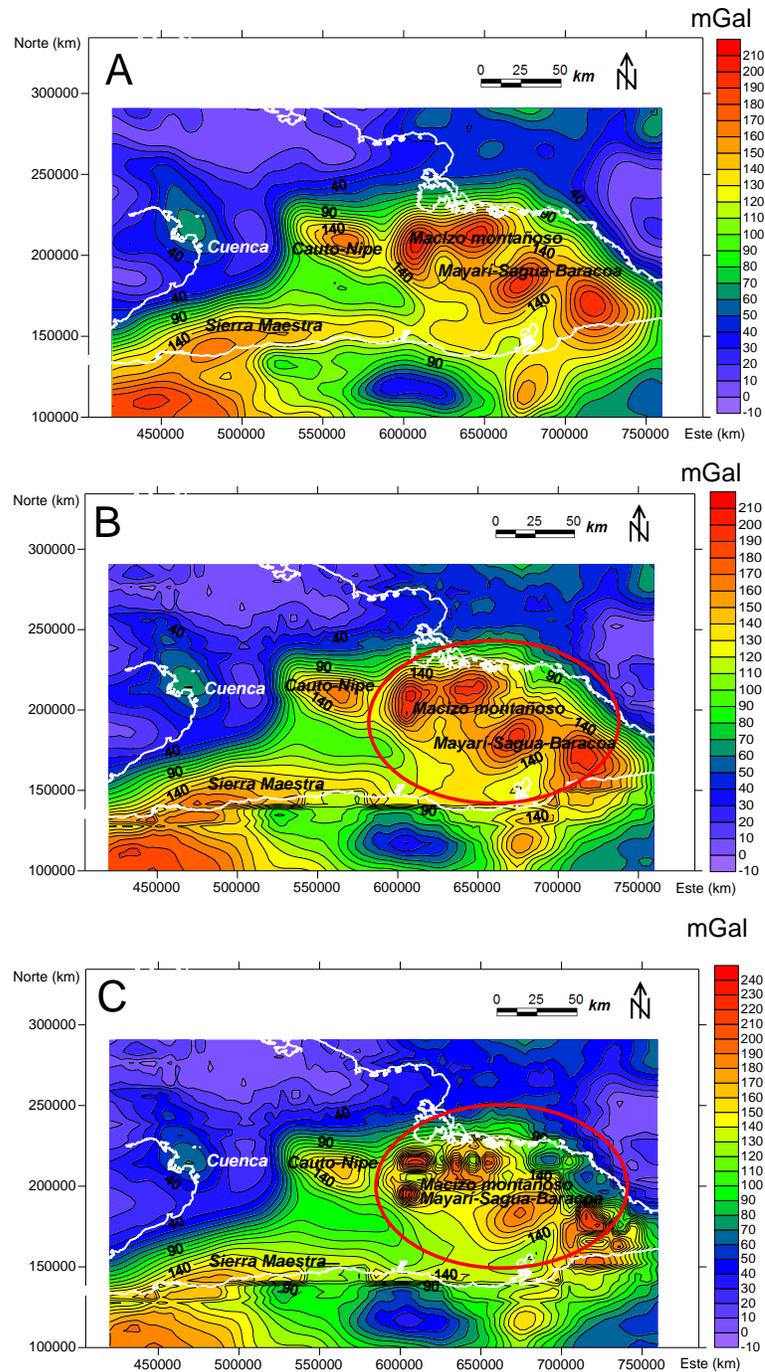


Figura 17. Mapas de anomalías gravimétricas observadas (A) y calculadas (B) considerando la existencia de la capa de origen continental correspondiente a la plataforma de Bahamas en la base del macizo Mayarí-Moa-Baracoa. (C) Sólo considerando una corteza acrecionada, sin el basamento carbonatado de origen continental. Nótese en este último caso el desajuste en los máximos gravimétricos situados en el macizo montañoso Mayarí-Moa-Baracoa (círculo rojo).

Para facilitar la descripción en profundidad del área estudiada se realizaron tres cortes en la dirección norte-sur (A,B,C) transversales a las unidades que forman la estructura general de la corteza y uno este-oeste, en el límite norte del área (figura 18 D). En la sección A de la misma se define claramente el basamento del margen continental, correspondiente a la plataforma de las Bahamas en forma de losa con un buzamiento hacia el sur, lo cual es coherente con los modelos geológicos establecidos anteriormente. La presencia de este basamento continental con densidades inferiores a 2.3 g/cm^3 es la causa de las anomalías cercanas a cero que se observan en la parte norte de la región estudiada.

En la parte central se diferencia el complejo acrecionado que sobreyace al margen continental de las Bahamas y que constituye el basamento plegado. En el mismo se observan las escamas tectónicas de la melange ofiolítico, conjuntamente con las secuencias del AVC, las cuales aumentan su espesor en la medida que se profundiza la losa de la plataforma de las Bahamas. Esta estructura de escamas tectónicas ha sido sugerida por varios autores a partir de modelos de evolución tectónica como consecuencias del cabalgamiento de mantos alóctonos provenientes del suroeste sobre el basamento continental de la plataforma de las Bahamas (Iturralde-Vinent,1998; Cobiella, 2005; García et al., 2008; Sommer et al., 2011).

En la sección AA 'y BB' de la figura 18, podemos ver que la plataforma de Bahamas buza con una pendiente cerca de 45° . Sin embargo, en el este (sección transversal CC'), la misma plataforma se presenta formando una estructura de 'horst' en el macizo Mayarí-Moa-Baracoa. Como se mencionó anteriormente, Cuevas (1998), propone la hipótesis de que este horst es debido a movimiento isostáticos. Por otra parte, Chang (2003) sostiene que la frontera de Mohorovicic se mueve hacia arriba. En base a nuestro modelo, esta última hipótesis es más probable, porque no vemos las raíces isostáticas en sección transversal DD ' de la figura 18.

Al centro oeste del área, en las inmediaciones de la cuenca Cauto-Nipe se observa el contacto tectónico que limita a las unidades acrecionadas de las unidades pertenecientes al AVP, las cuales a su vez están sobreyaciendo a pequeños cuerpos o

bloques de las unidades acrecionadas (AVC y ofiolitas), según lo reflejan también los modelos geológicos elaborados por varios autores (Iturrade, 1998; Sommer et al., 2011). El extremo sur del AVP se observa un bloque de rocas con alta densidad, responsable del máximo gravimétrico ubicado al sur-oeste de la Sierra Maestra, que algunos autores han denominado eje magmático sur.

Tanto las unidades formadas por el AVP, las ofiolitas y la porción norte del AVP se encuentran cubiertas por unidades pertenecientes a la cobertura sedimentaria neo-platafórmica de Cuba (Iturralde-Vinent, 1998) con espesores máximos de 1 800 metros.

En el extremo sur de la sección A se define con claridad un segmento de la corteza oceánica correspondiente a la microplaca de Gonave separada del territorio cubano por la falla Oriente. Su trazado y los elementos tectónicos que lo caracterizan en toda su longitud han sido estudiados por numerosos investigadores en años recientes (Calais et al., 1988, Calais et al., 1989; Arango, 1996; Calais et al., 2002; Calais et al., 2006), los cuales reportan espesores de unos 15 km para la corteza oceánica en este sector.

La sección BB' (fig. 18) atraviesa la parte central del área de estudio. La estructura de la corteza es muy similar a la observada en la sección AA' (fig. 18), caracterizada al norte por la losa de la plataforma de las Bahamas sobrecorrido por secuencias del AVC y ofiolitas. Estas ofiolitas son las causantes de la anomalía de Levingstone (fig. 12). Al sur de la sección se observa el contraste entre la corteza de la placa de Norteamérica y la Microplaca de Gonave donde predomina una corteza oceánica cubierta por pequeños espesores del AVC y del AVP.

La parte este del área de estudio presenta mayor complejidad desde el punto de vista geológico. En la misma se encuentra el macizo ofiolítico Mayarí-Moa-Baracoa, el cual se plantea por varios autores que ha tenido diferente evolución tectónica que el resto del cinturón ofiolítico del norte de Cuba (Iturralde-Vinent, 1998; Cobiella, 2005; Sommer et al., 2011). En este macizo afloran bloques exóticos de rocas con diferente grado de metamorfismo, que debido a su composición mineral se consideran 'exhumados en una antigua zona de subducción (García et al., 2008).

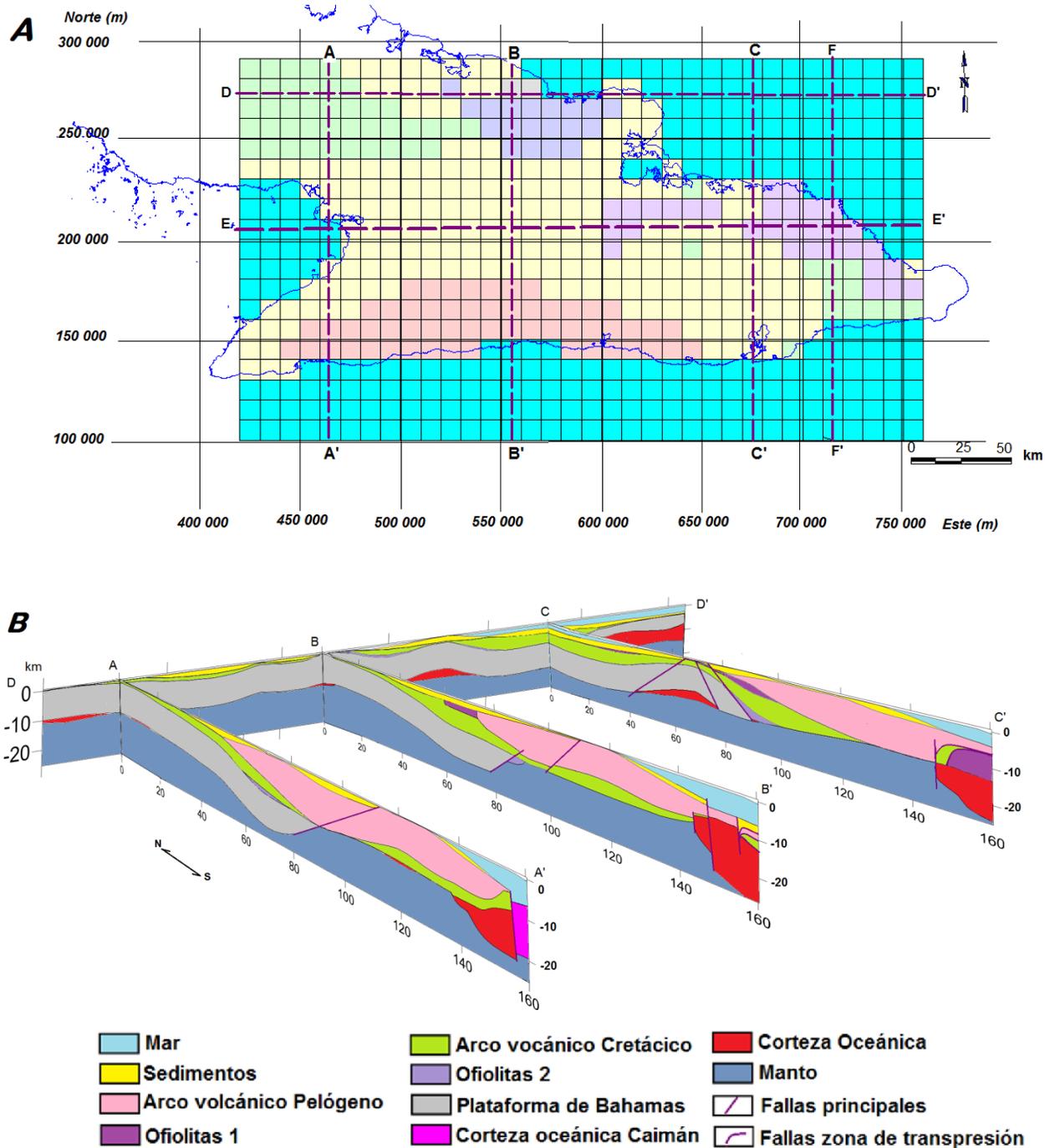


Figura 18. (A) la geología de superficie, introducido en el modelo 3D como constricciones. Las líneas de puntos indican las secciones transversales 2D del modelo 3D. (B) Cuatro secciones transversales de dos dimensiones del modelo de densidad 3D.

En la sección CC' (fig. 18) se observa que el basamento carbonatado de la plataforma de las Bahamas presenta una estructura diferente a la observada al Oeste y no descrita en detalle en trabajos anteriores debido a la no existencia de estudios geológico-geofísicos profundos en esta región del país. En este sentido los aspectos más notables observados en este trabajo son: el levantamiento del bloque correspondiente al macizo ofiolítico Mayarí–Moa-Baracoa, como un bloque tectónico delimitado por fallas normales y el hecho de que infrayaciendo a las secuencias acrecionadas del AVC y a las ofiolitas se encuentre al basamento carbonatado perteneciente a la plataforma de las Bahamas, aspecto que no ha sido mencionado anteriormente por otros estudios.

En el extremo sur de esta sección, se cortó una parte del denominado Cinturón Deformado de Santiago de Cuba, que no es más que el levantamiento del fondo marino como consecuencia de un proceso transpresivo ocasionado por el contacto oblicuo entre la placa del Caribe y la microplaca de Gonave. A diferencia de la parte oeste, donde la falla Oriente tiene un trazo casi vertical y un mecanismo de deslizamiento lateral izquierdo. Aquí la falla forma escamas con un mecanismo compuesto inverso-lateral izquierdo. En esta sección se observa que la microplaca de Gonave está formada, a diferencia del extremo este, de secuencias del AVC y ofiolitas sobre una corteza oceánica desplazadas al este debido al movimiento transcurrente de la falla Oriente. Similar composición de la corteza, se ha observado en la Isla de La Española (Case et al., 1990), donde afloran en superficie secuencias ofiolíticas y del AVC.

La sección transversal FF' (fig. 19) pasa por encima del máximo gravimétrico La Perrera.

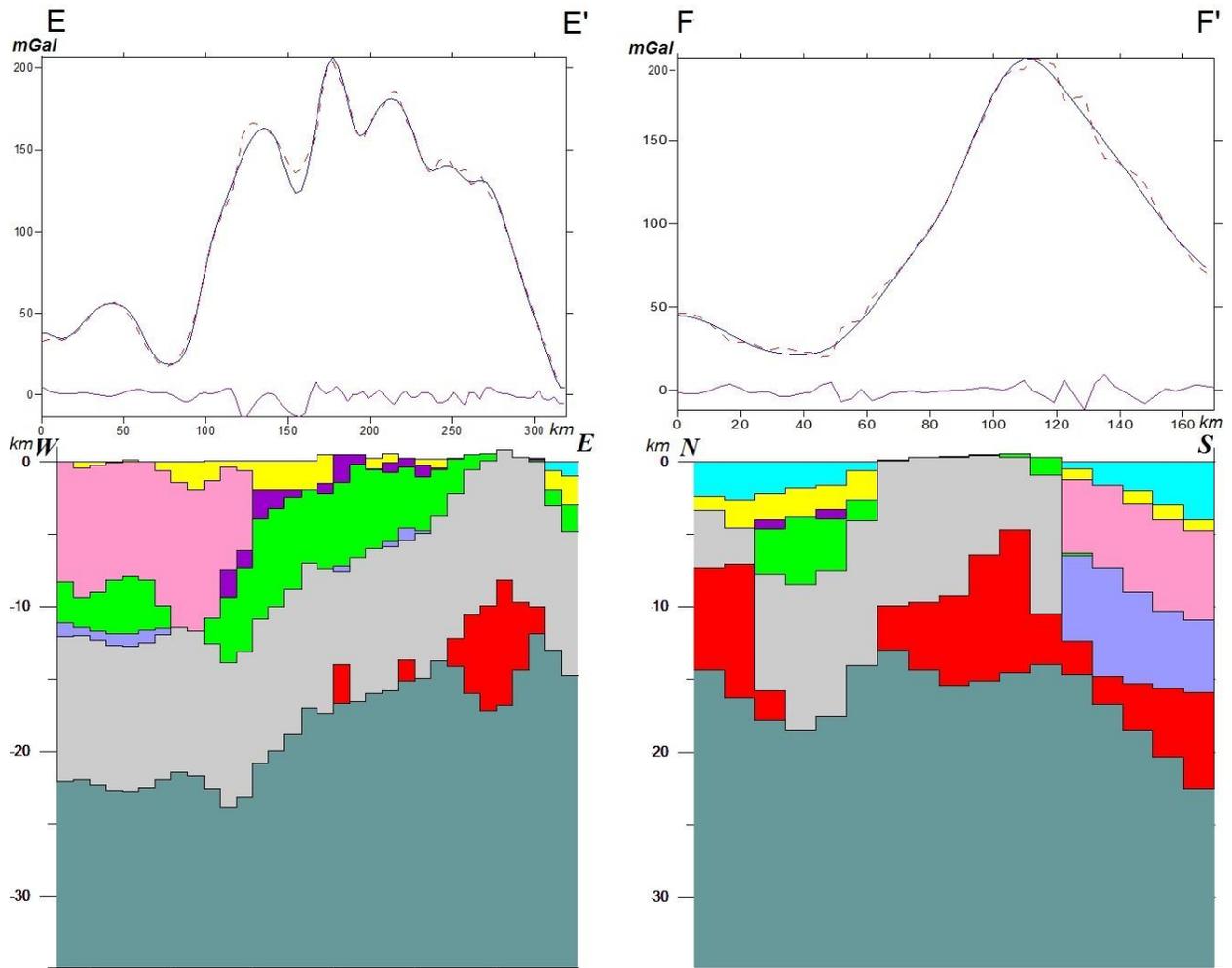


Figura 19. Secciones EE 'y FF' con sus respectivas anomalía de la gravedad y la respuesta en mGal. Los cuerpos ofiolíticos son los principales responsables de los altos anomalías gravitatorias, excepto La Perrera. La leyenda es la misma de la figura 16.

Uno de los temas que más se discuten actualmente como parte de los modelos de evolución del norte del Caribe es cómo y en qué momento ocurrió el proceso de subducción/colisión de la antigua placa Caribe o de los mantos alóctonos con la plataforma de la Bahamas. Algunos autores se refieren a subducción (Iturralde-Vinent, 1998; Cobiella, 2005; Sommer et al., 2011) y otros a colisión (García et al., 2008).

La estructura de la corteza obtenida en este trabajo, donde la plataforma de Bahamas subyace en la mayor parte de Cuba oriental, cubierta por escamas tectónicas de ofiolitas y del AVC da mayor validez al criterio de emplazamiento tectónico. Los olistolitos de calizas cretácicas dentro de las ofiolitas, observados en diferentes

localidades del Norte de la región de estudio, pueden ser una evidencia de la presencia de este basamento carbonatado en profundidad.

Debido a la resolución de los datos gravimétricos y las dimensiones de los prismas utilizadas en este trabajo no fue posible diferenciar estructuras o bloques geológicos de menores dimensiones. Tampoco fue posible diferenciar unidades del complejo metamórfico de las unidades del arco volcánico cretácico por presentar similares rangos de densidades.

3.5. Determinación de las anomalías isostáticas de la región de estudio a partir del modelo de densidad en 3D

Con el objetivo de acercarnos al problema de las anomalías isostáticas realizamos un cálculo de la presión que podría ejercer cada prisma tomando una profundidad de 40 kilómetros como superficie de compensación isostática. El cálculo se realizó a partir del modelo de densidad en 3D obtenido en este trabajo. Se utilizó la densidad y el espesor de cada capa presente en el prisma y la aceleración de la gravedad.

El modelo isostático nos muestra los probables mínimos y máximos isostáticos distribuidos en el área (fig. 20). Para el macizo de Mayarí-Moa-Baracoa, sólo se observa lo que pudiera ser un máximo isostático, aunque en general se observan valores medios entre los mínimos y los máximos obtenidos. La región que ocupa la Sierra Maestra se manifiesta como una zona de máxima presión isostática. De ser esto cierto, de acuerdo a la teoría isostática, esta región debería estar en una etapa de hundimiento en la actualidad. En la porción oeste de la cuenca del Cauto se define un mínimo de presión anómalo que pudiera estar provocando el ascenso de esta parte de la corteza.

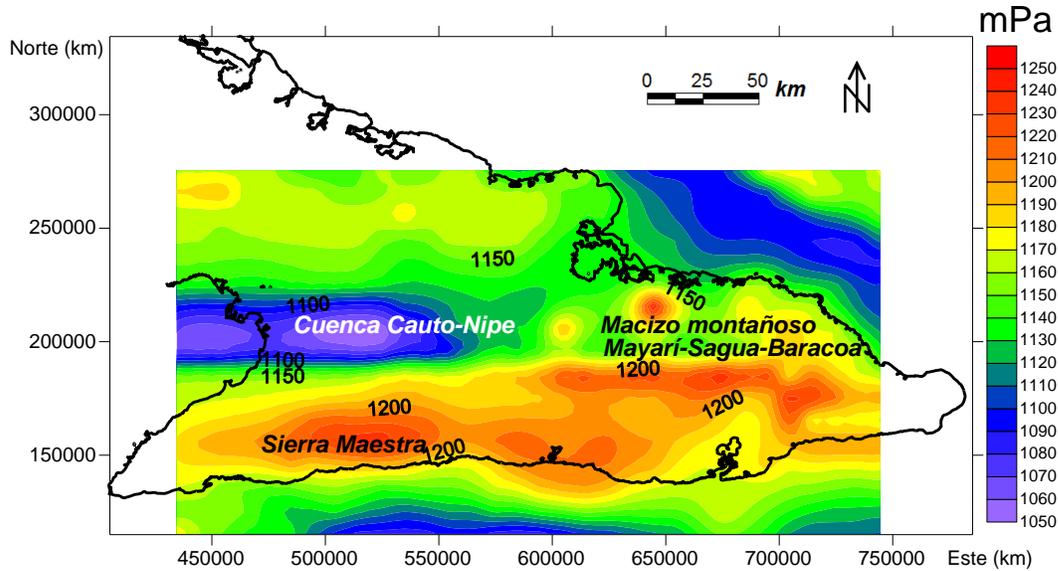


Figura 20. Anomalías isostáticas de la región de estudio calculadas a partir del modelo de densidad en 3D.

3.6. Conclusiones

- El modelo calculado reproduce muy bien las principales anomalías observadas, definiéndose el predominio de los mínimos gravimétricos hacia la parte norte y oeste del área de estudio, mientras al sur y suroeste se observa un predominio de los máximos gravimétricos, con valores que alcanzan los 214 mGal.
- Los espesores de la corteza obtenidos en este estudio están en correspondencia con los propuestos por otros autores para la mayor parte del territorio estudiado, variando de 10 a 15 km al sur, hasta un poco más de 20 km hacia el norte en el área que ocupa el macizo ofiolítico Mayarí-Moa-Baracoa.
- La estructura de la corteza en la región de estudio está formada en su mayor parte por el complejo rocoso colisionado sobre el basamento carbonatado continental de la plataforma de las Bahamas, incluyendo al área que ocupa el macizo ofiolítico Mayarí-Sagua-Baracoa.
- Tanto la estructura de escamas imbricadas de ofiolitas y del AVC como la presencia del basamento carbonatado de la plataforma de la Bahamas ponen en evidencia, que ocurrió un proceso tectónico de emplazamiento o colisión de la antigua placa Caribe sobre la plataforma de Las Bahamas.

4. Análisis sismotectónico

4.1. Aspectos conceptuales de neotectónica y fallas activas

Motivado por la manera en que se han utilizado en Cuba los conceptos de neotectónica y fallas activas y la manera en que se utilizan actualmente consideramos necesario comenzar este capítulo con una introducción relacionada a estos conceptos.

La definición de los conceptos: neotectónica y tectónica activa fueron objeto de debate en la última mitad del Siglo XX. El término neotectónica fue inicialmente utilizado con un sentido de acotación temporal introducido por Obruchev (1948) para definir el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario, aunque Fairbridge (1981) extiende este periodo desde el Mioceno hasta la actualidad. Slemmons (1991) considera que la neotectónica abarca los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno.

Desde principios de los años 70 se definió a la Neotectónica como la rama de la Geología perteneciente al campo de la Geotectónica que estudia todo tipo de movimientos tectónicos y el desarrollo de los procesos dinámicos de la Tierra en la etapa más joven de su desarrollo (desde hace 45 millones de años y hasta hoy). Su comienzo (límite inferior) no es exactamente coetáneo para todos los territorios, pues su edad oscila entre finales del Eoceno y el Mioceno Superior (Jain, 1971).

A partir de los años 90 se consideró que la neotectónica no debía acotarse dentro de unos límites estrictamente temporales dada la variabilidad de los tiempos y los ritmos de actuación tectónica en diferentes regiones del mundo (Mörner, 1990). Así, Angelier (1989) definió neotectónica como el período controlado por el último marco geodinámico que sigue vigente en la actualidad. Este autor introdujo por primera vez el concepto de régimen tectónico vigente (*current tectonic regime*). El mismo posteriormente fue definido por Muir-Wood y Mallard (1992) como el régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo diferente en distintas zonas. En este

sentido, la definición de neotectónica más aceptada en la actualidad es aquella que la describe como el estudio de los procesos y las estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos que es activo en la actualidad (Steward y Hancock, 1994). De esta forma el periodo neotectónico no preestablece límite temporal hacia el pasado ya que depende del contexto geodinámico de la zona que se considere.

Iturralde-Vinent (2011) considera que la etapa neotectónica representa el proceso posterior a la acreción del orógeno cubano como parte de la placa de Norteamérica. Para el oriente del territorio cubano, consideramos que la etapa neotectónica inicia a partir de la ruptura y comienzo del movimiento transcurrente izquierdo de la falla Oriente en el Eoceno Medio (49Ma). A partir de este momento queda conformado el límite actual entre la placa de Norteamérica y la microplaca de Gonave así como el sistema de esfuerzos imperante en este contexto geodinámico. En la región oriental de Cuba esta etapa se caracteriza por el régimen de esfuerzos que impone el movimiento de la placa de Norteamérica hacia el este (de unos 19 mm/año) y su choque con la microplaca de Gonave a través de la falla transcurrente Oriente.

En cuanto al término de tectónica activa, este fue definido por Wallace (1985) como la deformación tectónica que se está produciendo en la actualidad en la corteza terrestre a una escala temporal que afecta a la sociedad (10-100 años). Ya en un plano más aplicado, Keller y Pinter (1996) apuntan que para el entendimiento de estas deformaciones hay que estudiar los procesos que las generan en un periodo de tiempo mucho más largo (1000-10000 años). Incluso Baker (1986) considera que las deformaciones asociadas a la actividad tectónica actual han de estar, al menos parcialmente, controladas por el marco tectónico desarrollado desde hace incluso millones de años (100 000-1 000 000 años). Desde una perspectiva más pragmática, Schumm et al. (2000) destacan como la tectónica activa afecta al comportamiento de los sistemas aluviales, su hidrología, su hidráulica y su sedimentología, que se muestran especialmente sensibles a estos procesos.

La definición de Wallace (1985) nos parece la más estrictamente apropiada para un marco tectónico en el que se encuentra una determinada zona de estudio con bajas

tasas de deformación. En este sentido consideramos que las observaciones realizadas por Keller y Pinter (1996) son fundamentales para discernir qué estructuras tectónicas pueden considerarse activas. Además, suponemos como criterio determinante, el hecho de que la tectónica activa afecte al comportamiento de los sistemas aluviales, siguiendo las observaciones de Schumm et al. (2000).

Por lo tanto, se considera que una estructura tectónica (pliegue o falla) es activa cuando su dinámica deforma a la superficie terrestre, pudiendo llegar a modificar el comportamiento de los sistemas aluviales existentes y pueda ser medible por geodesia.

Atendiendo a las consideraciones que se han realizado en cuanto a los términos neotectónica y tectónica activa, hay que señalar que la denominación de activa debe aplicada a aquellas estructuras neotectónicas que mantengan su actividad en la actualidad, ya que puede suceder que una determinada estructura pueda ser neotectónica y no ser activa, si muestra evidencias de que su actividad cesó en algún momento del pasado, aunque sea reciente.

Según Reiter (1990) una falla activa debe tener las siguientes características:

- Presenta movimiento en o cerca de la superficie de la tierra por lo menos una vez cada 35 000 años o movimientos con una recurrencia natural dentro de los 500 000 años.
- Macrosismicidad instrumental determinada con un registro de suficiente precisión para demostrar una correlación directa con la falla.
- Una correlación estructural para una falla capaz acorde a las características 1 y 2 anteriores, cada uno de estos movimientos debe ser razonablemente esperado para ser acompañados por movimientos del otro.
- Datos geológicos, tectónicos, geofísicos y sismológicos.

4.2. Antecedentes

Las estimaciones de peligro sísmico utilizadas para los proyectos de construcción civil en la región oriental del país desde los años 80's han sido determinados utilizando diferentes modelos de zonas sismogeneradoras (Álvarez, 1995; Álvarez et al., 1995a, 1995b; García, 2001., 2007; García et al., 2003).

Básicamente han existido dos enfoques para la elaboración de los mapas sismotectónicos. El primero utilizado por Orbera et al. (1987; 1989; 1990), parte de la elaboración de mapas para el Neógeno-Cuaternario y el trazado de las fallas activas en los lugares donde se determinan los desplazamientos verticales a partir de las cuales se trazan las zonas sismogeneradoras. De acuerdo a este enfoque, una zona sismogeneradora no es más que una franja con centro en cada una de las fallas activas determinadas, cuyo ancho puede variar dependiendo del tipo de falla. En esta franja se considera que pueden ocurrir los terremotos relacionados a la falla activa correspondiente. Este enfoque utiliza el concepto de neotectónica establecido por Jain (1971). Además considera que los movimientos neotectónicos deben su origen a reajustes isostáticos de la corteza terrestre. Igualmente considera que son la causa del modelado esencial del relieve de la superficie terrestre que, en su mayor parte, conserva sus tendencias principales en la época actual (hereditarias). Sus parámetros cuantitativos son inherentes al ascenso, descenso y desplazamiento horizontal de los bloques, están dados por la velocidad o intensidad y amplitud de estos procesos. Como metodología este enfoque parte de la premisa de que al comienzo del período Neógeno - Cuaternario se formó una superficie de nivelación poligenética que dio lugar, producto de los movimientos neotectónicos, a una serie de bloques levantados y hundidos, que dieron como resultado el relieve actual, estableciendo que todos los movimientos neotectónicos ocurrieron en sentido vertical y estima esta superficie de nivelación homogénea al mismo tiempo para todo el territorio nacional. Uno de los primeros esquemas de zonas sismogeneradoras elaborados para todo el país con esta metodología fue el presentado por Orbera et al. (1987). El mismo parte de un esquema neotectónico donde fueron trazadas las fallas activas utilizando criterios morfotectónicos (básicamente el trazado de morfo-isohipsas) para elaborar el esquema de zonas sismogeneradoras donde se

representa además los epicentros de los terremotos por datos históricos e instrumentales (fig. 21).

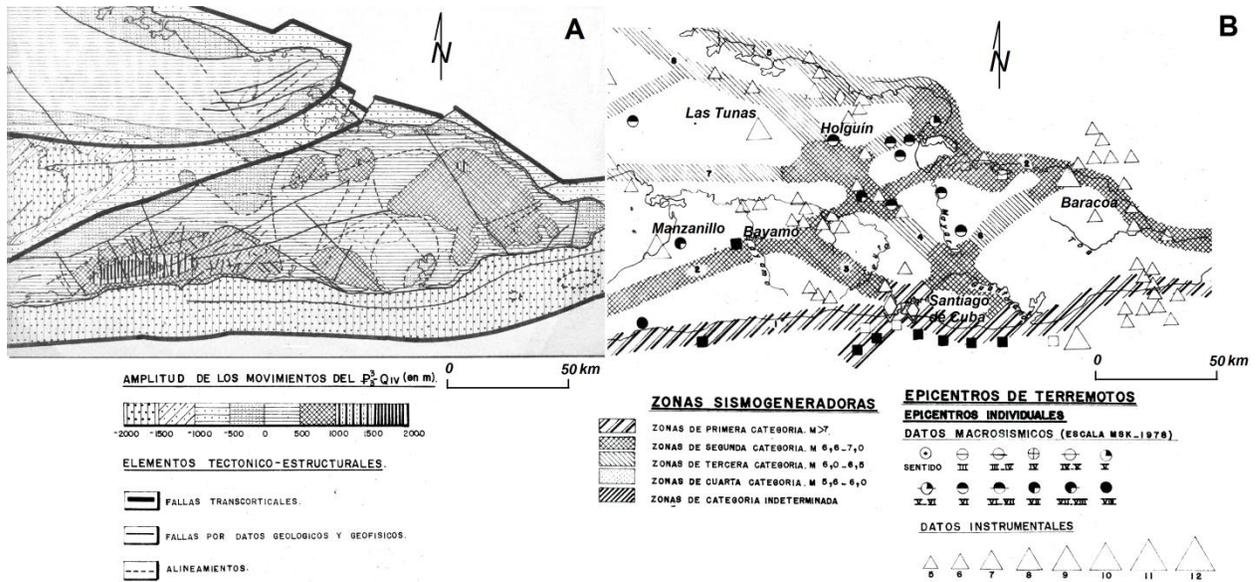


Figura 21. Esquema neotectónico (A) y su correspondiente esquema sismotectónico 9B) de la región oriental de Cuba. Modificado de Orbera et al. (1987), anexo 2.

Bajo este enfoque también se puede mencionar el estudio sismotectónico para seleccionar el lugar de emplazamiento de una central nuclear (CEN) en la parte nororiental del país (Babaiev et al., 1989), que dio como resultado un mapa de fallas activas para toda la región oriental del territorio cubano (fig. 22). A pesar de que en este estudio se utilizaron métodos geólogo-geomorfológicos, geofísicos y geodésicos, los criterios predominantes para trazar las principales fallas activas fueron fundamentalmente morfo-tectónicos bajo el enfoque antes señalado.

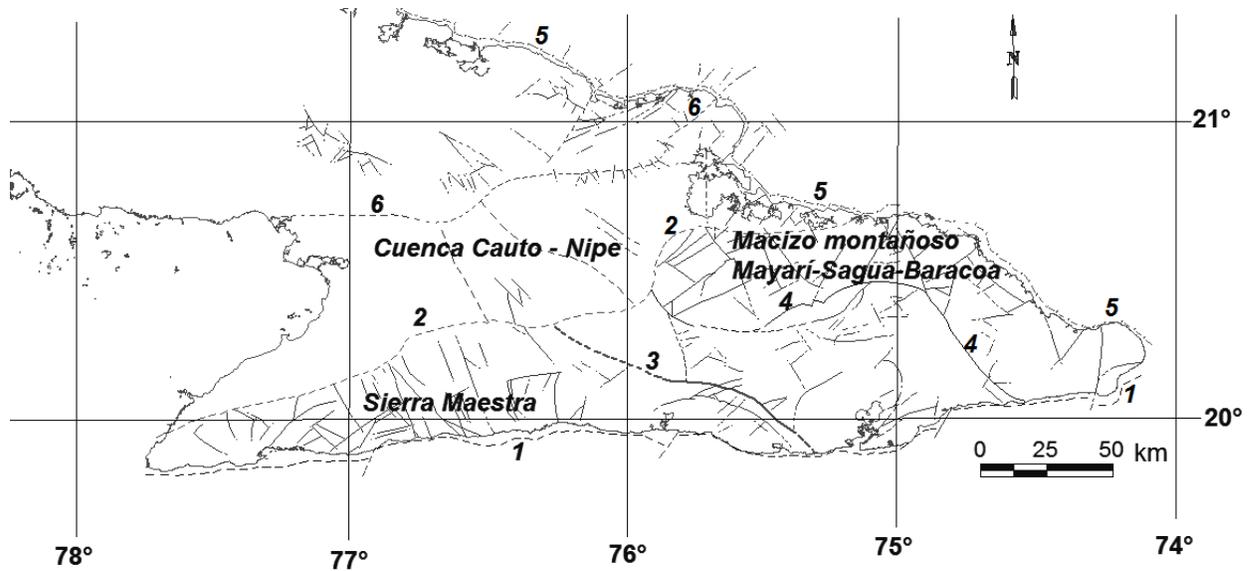


Figura 22. Esquema de fallas activas elaborado como parte de los estudios sismotectónicos para construcción de la Central Electronuclear del Norte de Oriente. Fallas importantes: 1. Falla Oriente, 2. Falla Cauto-Nipe, 3. Falla Baconao, Falla Guaso. 5. Falla Sabana. 6. Falla Cauto Norte. Modificado de Babaiev et al. (1989), anexo 10.

El segundo enfoque fue aplicado por Cotilla (1993, 1998), Cotilla et al. (1991a, 1991b, 1991c, 1996, 2007) con un tratamiento diferente de la información geólogo-tectónica y una posición más cercana a la teoría de la tectónica de placas (neo-movilista). Este enfoque parte del procesamiento (convencional y automático) de las imágenes del LANDSAT para la delimitación de zonas de alineamientos y nudos activos (Cotilla et al., 1988). A pesar de que estos autores se consideran neo-movilistas, utilizan, una clasificación basada en saltos verticales. Debido a los diferentes criterios utilizados para elaborar los esquemas o mapas neotectónicos y sismotectónicos Cotilla (1993, 1998), Cotilla et al. (1991a, 1991b, 1991c, 1996, 2007) no presenta una congruencia entre el mapa neotectónico y el mapa sismotectónico al no haber coincidencia entre las posibles fallas activas en uno y otro mapa (fig. 23). Aunque este autor señala el mecanismo lateral izquierdo de movimiento de la Falla Oriente, contradictoriamente refleja el mismo como un gradiente neotectónico vertical.

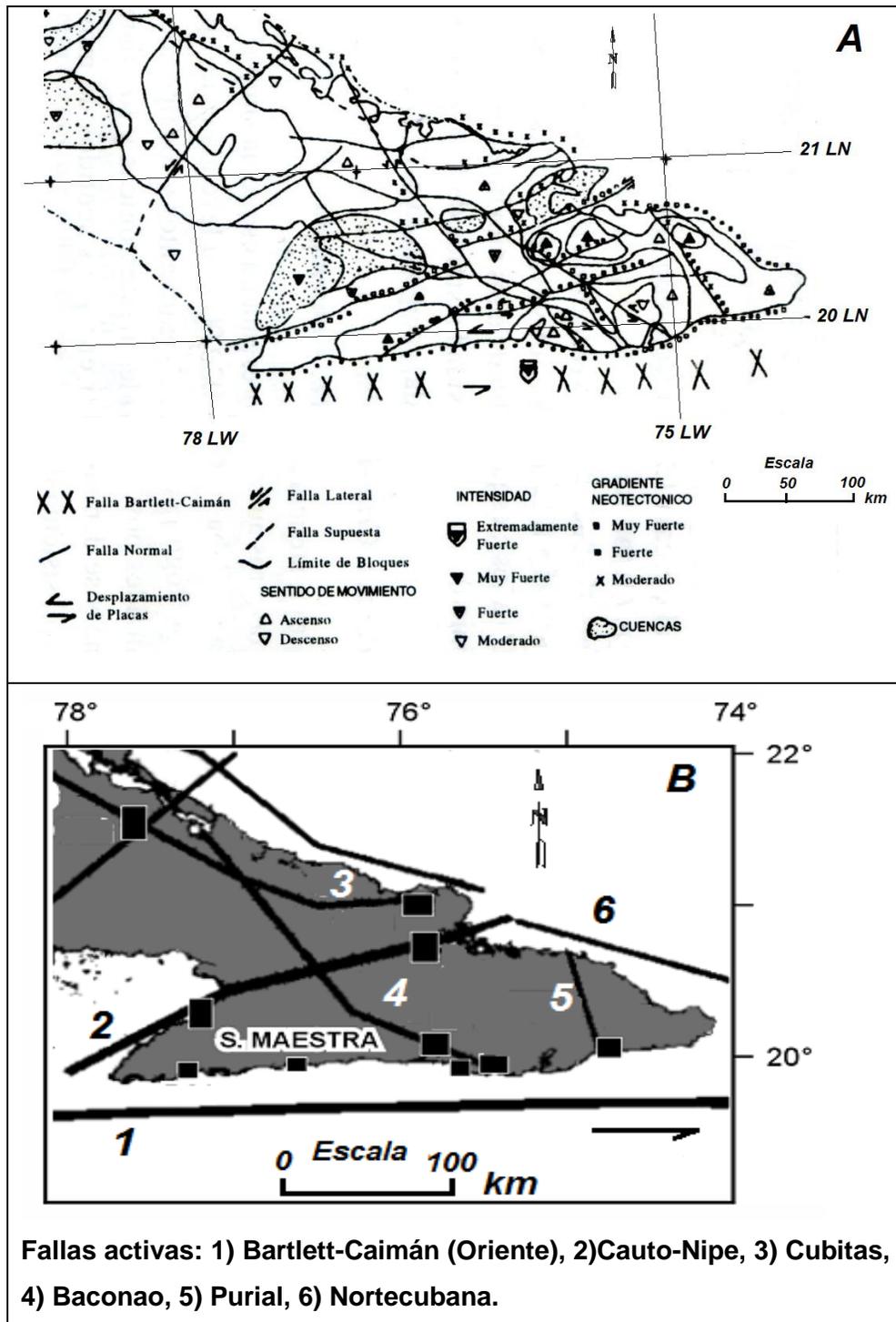


Figura 23. (A) Esquema neotectónico. Modificado de Cotilla et al. (1996), pág. 156.
(B) Esquema sismotectónico. Modificado de Cotilla et al. (2006), pág. 508.

Con el objetivo de unificar los diferentes esquemas sismotectónicos elaborados en el país en los años 80s, se crea una comisión de expertos en el año 1991, donde participan varios

investigadores cubanos incluyendo los autores de los mapas o esquemas de fallas activas y de zonas sismogeneradoras elaborados anteriormente. Esta comisión propone un nuevo esquema de zonas de origen de terremotos para la región oriental de Cuba con los elementos que se consideraron válidos, por consenso de los participantes (fig. 24). Al esquema resultante se le llama 'Esquema de zonas sismogeneradoras de la comisión Ad Hoc' y fue utilizado en los años que le sucedieron para la determinación de los estimados de peligro sísmico de diferentes construcciones en el oriente del país. Entre sus principales deficiencias se puede señalar que unificó zonas determinadas por diferentes criterios y enfoques (fijistas y neo-movilistas). Además, la determinación de la magnitud máxima de cada zona fue asignada utilizando entre otros parámetros el llamado gradiente neotectónico que no es más que la velocidad estimada del salto de la falla determinada a partir del desnivel vertical (espacio) entre el tiempo desde su formación, que se considera una edad única para todo el territorio (Neógeno).

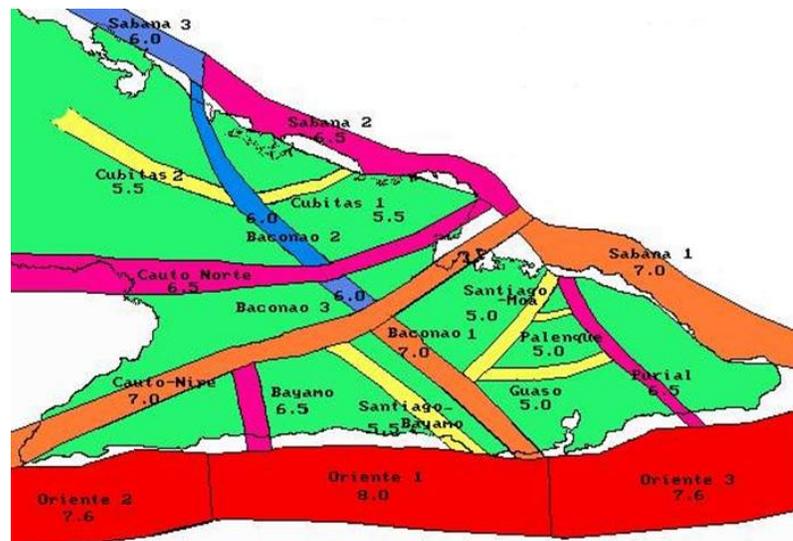


Figura 24. Esquema de zonas de origen de terremotos con las magnitudes máximas, elaborado por la Comisión Ad Hoc (1991).

El estudio más reciente tuvo como título: 'Nueva generación de estimados de peligrosidad sísmica con el error asociado para Cuba y cálculo de pérdidas para la ciudad de Santiago de Cuba usando técnicas SIG' llevado a cabo por García (2007). El autor considera que debido al insuficiente conocimiento acerca de la evolución cinemática de los principales sistemas de fallas cubanos y la incertidumbre asociada a

la localización de los terremotos históricos sólo es posible determinar las zonas sismogeneradoras y no las fallas individuales. Para disminuir esta incertidumbre relacionada al modelo de zona sismogeneradora García (2007) utiliza tres modelos diferentes de zonas sismogeneradoras.

El primer modelo denominado Zonación A (fig. 25A) fue utilizado inicialmente en Chuy y Álvarez(1995) y posteriormente con algunas modificaciones por Despaigne et al. (2002).

El segundo modelo denominado Zonación B (fig. 25B) tiene la intención de lograr un equilibrio entre la contribución de los criterios geólogo-tectónicos utilizados en la zonación A y la información contenida en el catálogo de terremotos para la delimitación de las zonas sismogeneradoras.

El tercer modelo denominado Zonación C (fig. 25C) es mucho más simplificado que los anteriores y consiste en una generalización de las zonas sismogeneradoras del segundo modelo, agrupando algunas zonas que no cuentan con muchos terremotos. Este método es de amplio uso en EE.UU., China, Rusia y otros países, donde delimitan las llamadas provincias o dominios sismotectónicos (Muir-Wood, 1993).

Aunque no debe considerarse sinónimo falla activa con zona sismogeneradora por lo general una zona sismogeneradora corresponde a una falla activa con la única diferencia que se le ha añadido un ancho que se supone es la proyección de la zona sismoactiva de la falla en superficie. En la siguiente tabla (tabla 2) resumimos las fallas activas y/o zonas sismogeneradoras consideradas en estudios anteriores. En la figura 26 se muestran las fallas resumidas en la tabla 2.

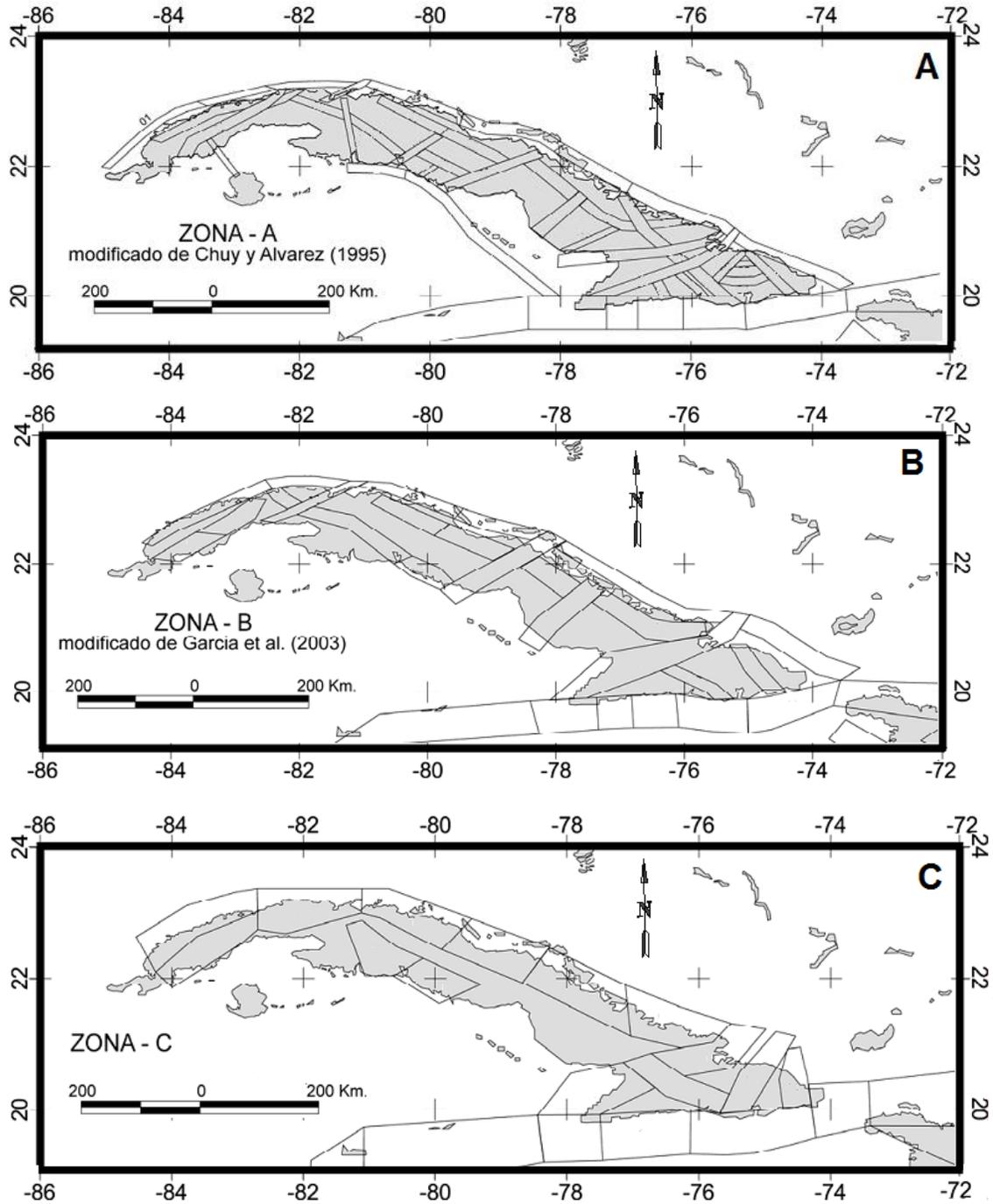


Figura 25. Modelos utilizados por García (2006). A.- Zonación A, B.- Zonación B y C.- Zonación C.

Tabla 2. Resumen de las fallas activas y/o zonas de origen de terremotos propuestas por diferentes investigadores para la región de estudio (Orbera et al., 1998, Babaiev et al., 1999, Cotilla et al., 2007, Comisión Ad - Hoc, 1991, García, 2007).

	Nombre	Orbera et al. (1998)	Babaiev et al. (1999)	Cotilla et al. (2007)	C-AH (1991)	García (2007) A	García (2007) B	García (2007) C
1	Oriente/ Bartlett - Caimán/ Sierra Maestra	Lateral/ Vertical	Lateral/ Vertical	De rumbo	x	x	x	x
2	Sur Cubana			Normal		x		
3	Norte Cubana/Sabana	Vertical	Normal	Normal, inversa y vertical	x	x	x	x
4	Cubitas	Vertical		Normal/ Inversa	x	x	x	
5	Cauto - Nipe/Oriente	Lateral/ Vertical	Normal	De rumbo	x	x	x	x
6	Cauto - Norte / Holguín/ Banes -Guayabal	Lateral/ Vertical	Flexo-disyuntiva		x	x		
7	Purial			?	x	x	x	x
8	Baconao/Palma		Normal	Normal/ Inversa-de rumbo	x	x		x
9	Santiago- Bayamo	x			x	x	x	
10	Moa - Santiago	Lateral/ Vertical			x	x		x
11	Bayamita/Bayamo				x			

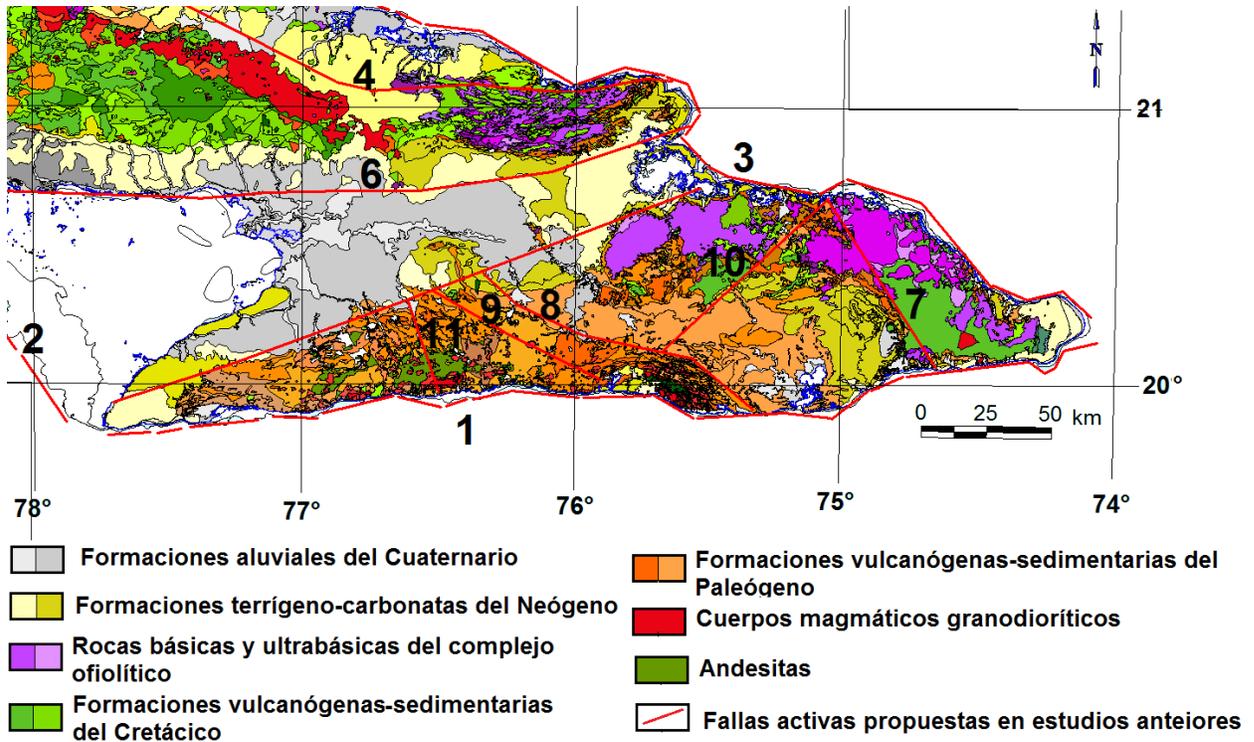


Figura 26. Mapa geológico de la región de estudio con las fallas activas propuestas según la tabla 1.

4.3. Sismicidad de la región de estudio

4.3.1. Registro sísmico histórico

El registro sísmico histórico para el territorio cubano comienza en el siglo XVI al quedar recogidos los terremotos sentidos como acontecimientos relevantes en los archivos de los asentamientos poblacionales fundados por la llegada de los españoles a la isla. Entre el siglo XVI y el XX se reportan en la parte oriental de Cuba unos 300 sismos perceptibles, de los cuales 24 han sido considerados como fuertes con intensidades de VII a IX en la escala MSK (fig. 27). De estos 24 sismos fuertes, 20 están relacionados a la zona límites de placas, con epicentros ubicados en las cercanías de la ciudad de Santiago de Cuba la cual ha sido afectada con grandes daños materiales que han sido catalogados con intensidades de VII a IX grados en la escala MSK (fig. 27). Solamente se reportan 2 sismos fuertes en el catálogo de sismos históricos dentro del territorio emergido de la parte oriental de Cuba, uno en la ciudad de Bayamo y otro en la ciudad

de Manzanillo. Es necesario señalar que aunque la sismicidad reportada históricamente brinda una información de incalculable valor para el análisis del comportamiento sísmico de un territorio dicha información debe de utilizarse con precaución debido al grado de inexactitud en la descripción histórica.

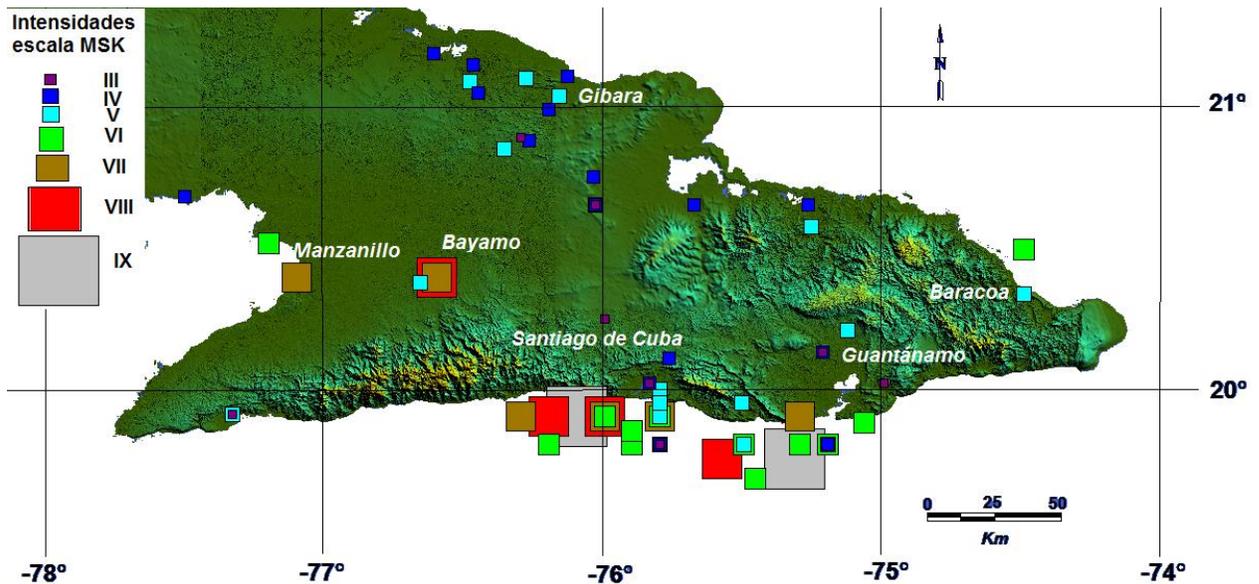


Figura 27. Epicentros de terremotos fuertes con Intensidades entre III y IX en la escala MSK reportados desde el año 1502 hasta el año 1966 (Chuy, 1999).

Algunos de los sismos reportados como históricos en los catálogos cubanos han ocurrido fuera de este territorio, como es el caso del registrado el 7 de mayo de 1842, ocurrido en la región norte de La Española. Sobre la sismicidad histórica de Cuba se ha publicado una gran cantidad de artículos donde se describen en detalle la metodología utilizada para obtener y filtrar la información recopilada.

4.3.2. Registro sísmico instrumental

El registro sísmico instrumental en Cuba se inició en el año de 1964 con la instalación de la estación sismológica de Soroa, en el occidente del país y en el año 1965 con la apertura de la estación sismológica de Río Carpintero, cerca de Santiago de Cuba, en la parte sur oriental del país. En la actualidad el Servicio Sismológico Nacional cuenta

con 7 estaciones de registro digital de Banda Ancha, de las cuales 5 se encuentran en la parte oriental del país.

El registro sísmico instrumental no ha sido homogéneo debido a la inestabilidad del monitoreo de algunas estaciones sismológicas y la construcción y el cierre o puesta en marcha de otras. En el año 1998 se logra un monitoreo estable de la sismicidad en el país al modernizar la red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional con un sistema digital (fig. 28). Se pueden definir dos etapas o períodos diferentes en cuanto a las características del registro sísmico: uno analógico desde mediados de los años 60's con estaciones de corto período hasta el año 1997 y desde el año 1998 hasta el presente con estaciones digitales de banda ancha y de corto período.



Figura 28. Red de estaciones sismológicas situadas en la región de estudio.

Del período de registro analógico representamos los epicentros de los terremotos del catálogo publicado por el Centro Nacional de Investigaciones de Cuba y el Centro de Física Teórica de Trieste (Álvarez et al., 1999). En el mismo se observa que la sismicidad se agrupa preferentemente en dos zonas, al sur oeste y al centro sur de la región de estudio (fig. 29).

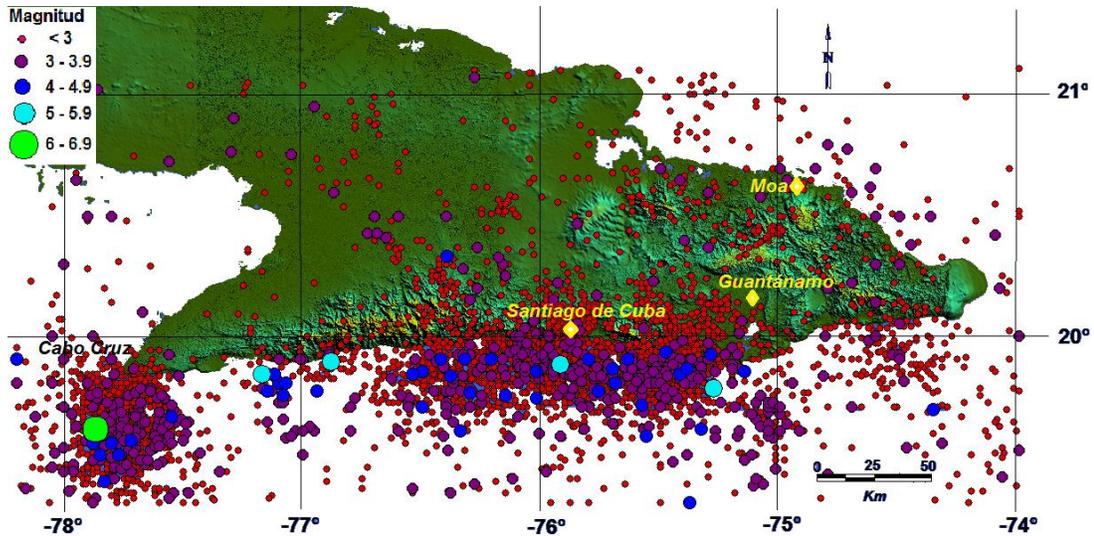


Figura 29. Epicentros de terremotos registrados instrumentalmente desde el año 1967 hasta el año 1995 (Álvarez et al., 1999).

Del período de registro digital (1998-actual) hicimos una selección de los terremotos registrados de 1998 al 2010 por 3 ó más estaciones (fig. 30) con el objetivo de evitar grandes errores de localización. No obstante vale mencionar que debido al bajo número de estaciones con que cuenta nuestra red y la configuración de la misma, puede haber errores de localización que no pueden ser solucionados con datos de redes de otros países debido a la baja energía de la mayoría de los sismos registrados.

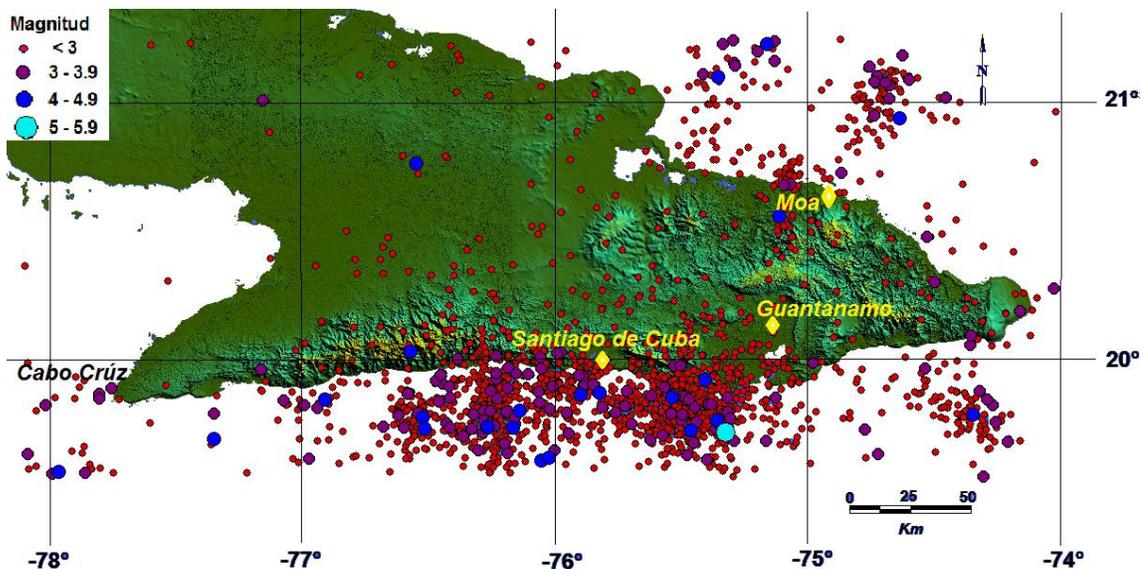


Figura 30. Epicentros de terremotos registrados instrumentalmente desde el año 1998 hasta el año 2010 registrados por tres o más estaciones.

4.4. Análisis sismotectónico de las fallas de 1^{er} orden: falla Oriente y falla Norte de La Española.

De acuerdo a las características geodinámicas de la región norte del Caribe, la falla transformante Oriente y la falla Norte de la Española constituyen las principales fallas activas de primer orden donde pueden ocurrir sismos fuertes que afecten el territorio oriental de Cuba (Arango, 2008). A estas estructuras se relaciona la principal actividad sísmica registrada en esta región, tanto en magnitud como en frecuencia, como se observa en la siguiente figura (31), donde se representa la sismicidad registrada instrumentalmente en los períodos de 1967 a 1995 y de 1998 al 2012.

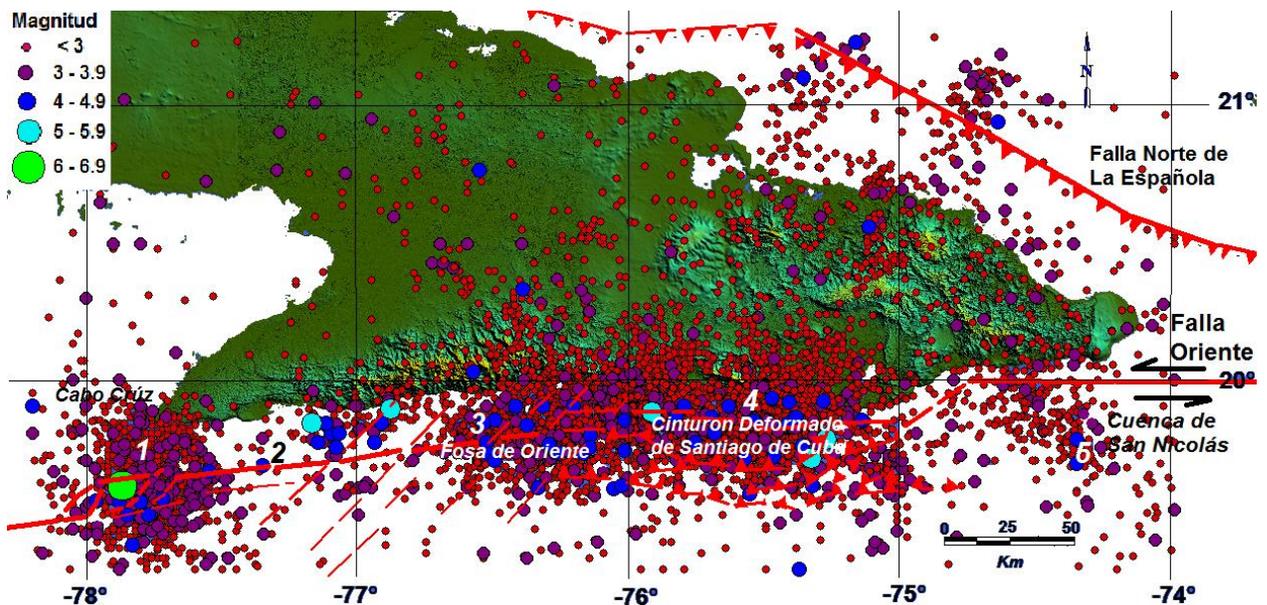


Figura 31. Ubicación de la falla Oriente y la falla Norte de La Española en las inmediaciones de la región oriental de Cuba. Se señalan con números las principales elementos geodinámicos que caracterizan a la falla Oriente: 1. Transtensión (Cuenca de Cabo Cruz), 2. Deslizamiento puro, 3. Extensión (Fosa de Oriente), 4. Transpresión (Cinturón deformado de Santiago de Cuba). 5. Transtensión (Cuenca de San Nicolás).

- **Falla Oriente**

En Arango (1996) se realiza un análisis geodinámico de la zona de falla Oriente, entre los $75^{\circ}00'W$ y $78^{\circ}00'$ de W con los datos sismológicos existentes en ese momento y la información tectónica, batimétrica y geofísica obtenida en la expedición oceanológica SEA CARIB II (Lepinay, 1988). Este estudio permitió diferenciar los procesos geodinámicos causantes de la sismicidad en este segmento de la falla Oriente al sur de Cuba oriental. La información disponible en la actualidad nos permitió realizar un análisis más completo en estos momentos de los procesos geodinámicos imperantes en esta zona de fallas al sur del territorio cubano.

El sector situado alrededor de los $78.00^{\circ} W$ y los $19.35^{\circ} N$, donde se encuentra la cuenca de Cabo Cruz, es interpretado por diferentes autores (Calais, 1988) como una estructura del tipo *pull apart basin*. La cuenca constituye en sí un graben limitado por fallas normales con rumbos de 45° a $50^{\circ} NE$, las cuales se pueden inferir directamente de los rasgos morfo-estructurales del fondo marino.

En esta zona la sismicidad es superficial (en los primeros 20 km), característico de las zonas donde ocurren procesos de apertura de cuencas relacionadas a fallas transformantes (fig. 32).

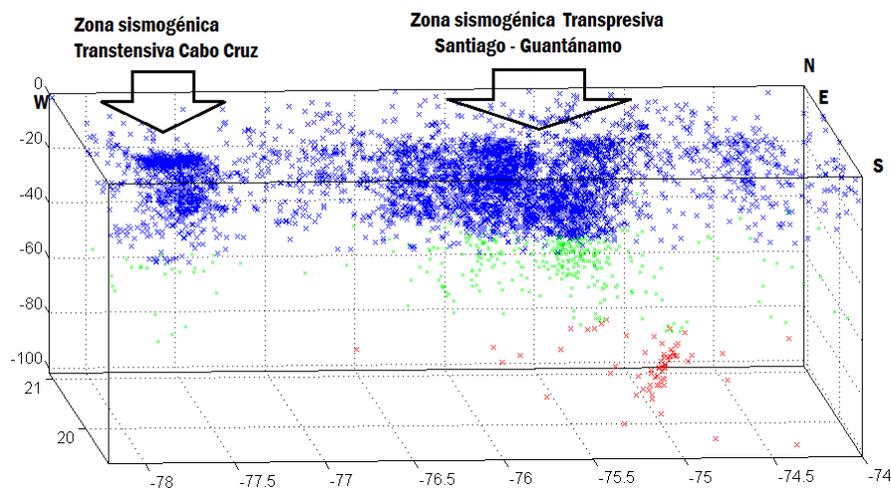


Figura 32. Hipocentros de los sismos registrados entre 1967 y el 1995 en la región oriental de Cuba donde se señala la zona sismogénica Cabo Cruz. Los colores indican rangos de profundidades: azul de 0 a 30 km, verde de 30 a 60 km y rojo de 60 a 100 km.

Los mecanismos focales determinados por Moreno et al. (2002) demuestran el proceso transtensivo antes mencionado, donde se manifiesta principalmente un mecanismo normal con una componente secundaria de rumbo izquierdo (fig. 33). Ejemplo de una consecuencia de los esfuerzos liberados en este proceso transtensivo fue la ocurrencia del sismo del 25 de mayo de 1992 con magnitud de 6.9 y una intensidad máxima de VII grados en la escala MSK. Un análisis más detallado de la sismicidad registrada en esta zona se realiza en capítulos posteriores.

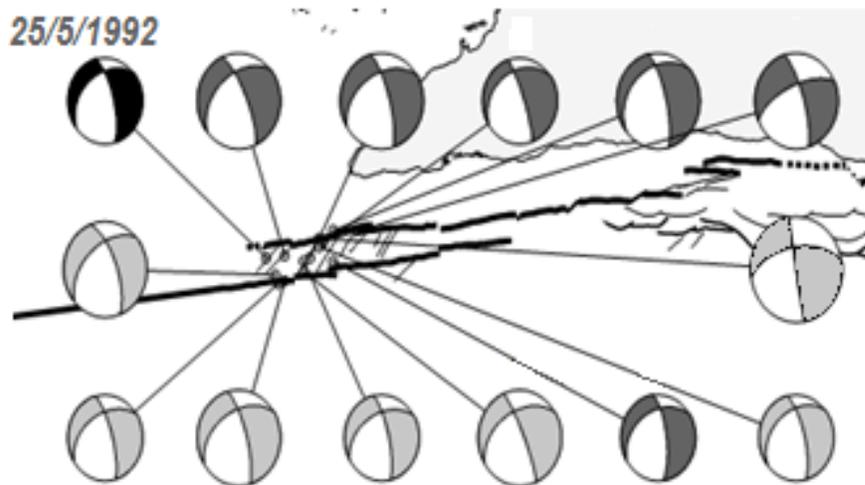


Figura 33. Mecanismos focales de sismos registrados en la zona de Cabo Cruz relacionados a la sismicidad iniciada el 25 de Mayo de 1992. Modificado de Moreno et al. (2002), pág. 641.

En el sector comprendido entre los 74.90° W y los 77.20° W de la falla Oriente se puede considerar como el más activo de esta estructura. Sin embargo la sismicidad no es homogénea en todo este sector, debido a las características geodinámicas presentes en el mismo, como se observa en la figura 29.

Entre los 74.90° W y los 76.10° W aproximadamente se localiza el llamado Cinturón Deformado de Santiago de Cuba, donde han ocurrido los sismos fuertes que han afectado históricamente a la ciudad de Santiago de Cuba entre los que se encuentran el del 20 de agosto de 1852 y el del 3 de febrero de 1932 con IX y VIII grados de intensidad respectivamente. Los sismos registrados en este sector se caracterizan por presentar mecanismos focales compuestos con un mecanismo de rumbo (fundamental)

y otro mecanismo secundario inverso. Tanto las características morfológicas como los elementos estructurales determinados a partir de perfiles sísmicos se consideran evidencias para considerar que aquí se desarrolla un proceso transpresivo del tipo flower, originado como consecuencia del choque de la placa de Norteamérica con la microplaca de Gonave (Calais et al., 1989). El proceso antes mencionado se pone en evidencia por medio de los mecanismos focal de los terremotos registrados en esta zona (fig. 33). Precisamente, la forma en que fueron sentidos estos sismos, precedidos de eventos que fueron aumentando progresivamente en intensidad, corrobora la presencia de un proceso transpresivo donde la ruptura no se produce de forma repentina.

Al este de los 76.10° W, y hasta los 76.75° W, en el tramo que corresponde con la fosa de Oriente propiamente, la sismicidad se comporta de un modo diferente al resto de la zona sur. En este tramo se registran series de terremotos, sin destacarse un sismo fuerte predominante. Estas series o enjambres de terremotos tienen además la particularidad de presentarse en la zona próxima a la costa, es decir en el bloque perteneciente a la placa de Norteamérica, en el lado norte de la falla. De acuerdo a las particularidades de esta sismicidad junto a las características tectónicas de este tramo consideramos que en el mismo se desarrolla un proceso de tipo extensional (Boulter, 1989), relacionado con la apertura de la corteza. Este proceso pudo haber comenzado al formarse la fosa y continuar hasta nuestros días, manifestado por una depresión del relieve submarino que alcanza los 6 680 m de profundidad y bloques separados por fallas normales que indican un sistema de esfuerzos distensivos, de acuerdo a la interpretación de los perfiles de reflexión sísmica 56 y 57 de la expedición SEA CARIB II (Arango, 1996). Este sector, al que llamamos estructura extensional 'Oriente', la falla principal se encuentra dislocada por fallas de segundo orden del tipo sintéticas, que desplazan a la primera en forma escalonada y la aproximan más a la costa, coincidiendo con una pequeña depresión submarina muy cerca de la localidad de Chivirico.

Entre los 76.75° W y los 77.25° W se encuentra una zona sismogénica donde se registró una actividad sísmica en los meses de febrero y marzo de 1976 destacándose el sismo del 19/2/1976 con una magnitud de 5.7 y una intensidad VIII grados MSK.

Los mecanismos focales obtenidos por Moreno et al. (2002) demuestran los procesos tectónicos antes descritos, diferenciándose claramente la zona transpresiva donde predominan los mecanismos de rumbo con una componente secundaria inversa y al oeste donde predominan los mecanismos de rumbo (fig. 34).

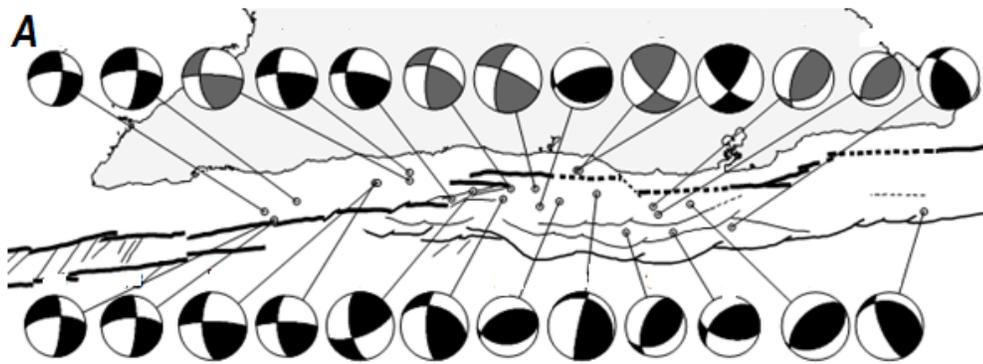


Figura 34. Mecanismos focales de la parte central de la región suroriental de Cuba donde se diferencia la zona transpresiva con mecanismos inversos (mitad este) del resto de la zona donde predominan mecanismos puros strike-slip (mitad oeste). Modificado de Moreno et al. (2002), pág. 642.

- **Falla Norte de La Española**

La falla Norte de la Española es la falla que, como su nombre lo indica, está situada cerca de la costa norte de isla de La Española (República Dominicana y Haití), entre el paso de La Mona (oeste de Puerto Rico) y el extremo oeste de Haití. Es una falla inversa activa en la cual la placa de Norteamérica penetra por debajo de las microplaca que conforma a la isla de la Española con una velocidad promedio anual aproximada de 20 mm/año (Mann, 1995). A partir del análisis de la información tectónica y sismológica de la región de Moa, al noreste de la región de estudio, Arango et al. (2009), llegaron a la conclusión de que al norte de la región oriental de Cuba, específicamente al Este de

la bahía de Nipe, a pocos kilómetros de la costa, se evidencia la existencia de la continuidad de la falla Norte de la Española (fig. 35) y no la denominada por estudios anteriores como falla Sabana o Norte Cubana (Orbera et al., 1988; Babaev et al., 1989; Cotilla et al., 1996).

En estudios geofísicos al norte del extremo oriental cubano la falla Norte de la Española fue detectada por perfiles sísmicos de refracción (fig. 35A). En el modelo de densidad obtenido de la corteza en 3D, se puede observar el reflejo en el límite de la corteza-manto lo que pudiera ser la ruptura de la falla Norte de La Española, que constituye a su vez el límite entre la litosfera continental perteneciente a la placa de Norteamérica (al norte) y la litósfera acrecionada soldada de la antigua placa Caribe a la propia placa de Norteamérica (al sur), (fig.35 B).

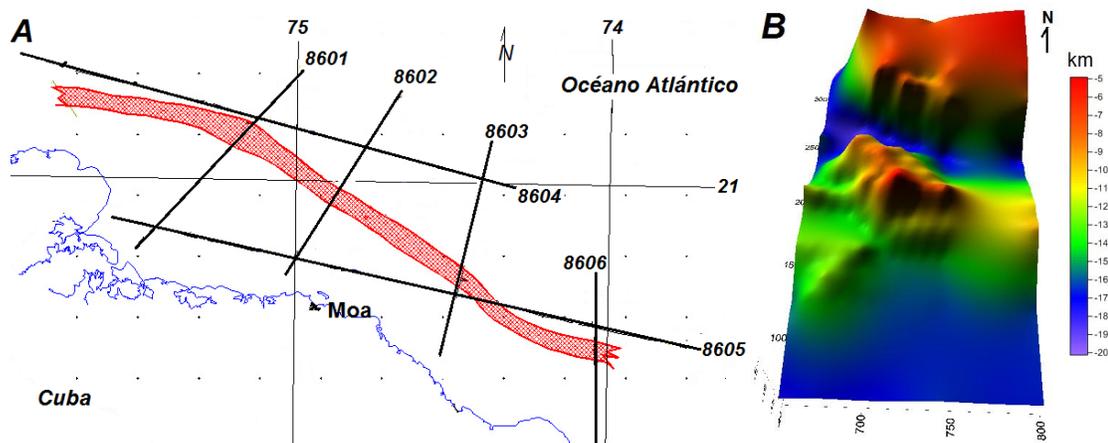


Figura 35. A) Detección de la falla Norte de la Española por medio de perfiles de reflexión sísmica de marina. Comunicación personal de la Empresa Nacional de Geofísica de Cuba (1994). B) Reflejo de la falla Norte de la Española en el límite corteza-manto al noreste del extremo oriental de Cuba, a partir del modelo de densidad en 3D.

La posible continuidad de la falla Norte de La Española al norte del extremo oriental cubano, la convierte en el principal elemento sismogénico del nordeste oriental con un buzamiento del plano de falla hacia el sureste (fig.36). A esta falla deben estar asociados los sismos principales ocurridos con mayor frecuencia en este sector a partir de diciembre de 1998.



Figura 36. Posible trazado de la falla Norte de la Española por la porción noreste del extremo oriental de Cuba (Arango 2009).

4.5. Análisis sismotectónico del territorio emergido.

Para la región oriental de Cuba, se han elaborado varios esquemas sismotectónicos o de zonas sismogeneradoras capaces de generar un nivel de sismicidad significativo con magnitudes de hasta 7. Para la elaboración de estos esquemas de zonas sismogeneradoras se ha supuesto por varios investigadores (Orbera et al., 1988;1989; Babaev et al.,1989; Cotilla et al., 1991;1991b; 1991c; 1996; 2007), que muchas de las fallas propuestas o determinadas por estudios geológicos y geofísicos son activas sobre la base de los conceptos utilizados en los años 80's. O sea, que consideraban que los rasgos morfotectónicos del relieve actual en su totalidad se debían a los movimientos neotectónicos. Su comienzo (límite inferior) lo situaban en el Oligoceno, es decir, 35 Ma (Jain, 1971; Nikonov, 1979). Para estos investigadores los límites de los bloques establecidos por estudios neotectónicos constituyen de hecho fallas activas potencialmente sismogeneradoras.

El comportamiento de la sismicidad durante el período 1965-1995 se representa en la figura 37. En la figura 37 C se representa la ocurrencia de sismos en el tiempo vs la latitud. En la misma se observan claramente las dos zonas sismoactivas de mayor relevancia, la zona situada a los 77.50°W y los 78.00°W y la zona situada entre los 75.00°W y los 78.00°W . Se señalan con una estrella los sismos fuertes ocurridos en este período, en latitud y longitud y con una línea en el tiempo. El primero de ellos, el 19 de Febrero de 1976, con una magnitud de 5.7 y una intensidad de VII en la escala MSK. Se observa con claridad en los gráficos 37 C y D la ausencia de sismicidad antes de ocurrir este sismo, lo cual significa que la acumulación de stress intervino en toda esta zona. Este comportamiento difiere del observado en el sismo del 25 de Mayo del 1995 en la zona de Cabo Cruz (2), donde se observa que, la brecha sísmica que precede al sismo estuvo enmarcado a esta zona sin afectar al resto de la zona sur. Entre la ocurrencia de estos dos eventos sísmicos hubo un decaimiento en el rango de magnitud para toda la región, como se observa en la figura 37A.

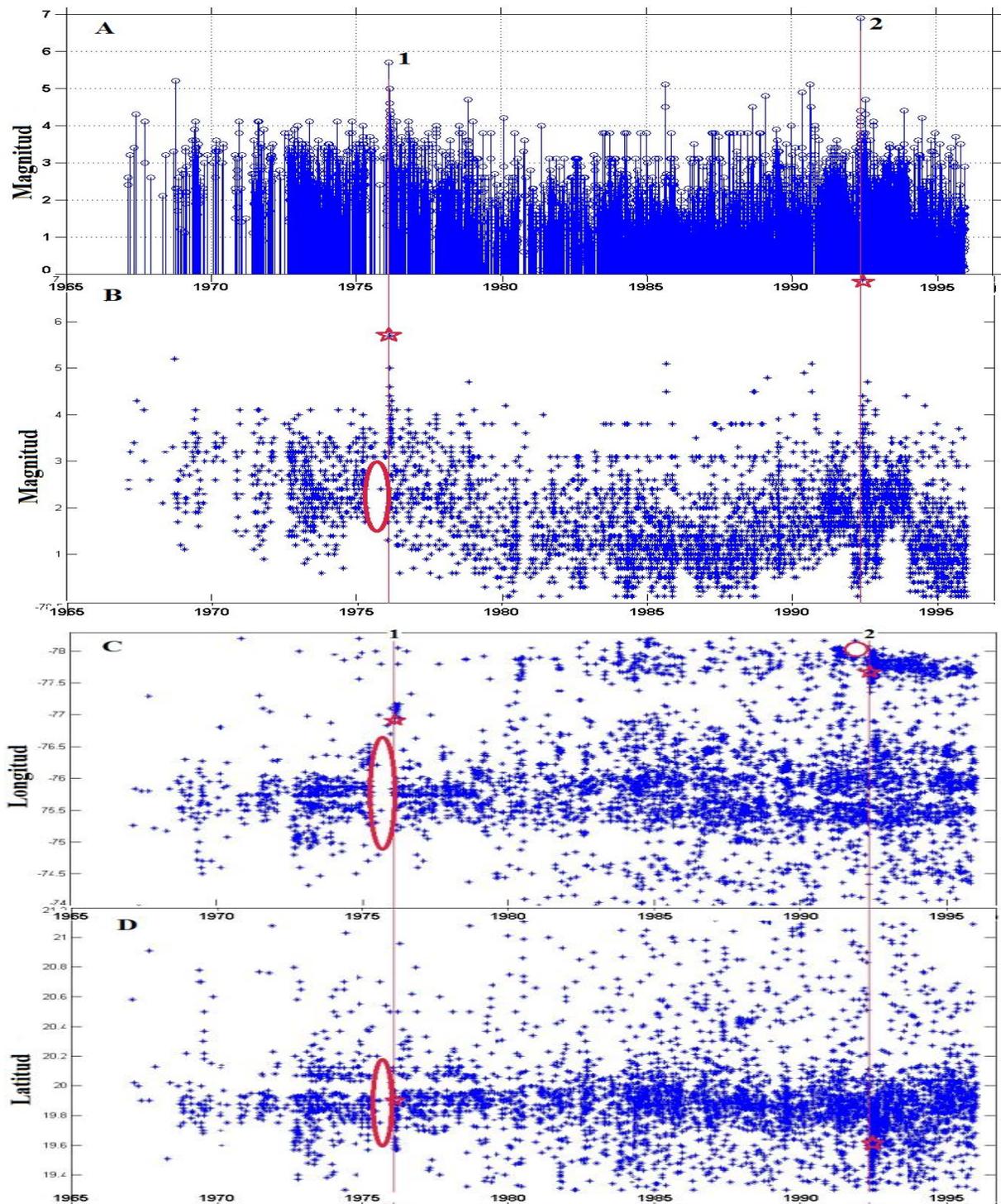


Figura 37. Ocurrencia de la sismicidad en el período 1967-1998. A) y B) Gráficos de magnitud vs tiempo, C) Sismicidad espacio temporal vs longitud, D) Sismicidad espacio temporal vs latitud. Sismos significativos registrados en este período: 1. 19/2/1976, mag. 5.7 (coordenadas 19.89° LN $76^{\circ} 88'$ LW). 2. 25/5/1992, mag. 6.9 (coordenadas 19.61° LN 77.87° LW). Se señala con una estrella la ubicación de cada uno de los sismos y con una elipse una probable brecha sísmica relacionada al sismo 1.

En la figura 38 se presenta el gráfico de la relación Gutenberg-Richter que permite cuantificar la relación magnitud-frecuencia de la actividad sísmica de una región. Dicha cuantificación se mide de la siguiente manera:

$$\log_{10}N = a - bM \quad (3)$$

donde N es el número de terremotos con magnitud mayor que M , la constante a , el logaritmo del número de terremotos de magnitud mayor que cero y b , la proporción de terremotos de una cierta magnitud. El valor de b se determina calculando la pendiente de la recta que resulta del ajuste lineal del logaritmo del número acumulado de terremotos con la magnitud mayor o igual a M .

Para toda la región incluida en este catálogo obtuvimos los siguientes parámetros de la relación Gutenberg-Richter $b= 1.06 \pm 0.05$ y $a= 5.99$, utilizando el método de máxima verosimilitud para un nivel de significancia de un 95% (fig. 38).

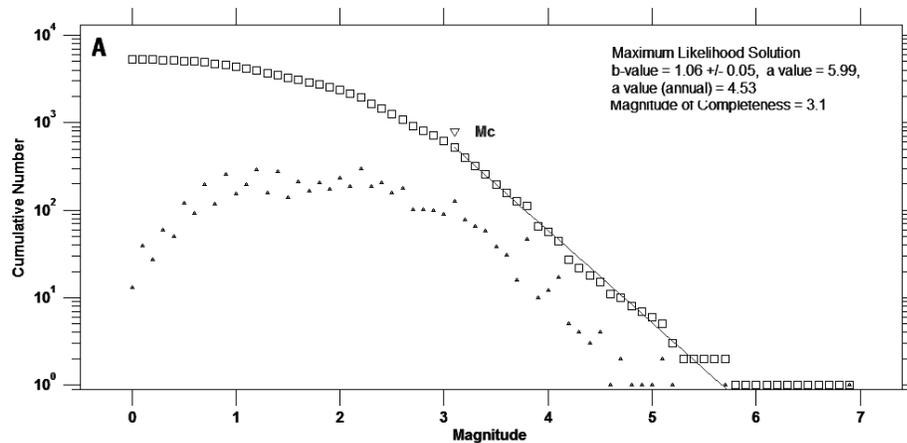


Figura 38. Gráfico de la relación Gutenberg-Richter para el período 1967-1995. El valor de b de 0.709 obtenido en este gráfico corresponde con una actividad sísmica donde predominan los eventos de baja energía.

Con el objetivo de validar o invalidar los modelos de zonas sismogénicas analizamos la relación entre la sismicidad propiamente del límite de placas y la del interior de placas correspondiente al territorio emergido o sismicidad del interior de placas. Con este objetivo dividimos el área de estudio en Zona Sur (ZS) que abarca el límite de placas,

donde se distribuyen los sismos alineados a la falla Oriente y en la Zona Norte (ZN), que abarca la zona del interior de las placas donde la sismicidad no mantiene un patrón determinado. Dentro de la Zona Sur diferenciamos a la Zona Sur 2 (ZS2) que abarca la zona de Cabo Cruz y la Zona Sur 1 que abarca el resto de la zona límite de placas (fig. 39).

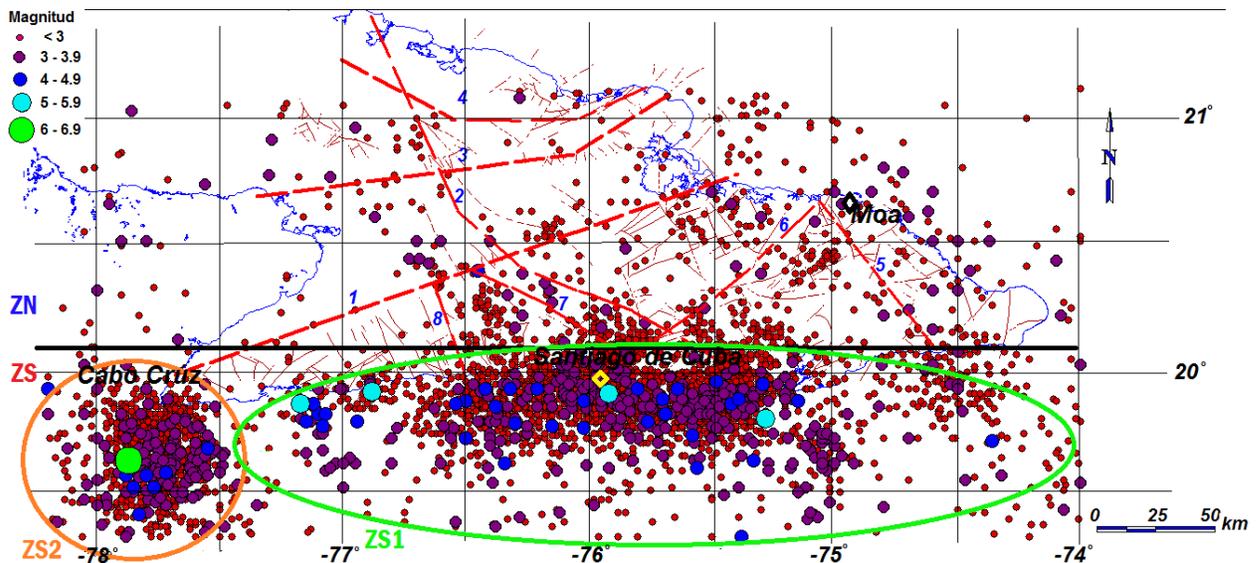


Figura 39. Sismos registrados en el área de estudio entre 1967 y 1995. Se incluyen las fallas activas propuestas en estudios anteriores situadas en el territorio emergido (tabla 2) y las zonas seleccionadas para evaluar la sismicidad. ZS: Zona Sur (límite de placas) ZN: Zona Norte (interior de Placas) ZS2: Zona Cabo Cruz (para el catálogo 1967-1995).

Primeramente hicimos una comparación para el catálogo de 1967 al 1995 de los parámetros de la relación Gutenberg-Richter para evaluar la relación de los sismos de la zona límite de placas con la del interior de placas (fig. 40 A y B). Para toda el área el parámetro b de la relación Gutenberg-Richter obtenido fue de 1.06, mientras que para la zona norte fue de 0.638. Este valor de b muy por debajo de 1.0 para la zona norte con magnitudes máximas que no superan los 4.5 puede estar ocasionado precisamente por las características sismotectónicas de esta región, donde no ocurren terremotos de magnitudes grandes.

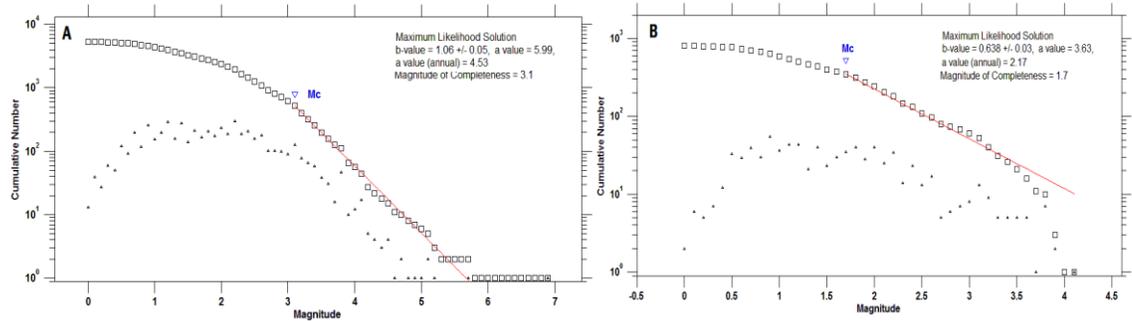


Figura 40. Comparación de la relación Gutenberg-Richter del catálogo 1967-1995. A) para toda el área y B) para la Zona Norte.

De igual manera hicimos una comparación del número de sismos registrados para el período 1967-1995 en la zona norte y la zona sur. La zona sur presenta un número anómalo relacionado con la sismicidad ocurrida en la zona de Cabo Cruz en el año 1992. Cuando eliminamos esta zona se observa una buena relación entre los sismos de la zona sur (límite de placas) y la zona norte (interior de placas) como se observa en la figura 41.

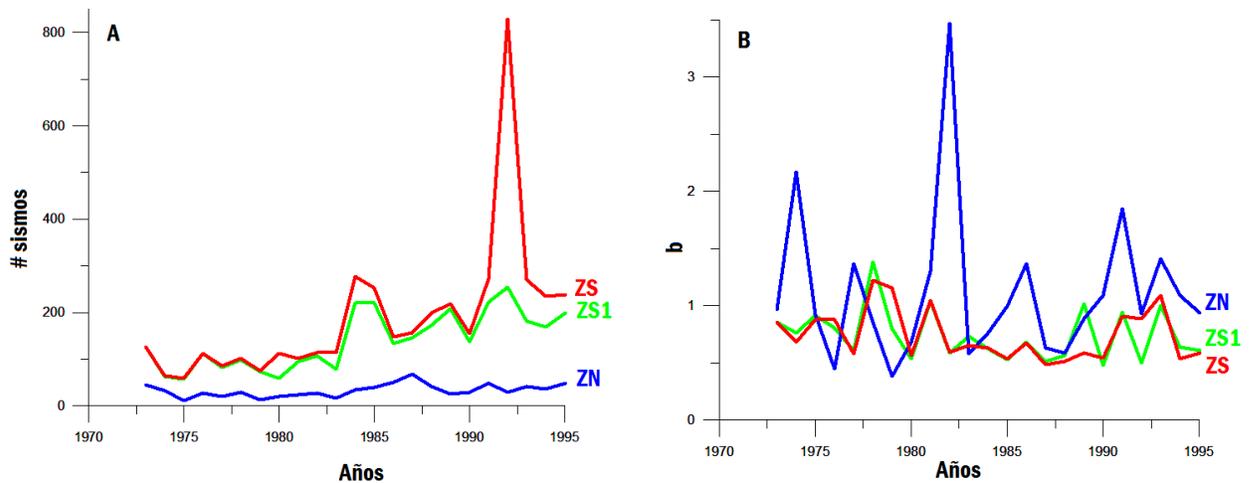


Figura 41. (A) Comparación del número de terremotos y (B) el parámetro b entre la Zona Sur, Norte y la Zona Sur 1.

Igualmente realizamos una comparación en 7 perfiles de sur a norte de profundidad de los sismos vs. magnitud (fig. 42). Como se observa en la figura 43, los hipocentros de los sismos se ubican en profundidades mayores de 20 km solo en la zona sur (límite de

placas). En cambio, para la zona norte (interior de placas) no sobrepasan los 20 km de profundidad. En cuanto a las magnitudes, también se observa en la figura 43 como las magnitudes más elevadas ocurren en la zona correspondiente al límite de placas con una disminución notable hacia la zona norte, considerada por como la zona de interior de placas.

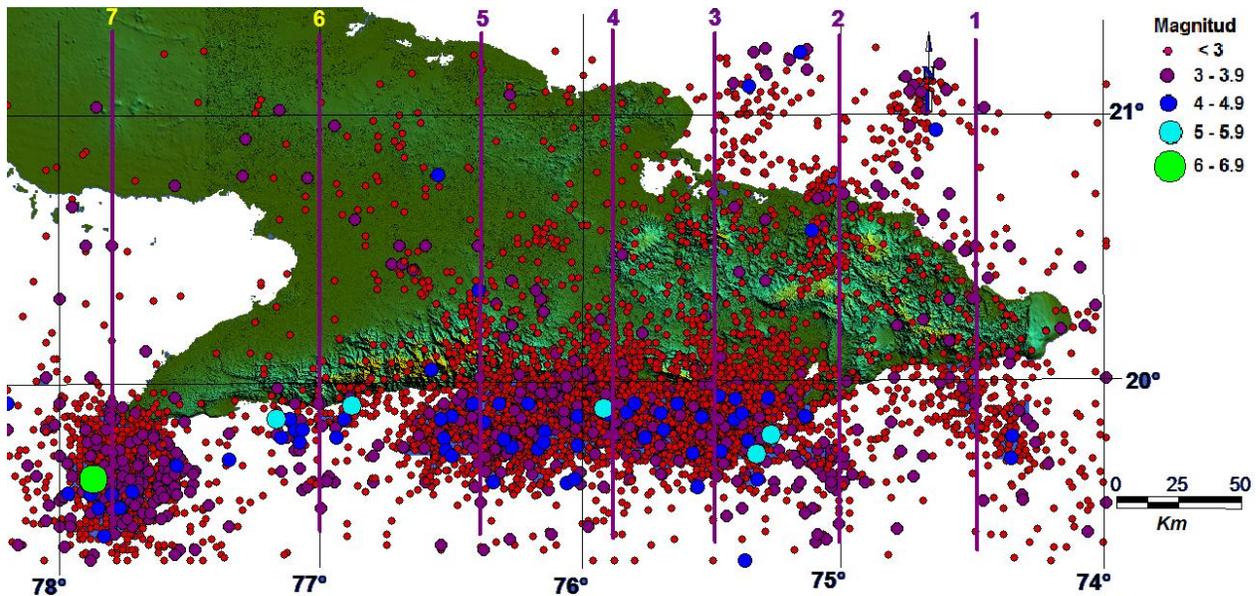
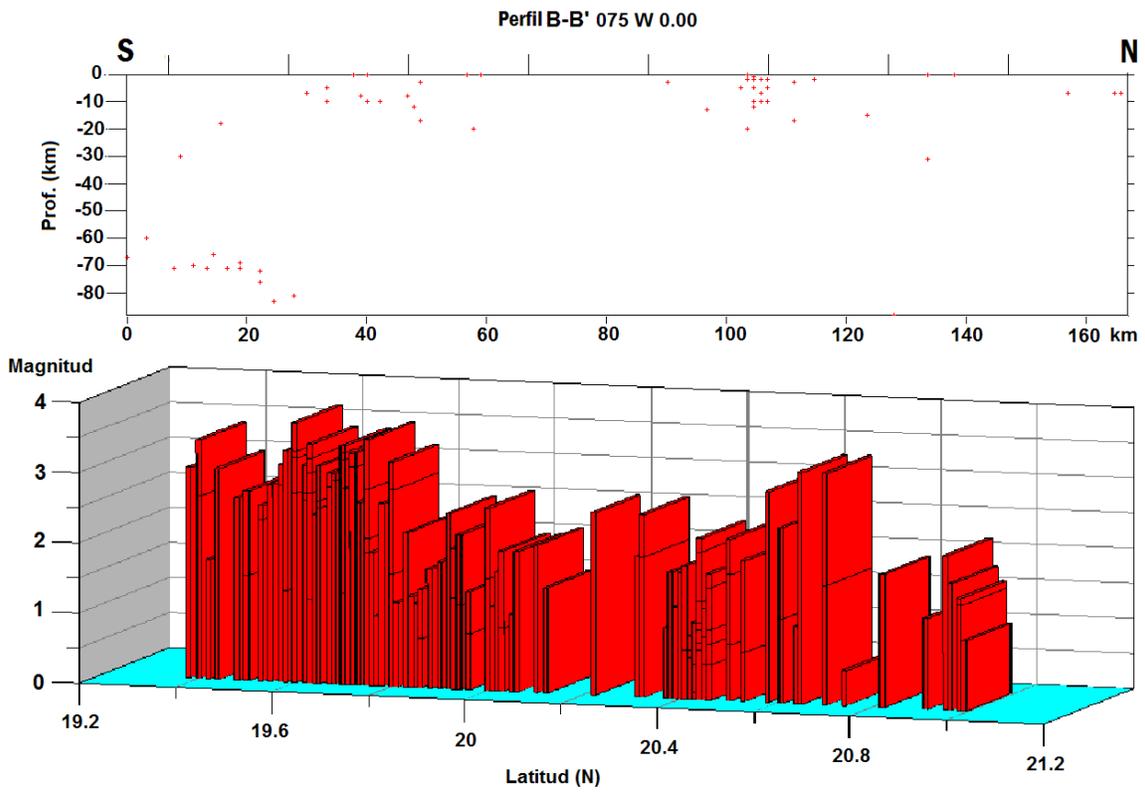
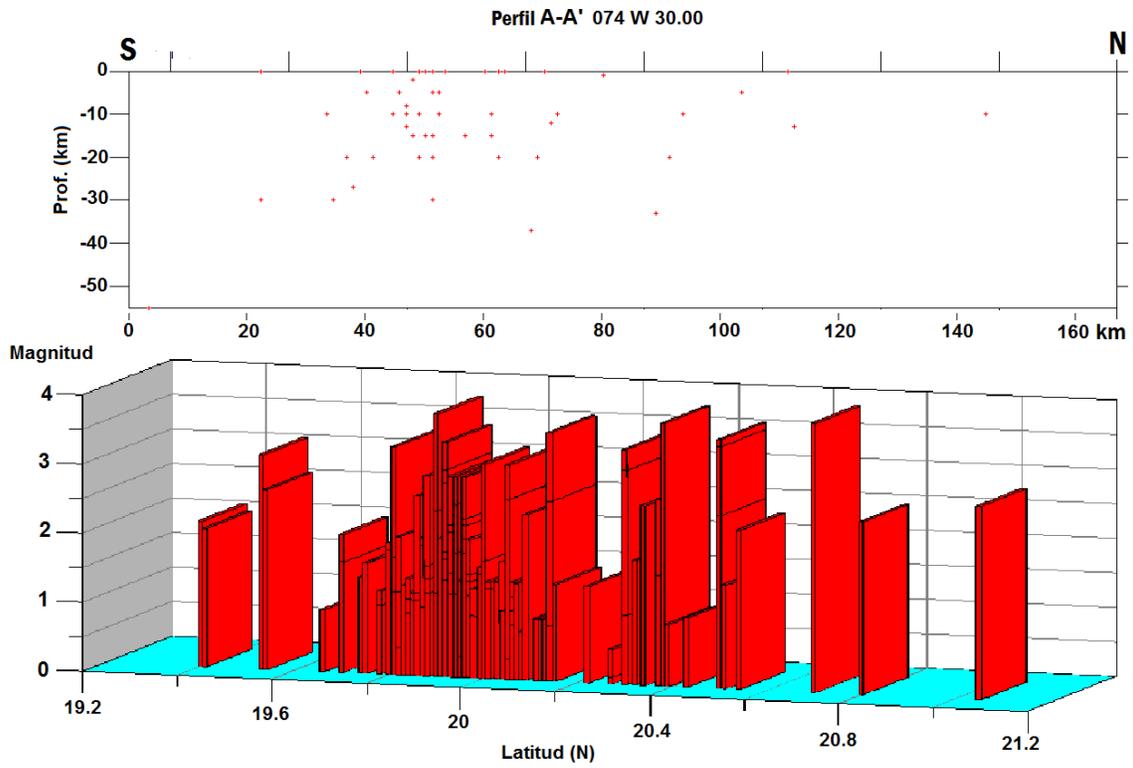
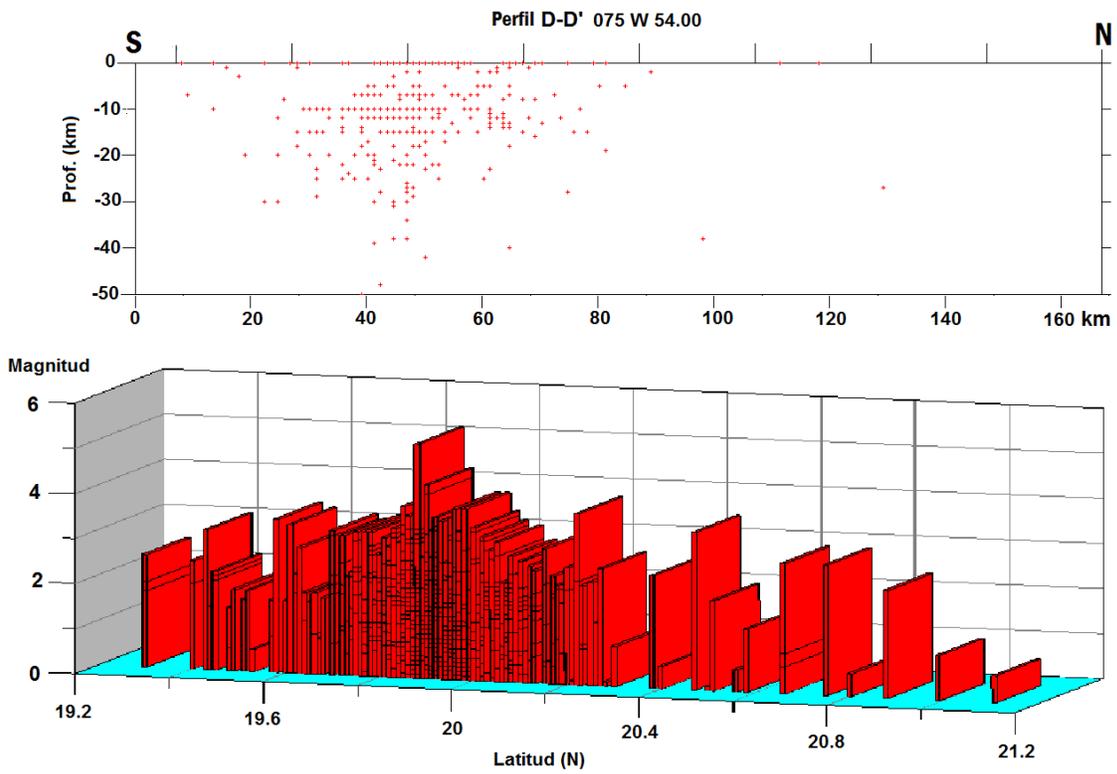
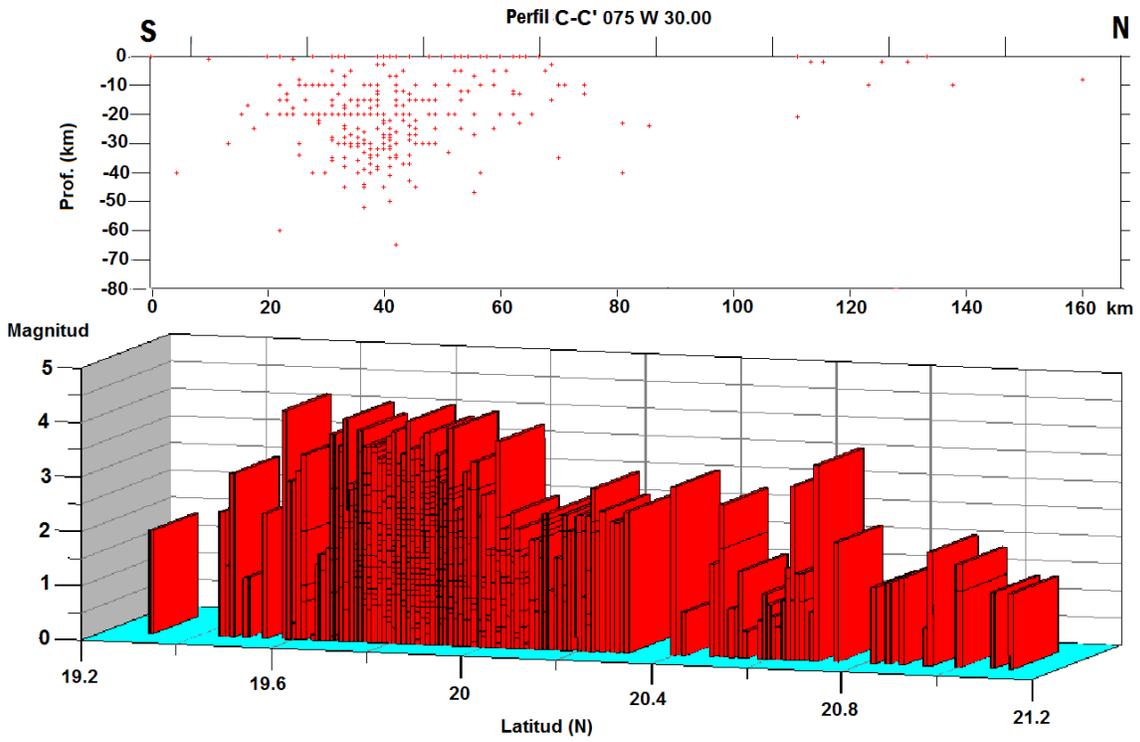


Figura 42. Perfiles sísmicos realizados de norte a sur representados en la figura 40.

Este análisis nos permite considerar que la sismicidad de la zona norte, es un reflejo de la liberación de energía de las tensiones que se producen en la zona límite de placas y no a fallas activas, con una actividad sísmica propia e independiente de la zona límite de placas. La sismicidad relacionada al sismo de 6.9 del 25 de mayo de 1992 en Cabo Cruz no tuvo prácticamente ningún reflejo hacia el norte del área. Dentro de esta misma tesis se ha mencionado, que esta sismicidad ocurrida de manera muy local tuvo un período de brecha sísmica previa al sismo principal sin afectar tampoco a la sismicidad del resto de la zona sur correspondiente al límite de placas.





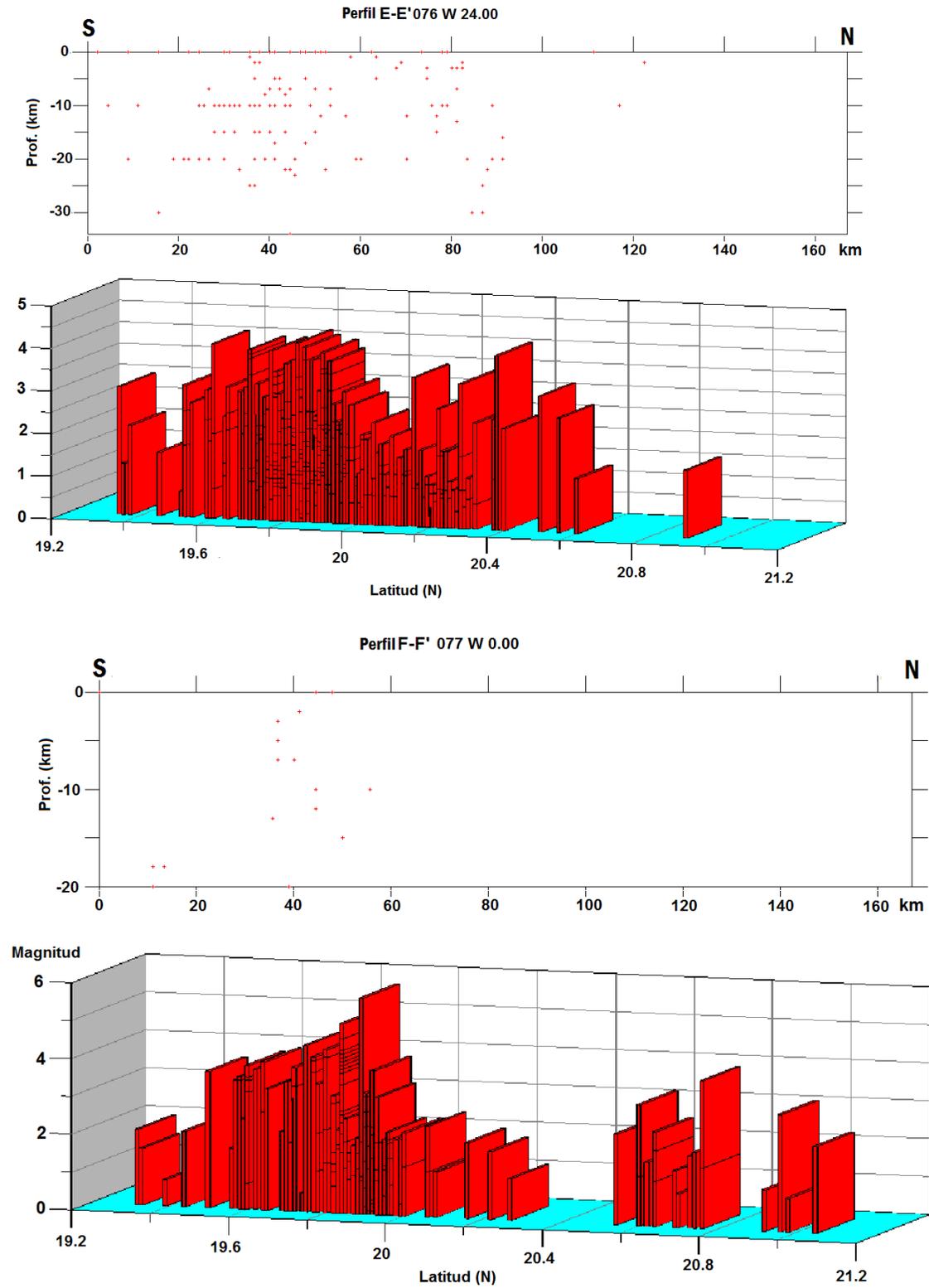


Figura 43. Comparación de la sismicidad en 7 perfiles de dirección Norte-Sur con los hipocentros (izquierda) y la magnitud (derecha).

Mediante la determinación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas también se pudo observar (fig. 44), que la liberación de energía es menor en la zona norte (ZN) que en la zona sur 1 (ZS1) y que además están 'ligadas' temporalmente. Es decir que la liberación de energía en la zona norte es una consecuencia de las deformaciones que ocurren en la ZS1, relacionada al límite de placa. También se observa que en la zona sur (ZS) presenta su máxima liberación energética vinculada a la ocurrencia del sismo de Cabo Cruz de 6.9 de Magnitud. (ZS2).

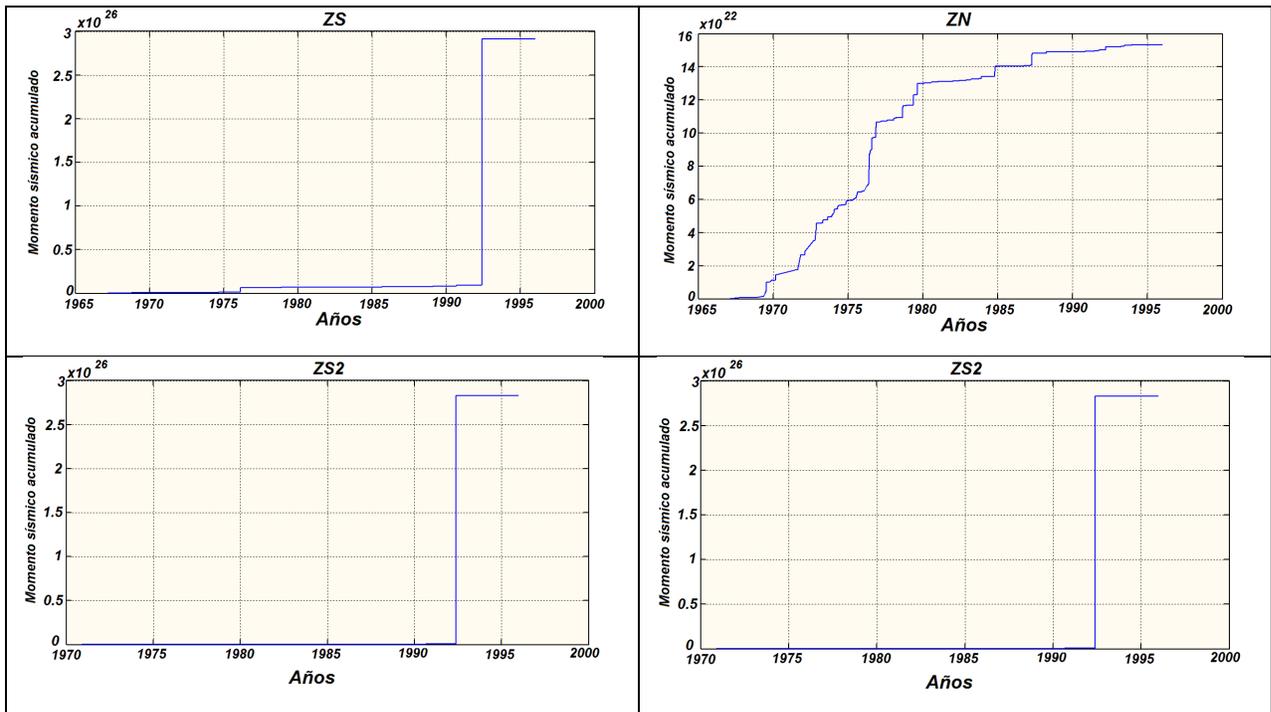


Figura 44. Comparación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas de la figura 35. Se observa que la liberación energética de la zona norte (ZN) está vinculado directamente con la liberación energética de la zona sur (ZS) al restarle la zona de Cabo Cruz (ZS2).

A diferencia del período anterior (1965,1995), en el período (1998, 2010) la sismicidad disminuyó considerablemente al suroeste de la región de estudio (Cabo Cruz) y se incrementó en la parte noreste (Moa), donde desde 1998 comenzó una actividad sísmica significativa con la ocurrencia de un sismo de magnitud 4.3 (ML) y una intensidad máxima de VI en la escala MSK (fig. 45). En la figura 44 se observa con

mayor claridad la concentración de epicentros en la zona noreste de la región oriental, entre los 21. 00° N y 21.20° N. Esta zona ha continuado con baja sismicidad durante el resto del período analizado.

Durante este período (1998-2010) se registraron dos eventos sísmicos significativos, el primero de ellos ocurrido el 30/9/2000 con una magnitud de 4.9 ML al sur de la ciudad de Santiago de Cuba. Previo a la ocurrencia de este evento no se observa ningún cambio significativo de la sismicidad, por el contrario se manifiesta una disminución importante del número de sismos. El otro evento sísmico significativo registrado en este período fue el ocurrido el 20 de marzo del 2010 (posterior al terremoto de Haití) con una magnitud de 5.5 (ML) y una intensidad máxima de VI en la escala MSK (fig. 45). En los gráficos espacio-temporales no se observa con claridad una disminución de la sismicidad en días previos a este evento sísmico (fig. 45 B, C, D), aunque sí se registraron un número considerable de réplicas.

En este período es interesante señalar la ocurrencia de pequeñas series de terremotos ubicadas entre los 19. 60° N a 20. 00°N y 76. 00°N a 76. 60° N. En la figura 45 se señalan con los números del 4 al 6 las series de terremotos registradas en diciembre del 2001, enero del 2006 y enero del 2008.

Los parámetros de la relación Gutenberg-Richter obtenidos para el período de 1998 al 2008 fueron: $b= 0.938 \pm 0.03$ y $a= 5.08$, utilizando el método de máxima verosimilitud para un nivel de significancia de 95% (fig. 46).

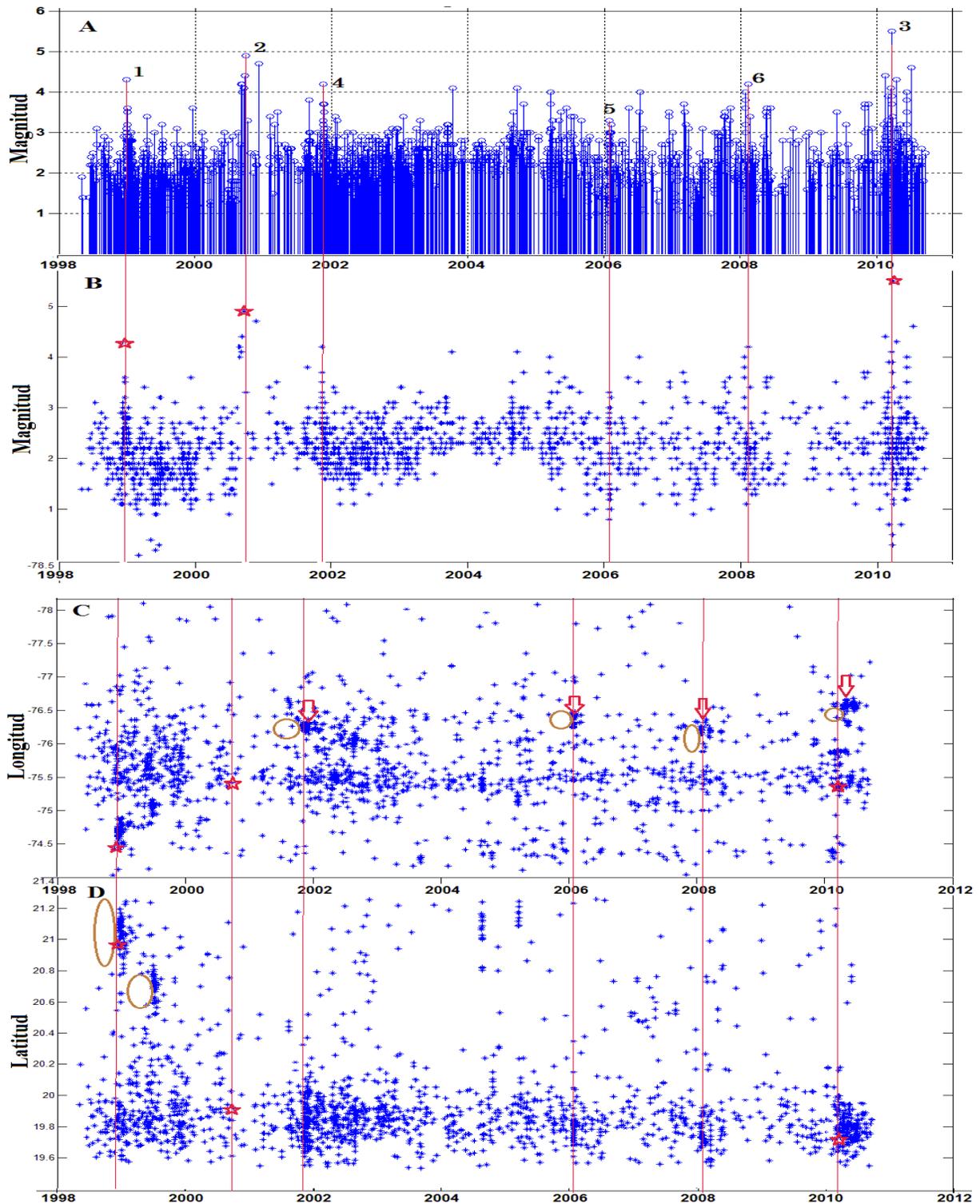


Figura 45. Ocurrencia de la sismicidad en el período 1998-2010. A) y B) Gráficos de magnitud vs tiempo, C) Sismicidad espacio-temporal vs longitud, D) Sismicidad espacio-temporal vs latitud. Sismicidad significativa registrada en este período: 1. Sismo del 28/12/1998, 4.3 ML (20.947° LN, -74.649° LW), 2. Sismo del 30/9/2000, 4.9 ML (19.916° LN- 75.415° LW), 4, 5 y 6. Series de terremotos \sim (19.60° a 20.00° LN y 76.00° a 76.60° LW).

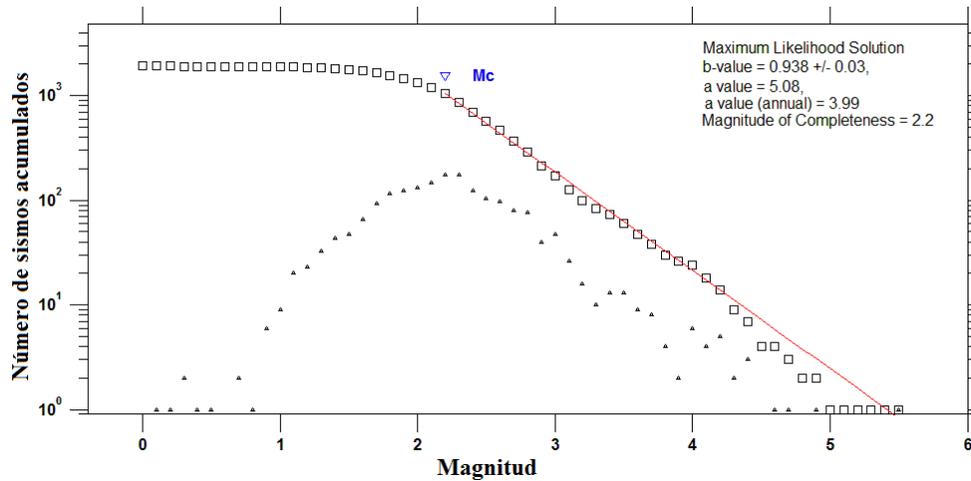


Figura 46. Gráfico de la relación Gutenberg-Richter para el período 1998-2010. El valor de b de 0.938 obtenido en este grafico corresponde con una actividad sísmica donde hay una relación magnitud-frecuencia normal.

Para el catálogo 199-2010 también buscamos elementos que indiquen o demuestren que la sismicidad del interior de placas (ZN) es consecuencia de la sismicidad que ocurre en la zona límite de placas (ZS). También es de nuestro interés comprobar que la sismicidad de la Zona de Moa es también una sismicidad relacionada a la zona de Fallas del Norte de la Española y que es independiente a la sismicidad del interior de placas. Para realizar este análisis también dividimos el área de estudio en diferentes zonas: Zona Sur (ZS), que incluye a toda la zona límite de placas, a la Zona Norte (ZN) que abarca toda la zona al norte del límite de placas y dentro de esta a la Zona Norte 1 que corresponde a la región de Moa que se caracterizó por presentar una sismicidad significativa a partir del año 1998 (fig. 47).

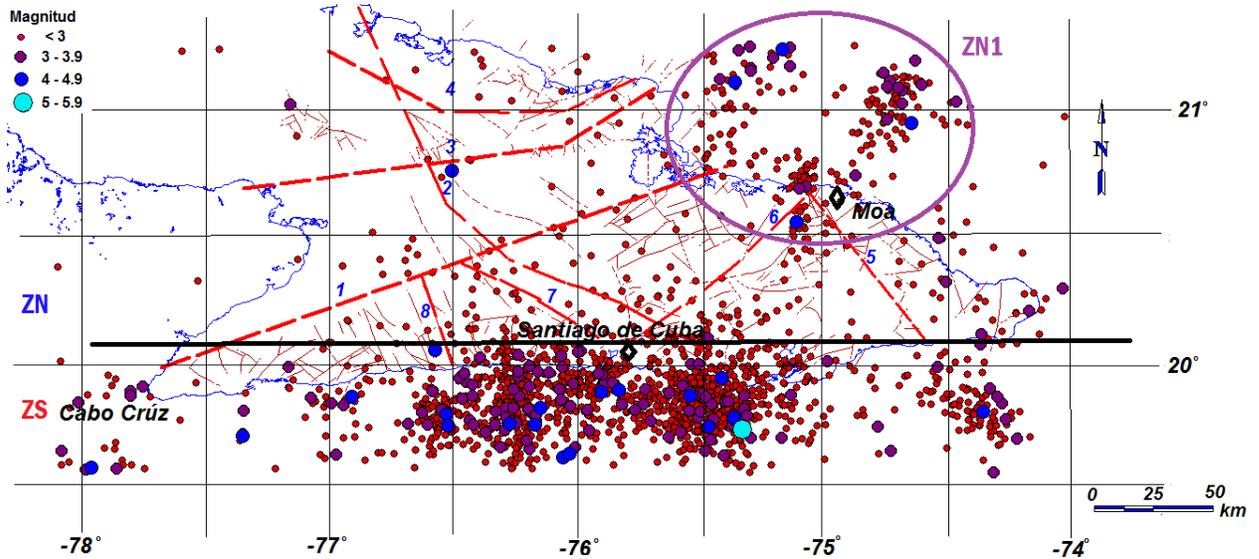


Figura 47. Sismos registrados en el área de estudio entre 1998 y 2010, donde se incluyen las fallas activas propuestas en estudios previos en el territorio emergido y las zonas seleccionadas para evaluar la sismicidad. ZS: Zona Sur (límite de placas) ZN: Zona Norte (interior de Placas), ZN1: Zona Norte 1 (Moa) para el catálogo 1998-2010.

En la figura 48A se representa el número de sismos registrados entre 1998 y 2010 en las diferentes zonas. Como se observa en la figura 48B, la sismicidad iniciada en diciembre de 1998 en la región de Moa continuó durante 1999 involucrando a toda el área con un incremento de la cantidad de sismos durante este año. Aunque hubo una disminución a inicios del 2000, la misma aumentó posteriormente en la ZS hasta el 2004. En la ZN en general se mantuvo con pequeños incrementos y decrementos.

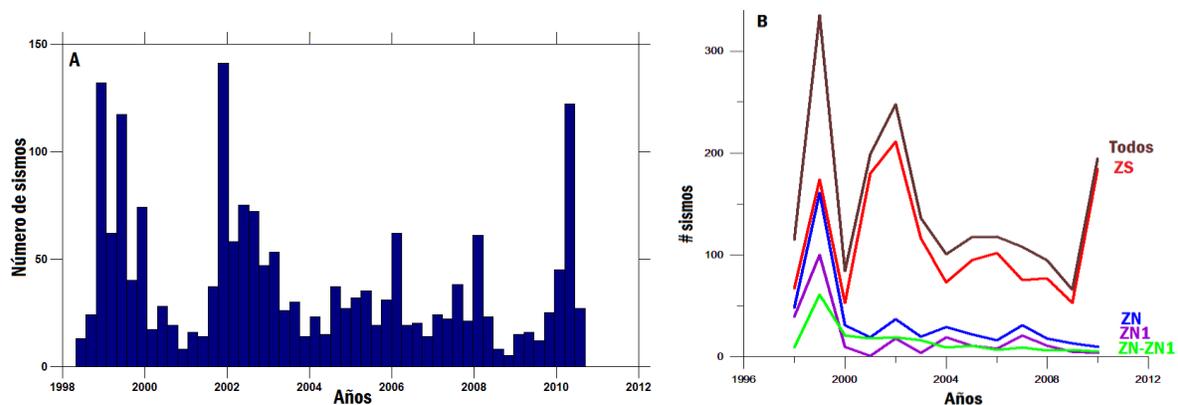


Figura 48. A) Histograma del número de sismos registrados en toda el área. B) Gráfico con el número de sismos para las diferentes zonas en que dividimos el área de estudio (B).

Cuando se determina el parámetro b por año para cada una de estas zonas se observa que la actividad sísmica se comporta muy similar hasta el año 2008. En los años siguientes disminuye la sismicidad notablemente en la zona norte con sólo 13 sismos registrados en el 2009 y 10 en el 2010, lo cual altera el parámetro b (fig.49).

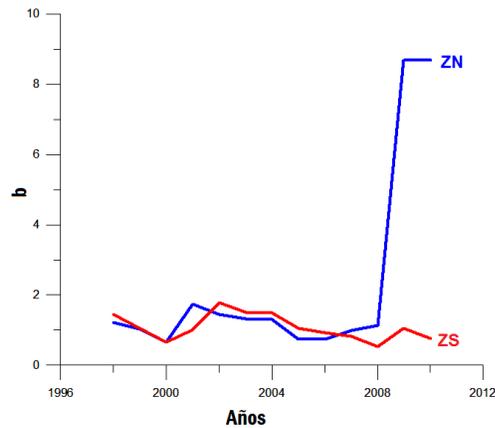


Figura 49. Comparación del parámetro b de la relación Gutenberg - Richter de la de la zona norte y la zona sur por años.

Al elaborar los gráficos del momento sísmico acumulado para las diferentes zonas en que dividimos el catálogo de 1998-2010 (fig. 50), nos damos cuenta de que la zona que pudiéramos llamar del interior de placas, está más vinculada en este período a la zona de Moa (ZN1) que a la zona sur (ZS). En este sentido se nota la relación de la energía liberada en estas dos zonas en el 2000, posterior a las series de terremotos de Moa iniciada en diciembre de 1998 y que continuó en 1999. En cambio no se observa ninguna influencia del sismo de marzo del 2010 en la zona del interior de placas.

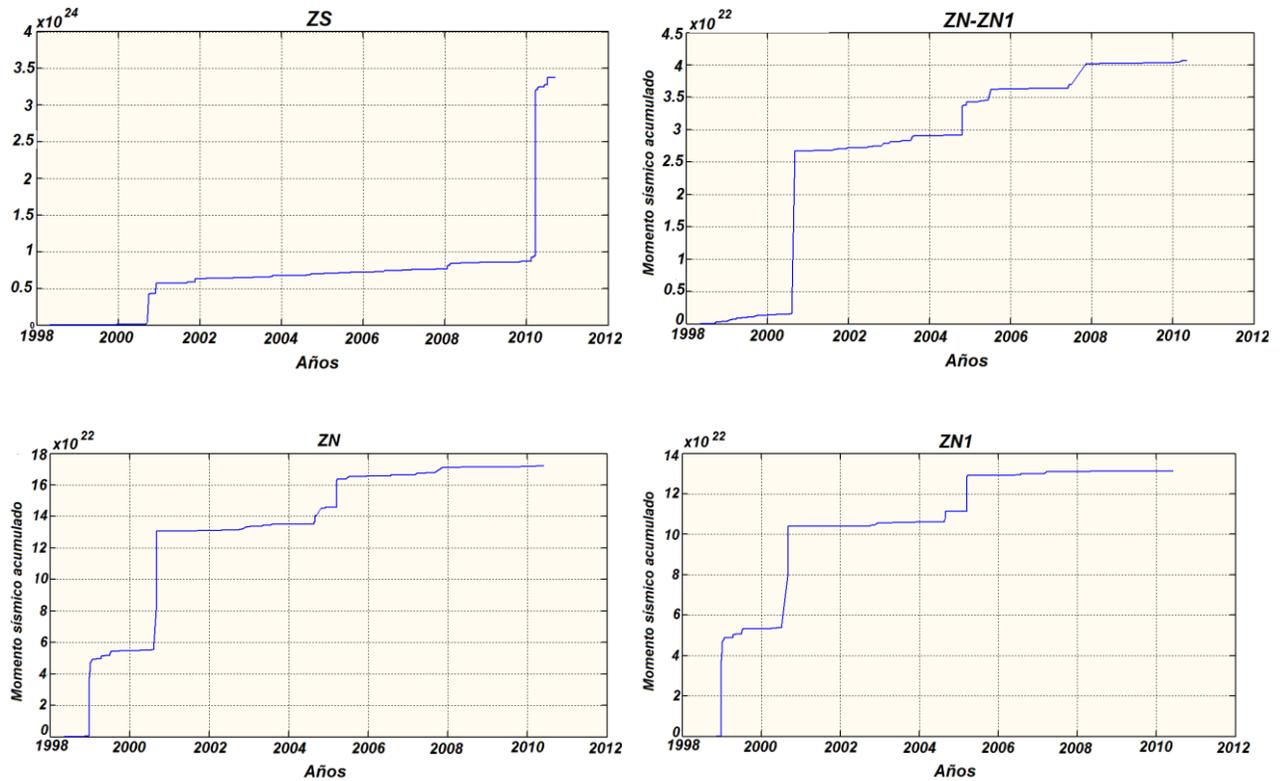


Figura 50. Comparación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas de la figura 23. Se observa que la liberación energética de la zona norte eliminando la zona de Moa (ZN-ZN1) tiene una relación espacial con la zona de Moa (ZN1) propiamente.

Para este período del 1998 al 2010, la liberación energética comienza por la región situada al noreste de la localidad de Moa con el sismo del 28 de diciembre de 1998 con una magnitud de 4.3 (ML) y continúa con algunos sismos que no superan los 4.2 de magnitud. Esto evidencia que la sismicidad registrada (u ocurrida) en el territorio emergido es consecuencia directa de la acumulación y liberación de esfuerzos generados en la zona de falla del Norte de La Española (fig. 51).

Al realizar un análisis de la sismicidad filtrando la sismicidad de fondo, en nuestro caso sismos menores a 4 de magnitud (fig. 52 A), se observa que los sismos de magnitud mayor o igual a 4 son muy pocos en unos 40 años de registro sísmico instrumental, lo cual pone en evidencia que las posibles fallas activas son de muy pocos kilómetros de longitud reflejándose en pequeñas series de terremotos dispersas en todo el territorio emergido.

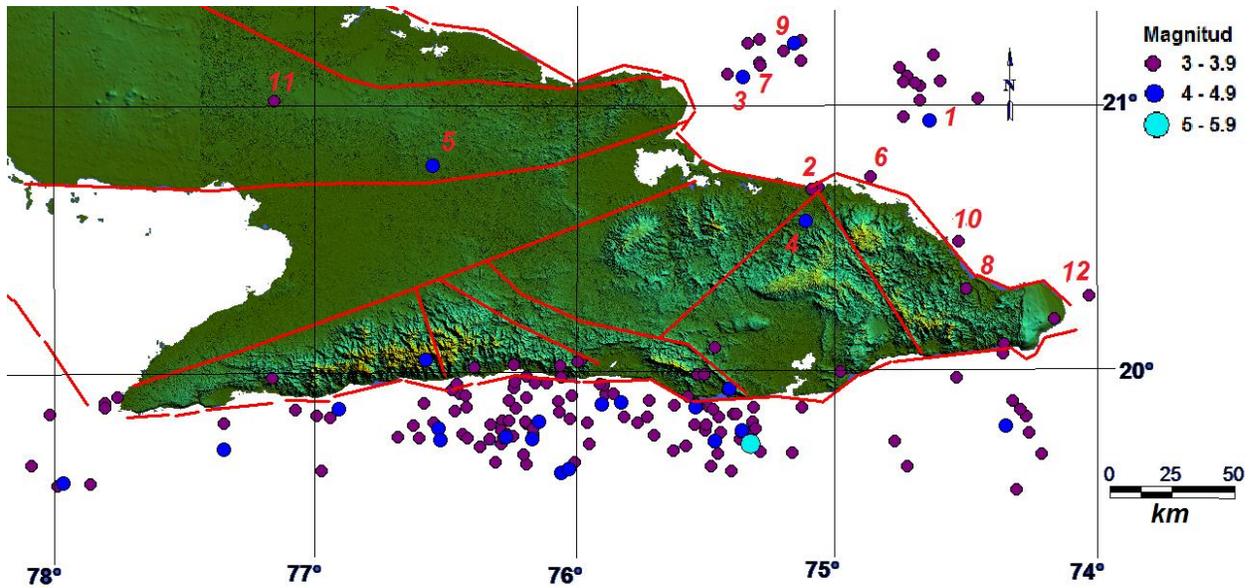


Figura 51. Secuencia de ocurrencia de la sismicidad en la parte norte de la región de estudio en el período 1998-2010. Los números indican el orden de ocurrencia de los sismos de magnitud mayor a 3.

Por otra parte, cuando analizamos las magnitudes máximas registradas en la zona de interior de placas y las relacionamos a la longitud de ruptura podemos ver que estas rupturas son de aproximadamente un kilómetro. Los terremotos con magnitudes iguales a 4 se relacionan a fallas con una longitud de 1 km y un desplazamiento promedio de un centímetro (Kanamori et al., 1975).

Estos resultados nos demuestran que la sismicidad que se registra en el territorio emergido no se debe a las fallas consideradas como zonas sismogeneratoras por previos autores, sino más bien a pequeñas rupturas o fallas superficiales resultantes del régimen geodinámico imperante en esta región desde el Eoceno Medio.

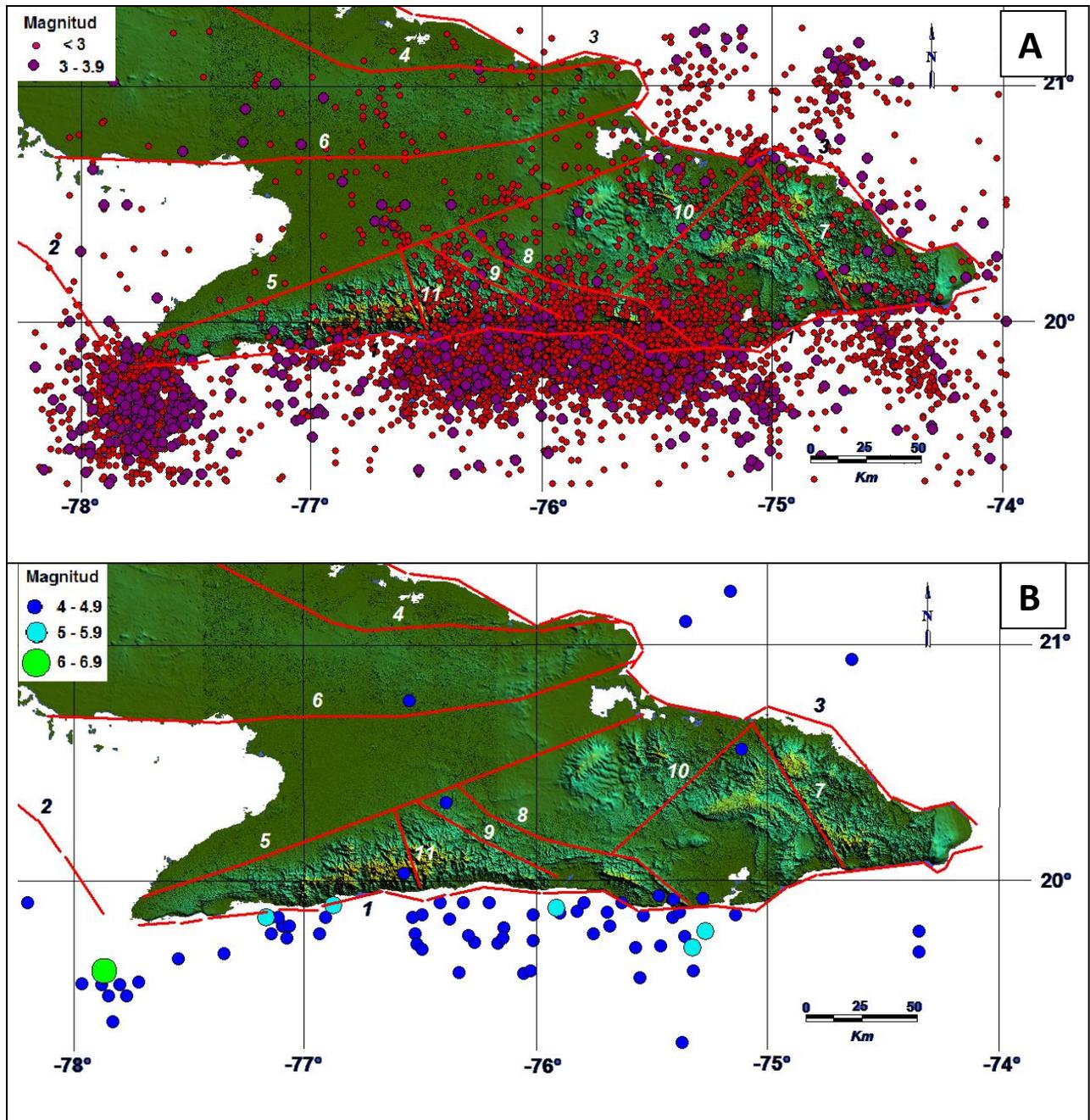


Figura 52. A) Sismicidad de fondo registrada instrumentalmente entre 1967-1995 y 1998-2010 B) Sismos mayores a 4 de magnitud entre 1967-1995 y 1998-2010 (Álvarez et al. 1999; Catálogo sismológico CENAIIS 1998-2008). Los números se corresponden con las fallas listadas en la tabla 2.

4.6. Conclusiones

- En esta región han sido propuestas una gran cantidad de dislocaciones disyuntivas por diferentes criterios sin manifestar actividad en la actualidad, algunas fallas han sido sugeridas por intuición de los autores sin ninguna evidencia. En los casos que se han utilizado criterios sismológicos, han sido de manera muy burda, a escalas muy pequeñas.
- No hay evidencias de que las fallas activas representadas en esquemas o mapas sismotectónicos elaborados con anterioridad y que han servido de base para trazar zonas de origen de terremotos o zonas sismogeneratoras manifiestan actualmente sismicidad asociadas a ellas.
- La sismicidad registrada recientemente en el territorio emergido permite aseverar que ésta ocurre preferentemente en las zonas aledañas a las estructuras o fallas de primer orden (falla Oriente y falla Norte de la Española) y en menor medida en la parte central del área, más alejada de las zonas de fallas principales.
- Toda esta sismicidad que pudiéramos denominar adyacente al límite de placa se genera al producirse pequeñas rupturas en la parte superior y rígida de la corteza, por lo cual no alcanza profundidades superiores a los 20 km ni sismos mayores que 4.5 de magnitud.
- Los sismos registrados en la zona emergida de la región de estudio se deben considerar como asociados al límite de placas y no de interior de placas.

5. Movimientos Verticales Recientes de la Corteza Terrestre (MVRCT)

5.1. Introducción

La determinación de los movimientos verticales recientes de la corteza terrestre (MVRCT) mediante métodos geodésicos y datos de las redes de nivelación y de los polígonos geodinámicos forma parte de las investigaciones que se llevan a cabo para la determinación de las fallas activas o lineamientos geológicos superficiales. Como resultado de estos estudios se pueden establecer probables zonas donde la actividad geodinámica de la corteza terrestre se pone de manifiesto en la superficie terrestre, para lo cual se obtienen datos que corresponden a características cuantitativas de los sectores estudiados.

Los trabajos geodésicos comprenden mediciones repetidas de nivelación y determinación de las características cuantitativas de los movimientos verticales de la corteza terrestre, los cuales conjuntamente con los estudios geólogo-geomorfológicos, sísmicos y geofísicos contribuyen a detectar las estructuras tectónicas activas en la actualidad.

En este capítulo se evalúan los desplazamientos o movimientos recientes de la corteza en cada una de las fallas antiguas propuestas por estudios previos. Haciendo uso de mediciones geodésicas de alta precisión realizadas en las líneas de primer y segundo orden y los polígonos geodinámicos ubicadas en la región de estudio.

Los datos de velocidad y desplazamiento utilizados en este trabajo fueron cedidos por la Empresa GEOCUBA-Oriente Norte, anteriormente Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (ICGC), quien tiene a su cargo la misión de ejecutar todos los estudios correspondientes a esta especialidad en la República de Cuba. Estos estudios cumplen con los requisitos de calidad para este tipo de trabajo, desde la configuración de la red de nivelación, definición del punto inicial de referencia hasta la nivelación y el procesamiento de los datos. Los mismos se procesan e interpretan para discriminar los

resultados no deseados y clasificar la información que se acepta para su procesamiento y generación de las bases de datos de desplazamientos y velocidades.

5.2. Antecedentes

Los estudios de los MVRCT en Cuba comenzaron a realizarse por el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (ICGC) en los años 70's como iniciativa y asesoría del Doctor Dimitriev Anatolovich Liliemberg, especialista del Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de la URSS, dónde también participaron otros Institutos de la Academia de Ciencias de Cuba (Marqués, 1999).

Como ejemplo de estudios geodésicos en la parte oriental de Cuba podemos señalar los ejecutados en los estudios para el emplazamiento de la Central Electronuclear del Norte de Holguín (Babaiev et al., 1999), en el Polígono Geodinámico de Santiago de Cuba (Rueda et al., 1995), (Arango,1996) y en la línea geodinámica de Moa (Pérez et al., 2008). En el polígono geodinámico de Santiago de Cuba fueron determinadas varias zonas de deformación del terreno a partir de los gráficos de velocidades y desplazamientos determinados por medio de geodesia de alta precisión. Estas zonas de deformación permitieron determinar las principales fallas activas presentes dentro de la Cuenca de Santiago de Cuba (Arango, 1996, Rueda, 1995). Para la región de Moa, la línea geodinámica diseñada igualmente fue determinante para definir las posibles zonas de fallas activas que atraviesan esta región (Pérez et al., 2008)

5.3. Materiales y métodos

Para el análisis de los movimientos verticales de la corteza terrestre en la región de estudio se utilizaron en total datos de 1645 puntos geodésicos situados en 16 líneas de primer orden, 17 líneas de segundo orden, las cuales forman una red densa que cubre gran parte del área de estudio (fig. 53).

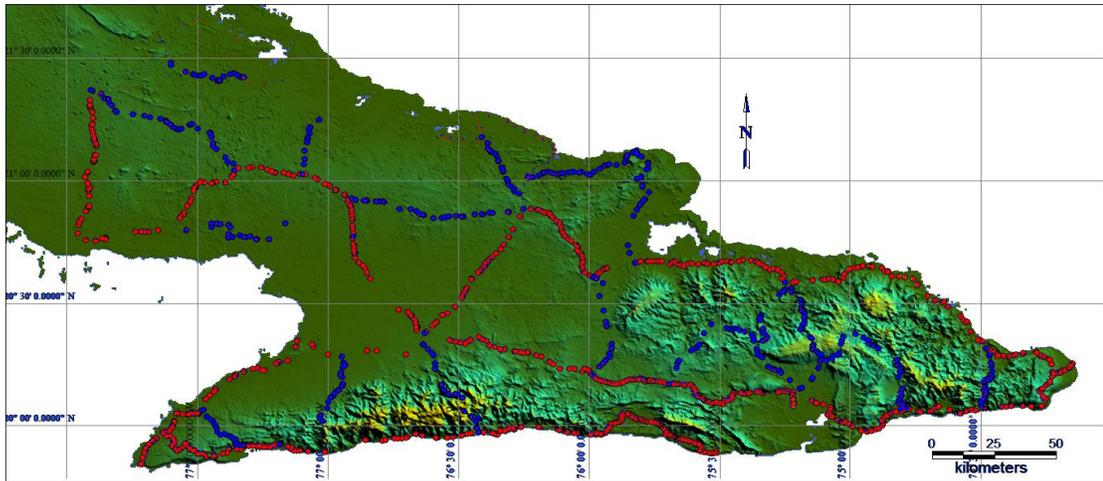


Figura 53. Esquema de ubicación de las líneas de nivelación de 1er. orden (rojo) y 2do. orden (azul) utilizadas en este trabajo.

Las mediciones de campo se realizaron con el método de Coincidencia o Método Soviético, según las normas establecidas por el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (ICGC) en el año 1984.

Nuestro trabajo consistió en analizar en cada línea los desniveles verticales que son interpretados como posibles zonas de fallas por representar cambios del régimen o tendencia de dirección de movimiento, ya sea de ascenso o descenso, como se observa en la figura 54. Los números situados sobre cada punto indican el desplazamiento en sentido vertical en mm experimentado por cada punto desde el comienzo de la nivelación de la línea relativos a un punto inicial de referencia.

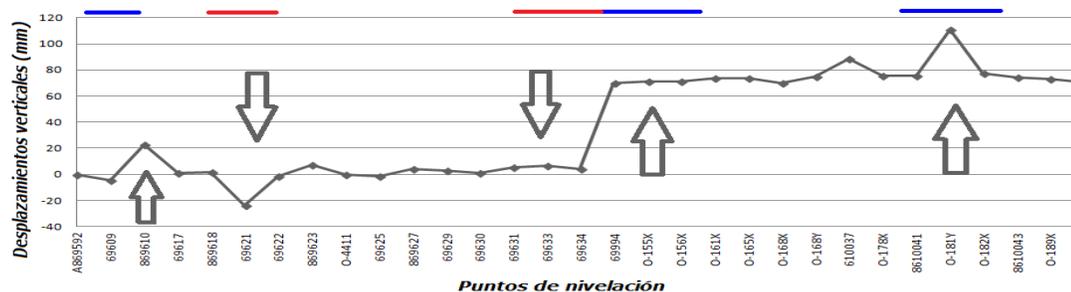


Figura 54. Segmento de un gráfico de los desplazamientos verticales de una línea de primer orden. Se señala con una flecha el punto de inflexión, que marca el sitio de una posible zona de deformación del terreno en sentido positivo (azul) o negativo (rojo) y de una posible falla y/o límite de bloque (ambos rojo-azul).

Para nuestro análisis de determinación de las zonas de posible debilidad tectónica utilizamos los datos de los desplazamientos verticales de cada línea por separado debido a que cada línea tiene su punto 'cero' de partida al cual se 'amarra' toda la nivelación de la línea o sea, el punto inicial se considera fijo. En otros estudios (Marqués, 1999, Cabrera et al., 2007). se han ajustado las nivelaciones de todas las líneas a un punto común amarrado a su vez a un mareógrafo para darle de alguna medida un carácter absoluto a los valores de ascenso o descenso de los bloques o puntos de la línea, por Marqués (1999) tomó el punto geodésico 013 como punto de referencia para toda la región oriental de Cuba.

En la figura 55 se representan las anomalías geodésicas reconocidas como una zona de deformación reciente de la corteza en cada una de las líneas de nivelación, siguiendo la metodología mencionada anteriormente, donde los segmentos rojos representan un descenso y los segmentos azules un ascenso en relación al punto inicial de medición de la línea al cual pertenecen.

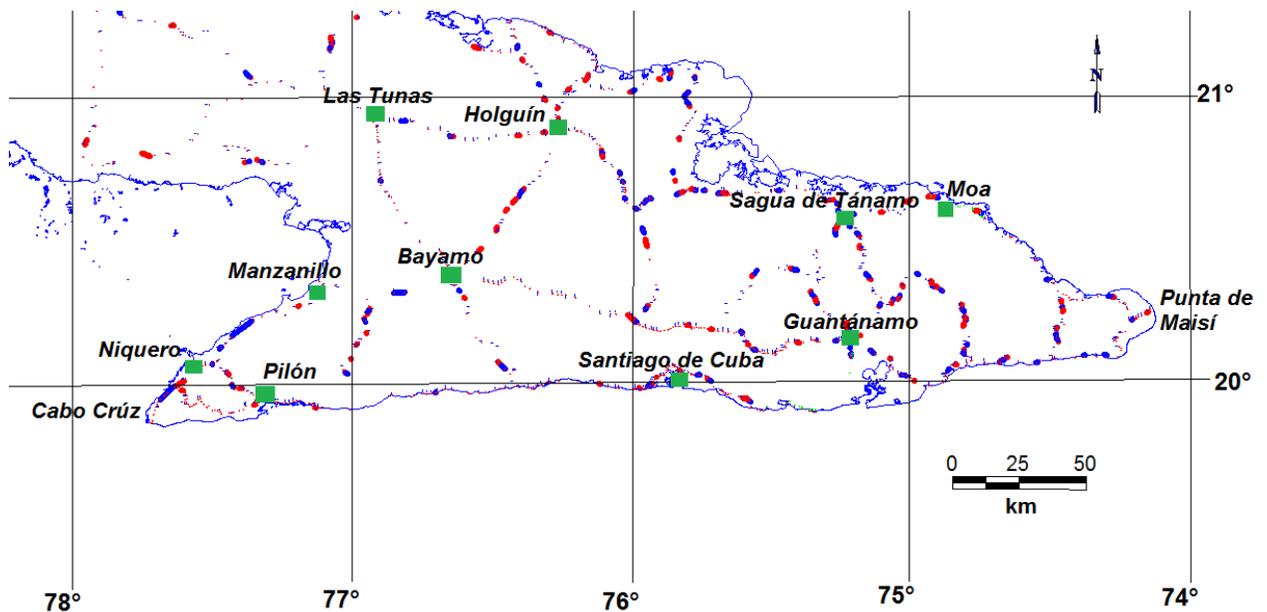


Figura 55. Anomalías relacionadas a deformaciones del terreno determinadas a partir de las mediciones geodésicas de alta precisión. Los segmentos rojos indican hundimiento y los azules ascensos relativos al punto inicial de cada segmento.

5.4. Análisis de las fallas propuestas para el territorio emergido por estudios anteriores y su reflejo en los MVRCT determinados en el área de estudio mediante la nivelación de alta precisión

Las anomalías geodésicas de alta precisión que reflejan los movimientos seculares o lentos de la corteza terrestre determinados en cada línea de nivelación se representan en la figura 56. Correlacionamos las fallas propuestas que coinciden en la mayoría de los esquemas anteriores. Lamentablemente no todas zonas de fallas fueron cortadas por las líneas de nivelación las veces necesarias para tener un criterio válido de su actividad en toda su longitud, al menos en lo referente a desplazamientos verticales lentos durante el período de mediciones.

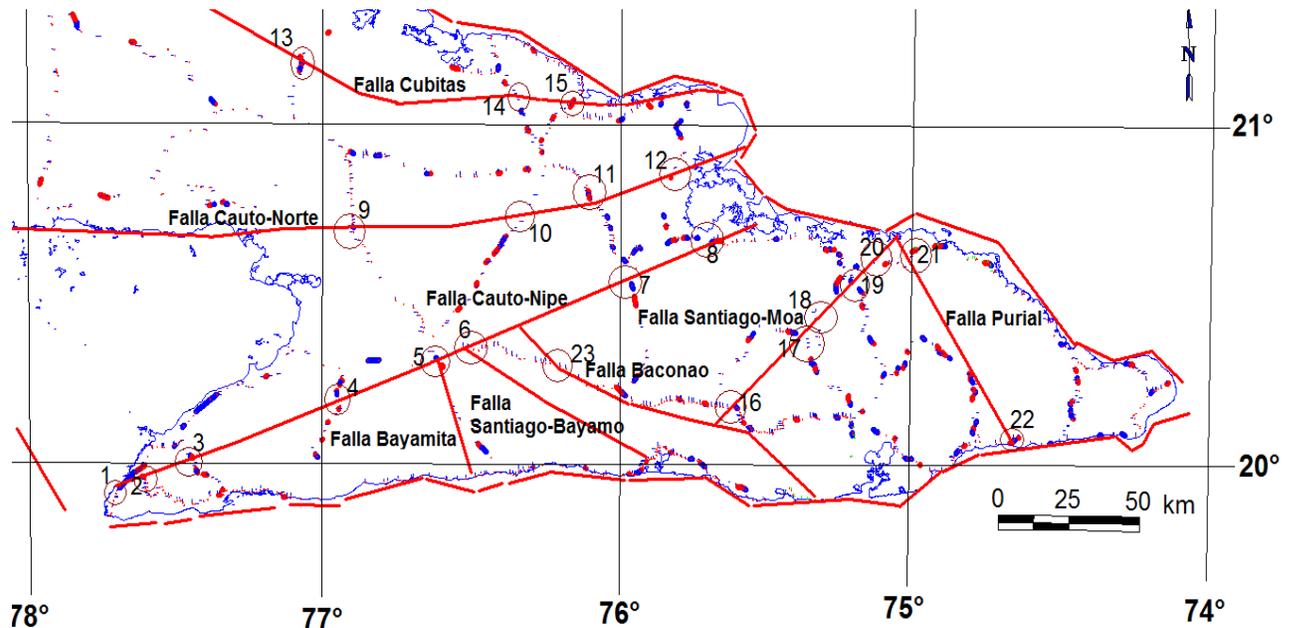
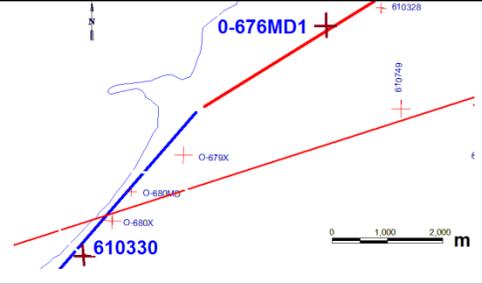
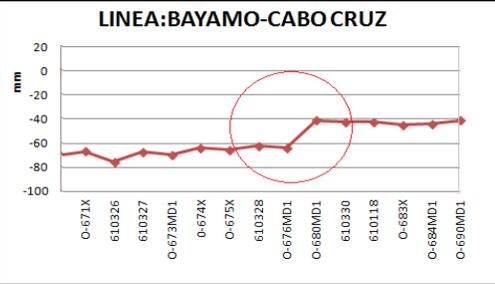
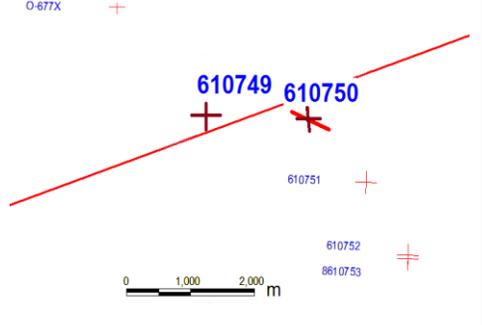
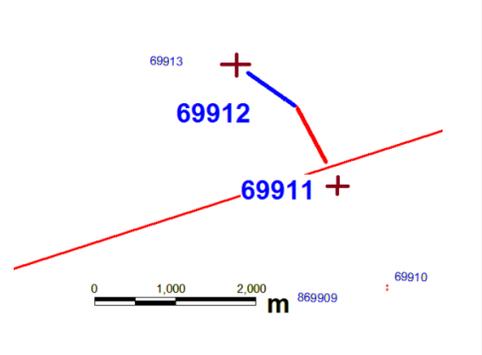
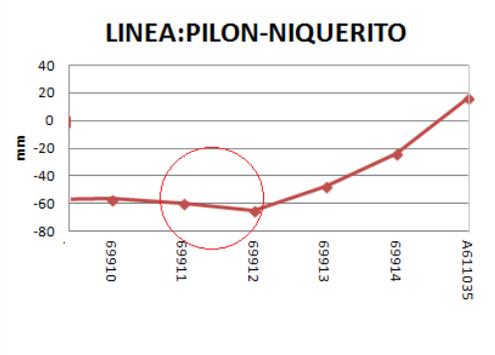
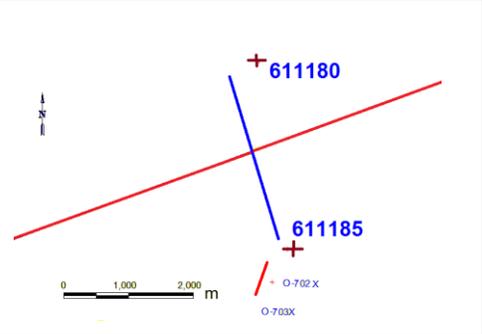
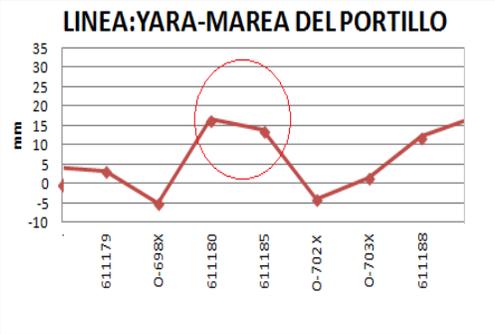
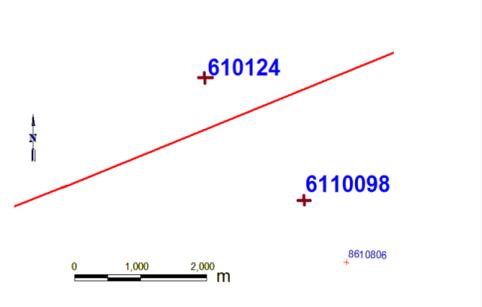
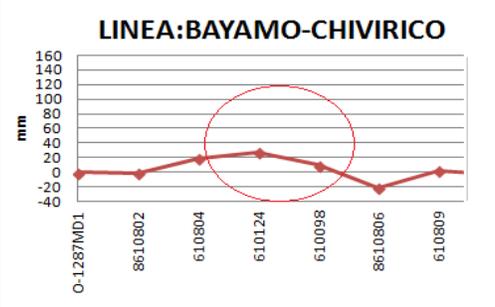


Figura 56. Anomalías geodésicas observadas en cada línea de nivelación (en rojo y azul), y las fallas principales propuestas en esquemas anteriores. Se señalan con números los sitios donde se interceptan las líneas de nivelación con las fallas señaladas que son mostrados en detalle en las siguientes figuras.

Falla Cauto-Nipe

La falla Cauto-Nipe, es considerada por algunos autores como una falla normal que limita y marca el ascenso del bloque formado por la cordillera de la Sierra Maestra y la meseta de Pinares de Mayarí, al sur, con la cuenca de Cauto-Nipe al norte (fig. 56), constituyendo un reflejo del contacto de estas dos morfoestructuras (Babaiev et al., 1989). Sin embargo no existe una coincidencia entre los diferentes autores en cuanto al trazado exacto ni al tipo de falla. Cotilla et al. (2007) la representa como una falla de rumbo izquierdo. Debido a lo impreciso en el trazado de la falla se considera un rango de error a ambos lados de 5 kilómetros para el análisis de las anomalías geodésicas que puedan estar relacionadas con esta zona de fallas. Los movimientos verticales recientes detectados en el trazado de la falla no son claros a lo largo de toda esta estructura. En algunas líneas se manifiesta como un límite de bloque con el bloque ascendente al sur mientras que, en otras, esta tendencia se invierte, manifestándose como una zona sometida a esfuerzos compresivos o esfuerzos tensionales. En algunas no tienen ningún reflejo en las mediciones geodésicas de alta precisión. Por ejemplo en su extremo suroeste, en las inmediaciones del poblado de Niquero se manifiesta como un límite de bloques con un desplazamiento vertical de unos 23 mm en el punto 0-6776MD de la línea de primer orden Bayamo-Cabo Cruz (fig. 57). En cambio, en la línea Santiago-Cabo Cruz se observa solo un punto anómalo en tensión, mientras que en la línea Pílon-Niquerito se refleja una posible falla normal donde el bloque hundido está al sur, en sentido opuesto al que debería tener. En las líneas Yara-Marea del Portillo y Bayamo-Chivirico se observan deformaciones del terreno que abarcan una zona de varios kilómetros que pudiéramos llamar de baja frecuencia. Sin embargo, en las líneas Guantánamo-Bayamo y Holguín-Sagua se observa igualmente una zona de deformación del terreno que abarca varios kilómetros, en este caso de alta frecuencia (fig. 57).

Puntos en el mapa de la figura 55	Ubicación	Gráfico del tramo de la línea
1		<p>LINEA: BAYAMO-CABO CRUZ</p> 
2		<p>LINEA: SANTIAGO DE CUBA-CABO CRUZ</p> 
3		<p>LINEA: PILON-NIQUERITO</p> 
4		<p>LINEA: YARA-MAREA DEL PORTILLO</p> 
5		<p>LINEA: BAYAMO-CHIVIRICO</p> 

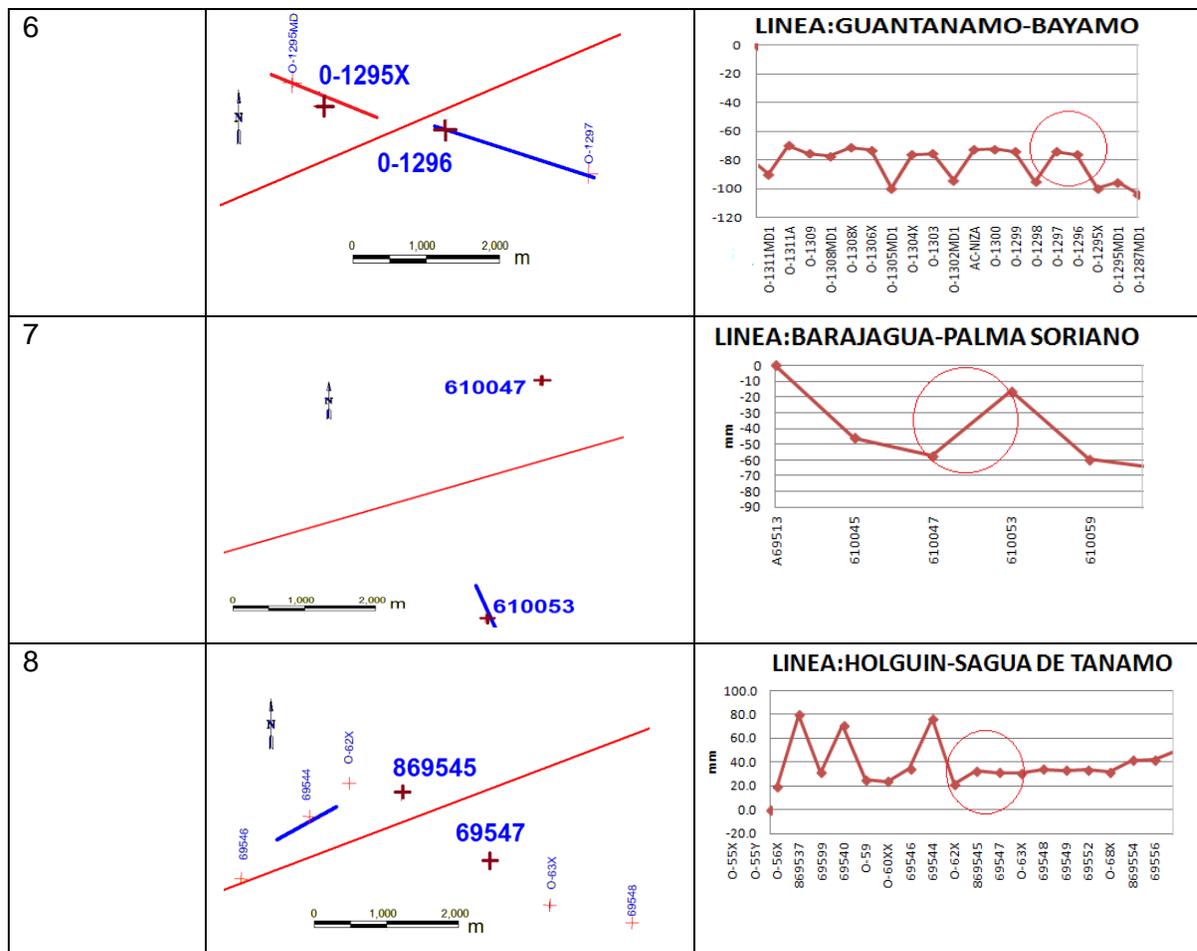


Figura 57. Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Cauto-Nipe (No. 5 en la figura 54) con las líneas de nivelación que la cortan.

Falla Cauto-Norte

La falla Cauto-Norte es considerada como una manifestación en superficie de una flexura del basamento plegado con un buzamiento al sur, constituyendo el límite entre las elevaciones medias de Holguín- Camagüey y la cuenca Cauto-Nipe (Babaiev et al., 1989), mientras que Cotilla et al. (2007) la considera como una falla de rumbo izquierdo. Para el análisis de esta falla escogimos el trazado propuesto en los estudios de la CEN de Oriente (Babaiev et al., 1989). En la línea Floro Pérez-Nipe, en los puntos 612466, 612 669 (fig. 58), se manifiesta como una anomalía muy significativa que representa el límite de un bloque hundido (graben), mientras que en la línea Bayamo-Camagüey se manifiesta en su intersección con un pequeño bloque en ascenso (horst). En el resto de las líneas que la cortan (Holguín-Bayamo y Holguín-Sagua) no hay evidencias de

deformaciones del terreno exactamente en el sitio. No obstante es necesario mencionar que las deformaciones se manifiestan en un sector más amplio de varios kilómetros fuera de la probable zona de fallas. En este caso las deformaciones del terreno no coinciden precisamente con el trazado de la falla propuesto por (Babaiev et al., 1989, Cotilla et al., 2007).

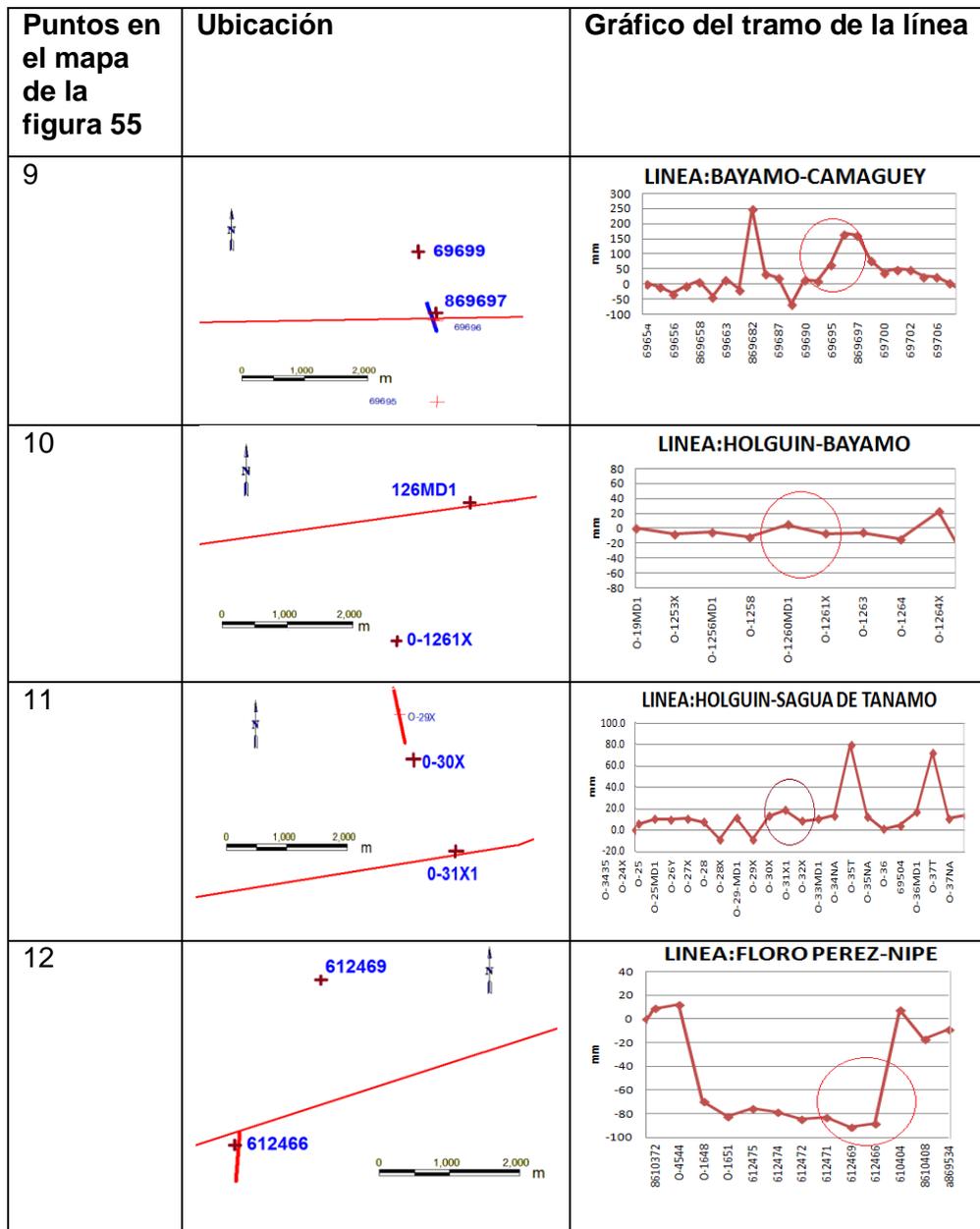


Figura 58. Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Cauto -Norte (No. 6 en la figura 54) con las líneas de nivelación que la cortan.

Falla Cubitas

La falla Cubitas o Norte Cubana ha sido propuesta por varios investigadores como el reflejo en superficie de la llamada sutura cubana que marca el límite entre las llamadas zona miogeosinclinal y la zona eugeosinclinal (Babaiev et al., 1989). De acuerdo a los modelos vigentes de evolución tectónica del territorio cubano, esta falla constituye el límite del cabalgamiento de las secuencias alóctonas con el margen continental de la plataforma de las Bahamas (autóctono). En superficie tiene muy poca expresión en el relieve. De acuerdo a los datos geodésicos en la región del norte de Holguín esta falla no manifiesta ninguna anomalía relacionada con movimientos recientes. En las línea Manatí-Lebanon y Holguín-Gibara se manifiesta como una zona de deformación inestable de varios kilómetros de longitud que pudiera estar o no relacionada con esta falla, mientras que en su parte central al ser cortada por la línea Aguas Claras-Lora no manifiesta ninguna deformación de la superficie del terreno (fig. 59).

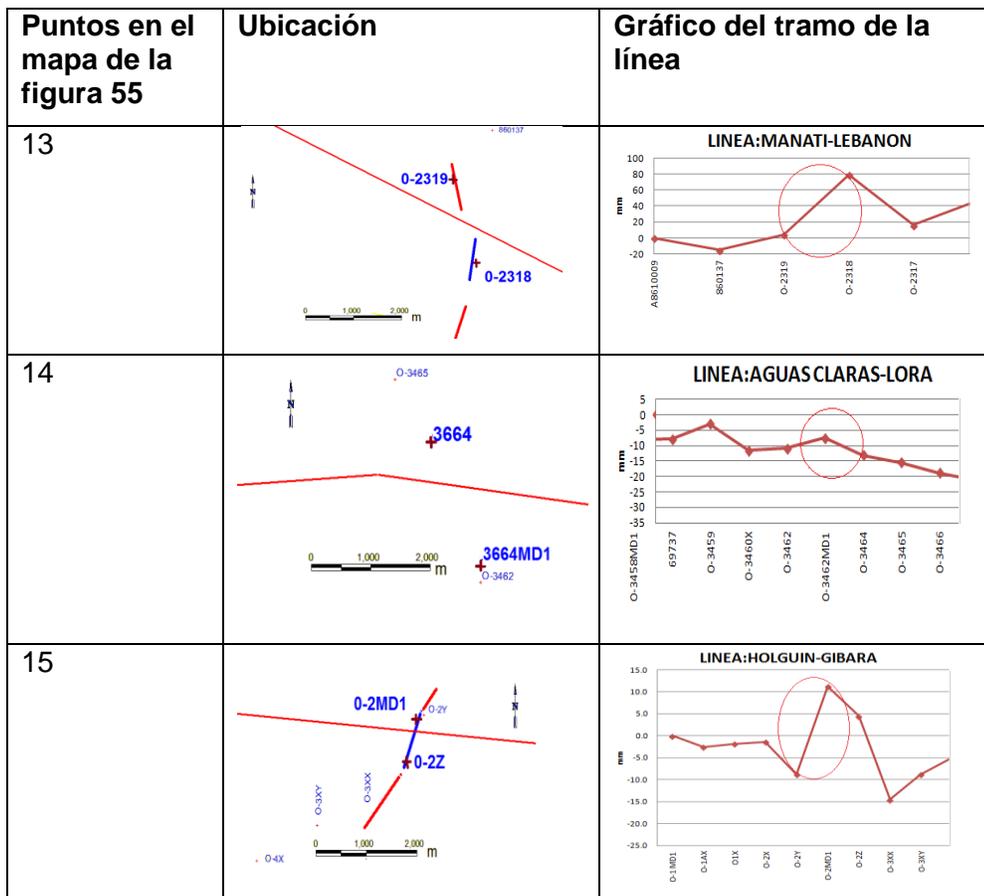
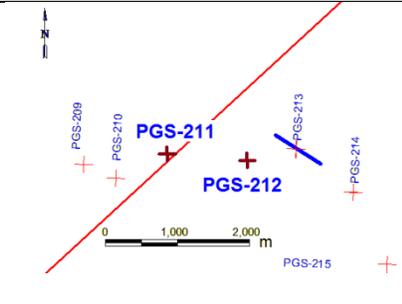
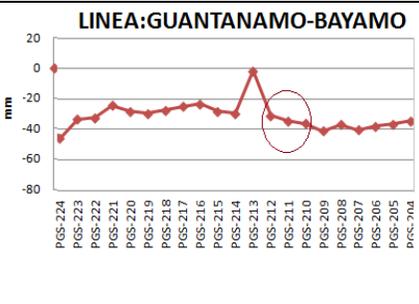
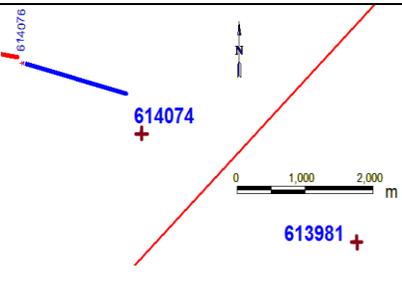
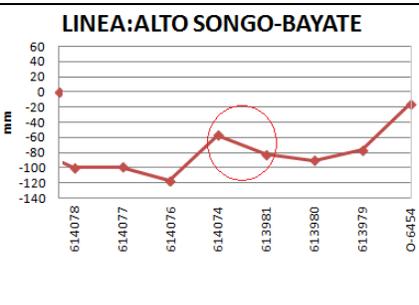
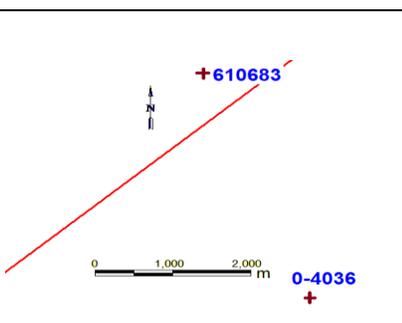
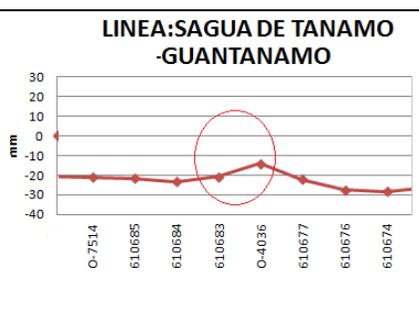


Figura 59. Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Cubitas (No. 4 en la figura 56) con las líneas de nivelación que la cortan.

Falla Santiago-Moa

La falla Santiago-Moa ha sido propuesta por algunos investigadores a partir de rasgos morfotectónicos alineados en esta dirección (Orbera et al., 1987). Los datos de los valores de los desplazamientos verticales determinados en las líneas de nivelación que cortan a esta zona de fallas no reflejan ninguna anomalía en la misma, quizá debido a que su movimiento probable es horizontal, aunque tampoco hay evidencias de que así sea su movimiento. En la línea Guantánamo-Bayamo se observa una anomalía a unos dos kilómetros al este de la posible falla que manifiesta una zona sometida a compresión. De igual manera, en el resto de las líneas que cortan a esta falla se manifiesta una zona anómala en ascenso, como se observa en los gráficos de la figura 60, pero no se observa una deformación del terreno característica de una zona de fallas.

Puntos en el mapa de la fig. 55	Ubicación	Gráfico del tramo de la línea
16		<p>LÍNEA:GUANTANAMO-BAYAMO</p> 
17		<p>LÍNEA:ALTO SONGO-BAYATE</p> 
18		<p>LÍNEA:SAGUA DE TANAMO -GUANTANAMO</p> 

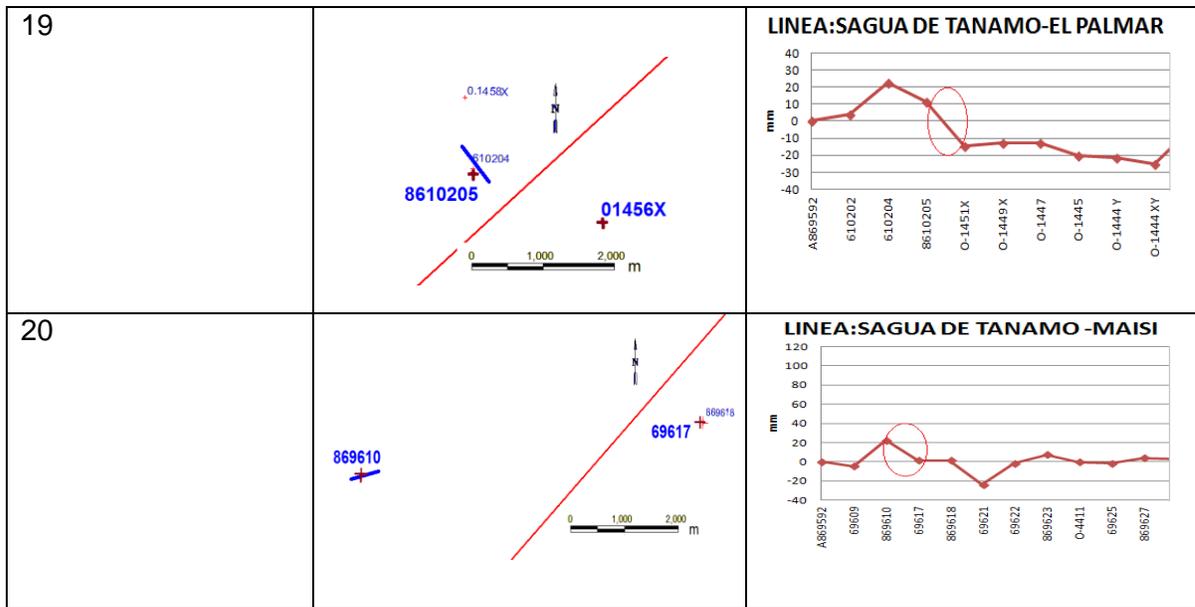


Figura 60. Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Santiago-Moa (No. 10 en la figura 56) con las líneas de nivelación que la cortan.

Falla Purial

La falla Purial ha sido propuesta por varios autores (Pérez et al., 1985, Pérez et al., 2001), a partir de la interpretación de imágenes de satélite. En su porción norte esta falla es cortada por la línea Sagua-Maisí. En el trazado propuesto para la misma no se observan deformaciones del terreno características de una zona de falla activa, más bien se observan zonas de posible inestabilidad tectónica hacia el este y oeste. En el extremo sur de esta falla, aunque sí se detectaron anomalías en los movimientos verticales detectados en la línea Guantánamo-Maisí en los puntos 0-227X y 0-226MD que pudieran estar relacionados a un segmento activo de esta falla (fig. 61).

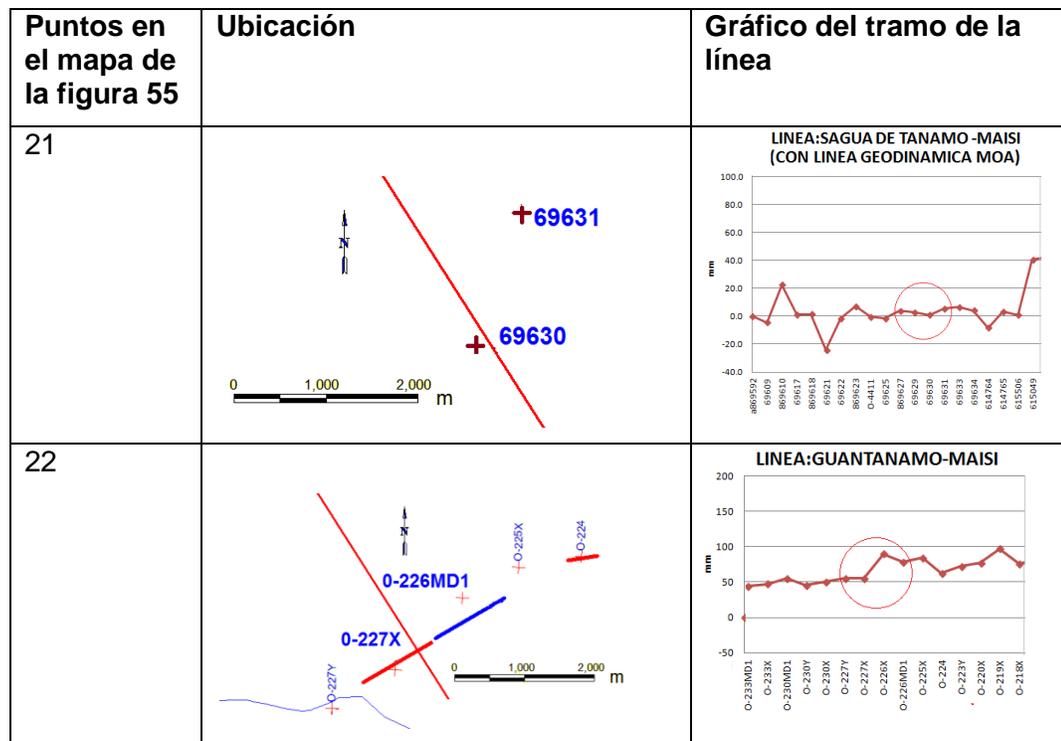


Figura 61. Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Purial (No. 7 en la figura 56) con las líneas de nivelación que la cortan.

Falla Baconao

La falla Baconao ha sido propuesta como el límite este de la Sierra Maestra. Algunos autores la trazan hasta su intersección con la falla Cauto-Nipe (Babaiev et al. 1998) y otros la extienden hasta la costa norte (Cotilla et al., 1996, Cotilla et al., 2007). En este sector se refleja como un contraste morfoestructural entre la Sierra Maestra y la Cuenca San Luis-Guantánamo. Sin embargo, al norte, en la cuenca del Cauto y en las alturas de Maniabón no tiene ningún reflejo en superficie.

El trazado de esta falla es cortado por la línea de primer orden Bayamo-Guantánamo en las inmediaciones del poblado de Contra maestre donde se manifiesta una zona de alta inestabilidad tectónica (fig. 62). La misma pudiera estar relacionada más bien a la zona de articulación del bloque de la Sierra de la Gran Piedra con la cuenca de San Luis, situada al norte. En este sentido hay que señalar que el bloque de la Gran Piedra interactúa directamente con la zona de fallas Oriente en su sector afectado por la zona transpresiva.

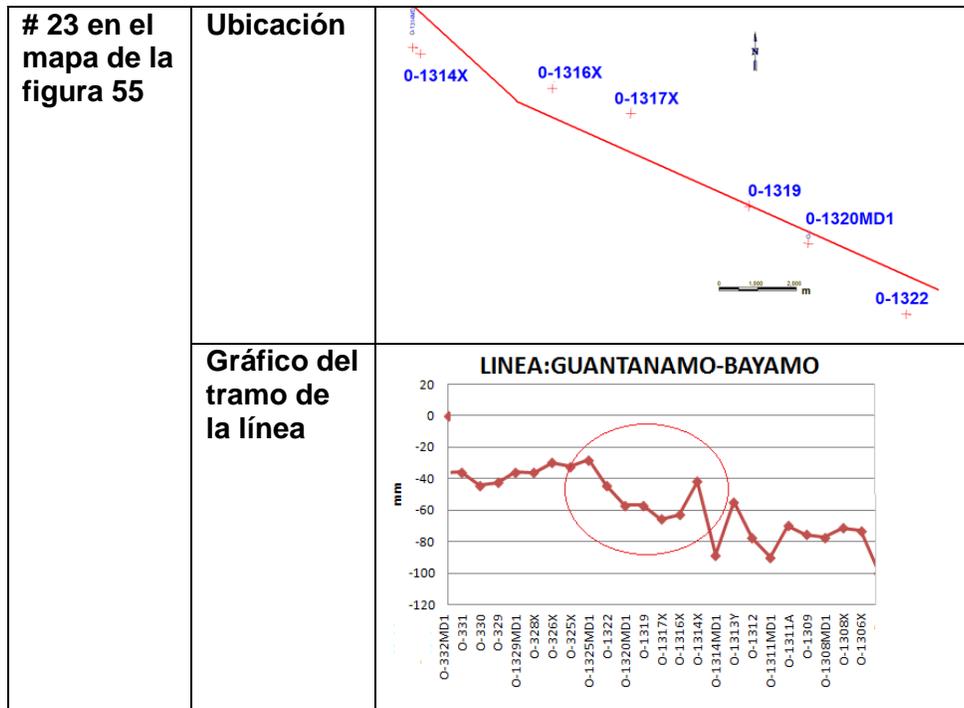


Figura 62. Anomalías geodésicas observadas en los sitios de intersección de la falla Baconao (No. 8 en la figura 56) con las líneas de nivelación que la cortan.

En sentido general, las anomalías geodésicas se manifiestan en prácticamente toda el área de estudio, como reflejo de las deformaciones de la corteza derivadas de los esfuerzos a que está sometida esta región. En la figura 63 se representan con un segmento de línea amarilla los sitios que se pueden interpretar como zona de fallas. Estos sitios no necesariamente coinciden con las zonas de fallas propuestas en estudios anteriores ni tampoco con los límites de los principales macizos montañosos.

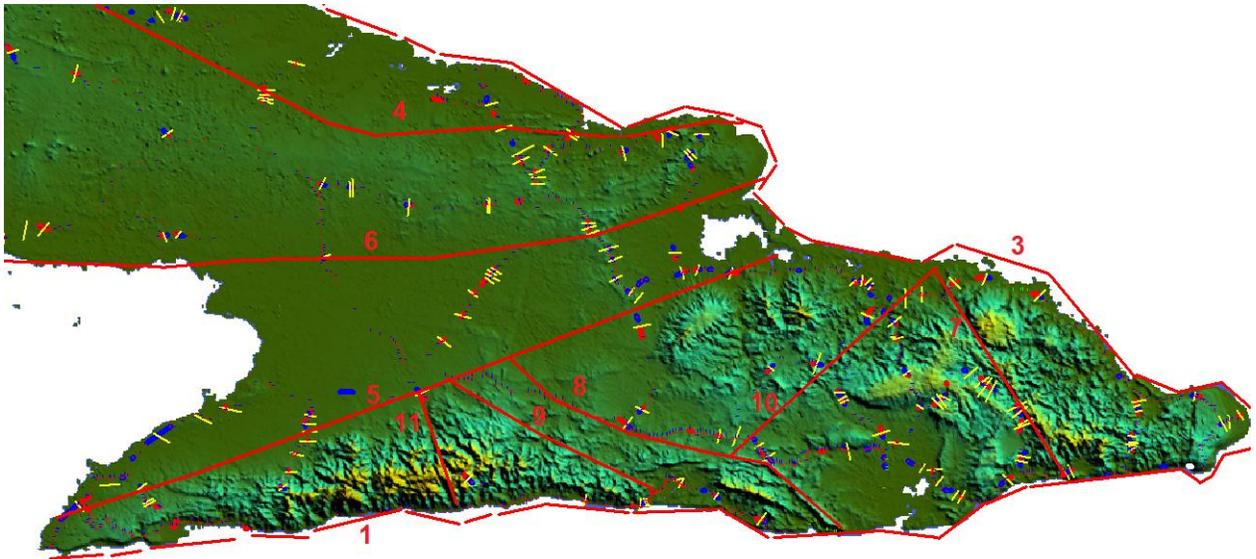


Figura 63. Sitios que pueden interpretarse como posibles zonas de fallas a partir de las mediciones geodésicas (con trazos amarillos). Se observa que no necesariamente coinciden con las zonas de fallas activas propuestas en estudios anteriores. Fallas supuestamente situadas en territorio emergido 4. Falla Cubitas, 5. Falla Cauto Nipe, 6. Falla Cauto Norte, 7. Falla Purial, 8. Falla Baconao, 9. Falla Santiago-Bayamo, 10. Falla Santiago-Moa, 11. Bayamita.

5.5.- Conclusiones.

- Las mediciones de los movimientos recientes de la corteza terrestre en las líneas geodésicas de nivelación, reflejan una gran cantidad y variedad de anomalías relacionadas con las deformaciones del terreno que tienen lugar producto de los esfuerzos a que está sometida esta región.
- No hay un criterio claro para demostrar la existencia de algunas de las fallas propuestas en estudios anteriores como activas. Si bien en algunos casos su trazado coincide con algunas anomalías geodésicas. Estas no siempre manifiestan la misma componente de deformación en toda su extensión.
- No existe una relación directa de las deformaciones del terreno y las morfoestructuras de la región de estudio.

6. Fracturas y fallas a partir de la imagen de satélite ASTER y el modelo digital del terreno (MDT)

6.1. Introducción

El análisis e interpretación de imágenes de satélites es una de las herramientas más utilizadas a nivel mundial para determinar rasgos de la superficie terrestre, como puede ser la expresión superficial de una falla o dislocación tectónica del terreno y su fracturamiento.

Para la región de estudio se han realizado diferentes esquemas tectónicos a partir de la interpretación de imágenes de satélite (Shein et al., 1985, Pérez et al., 1985., 2001, Cotilla et al., 1996) entre otros, los cuales han utilizado como base imágenes Landsat 5 y ASTER. En el caso de Cotilla et al. (1991a), utilizó los alineamientos detectados por medio de la interpretación de imágenes Landsat para la confección de mapas de fallas activas y sus mapas sismotectónicos. Estos autores denominaron las zonas de intercepción de alineamientos que coincidían con epicentros de terremotos históricos como nudos y consideraron que en éstos ocurrían los sismos más fuertes.

En nuestro trabajo trazamos las posibles rupturas o fallas a partir del MDT a escala 1:25 000 y la imagen ASTER sombreada con los escarpes de taludes que dan una mejor aproximación de las posibles fracturas del terreno, lo cual no significa que todas son realmente fallas activas.

6.2. Posibles zonas de fracturas y fallas mediante satélite y MDT y su relación con los hipocentros de los terremotos

En los capítulos anteriores consideramos que la sismicidad registrada en la zona interior de placas se debe a posibles zonas de fracturas y/o pequeñas fallas causadas por el régimen geodinámico imperante. Por tal motivo nos dimos a la tarea de trazar las posibles rupturas o fallas por medio del modelo digital del terreno a escala 1:25 000 y la imagen de satélite ASTER con los taludes sombreados, con el objetivo de ver en qué

medida estas pudieran estar relacionadas con la sismicidad registrada en el territorio emergido. (fig. 64).

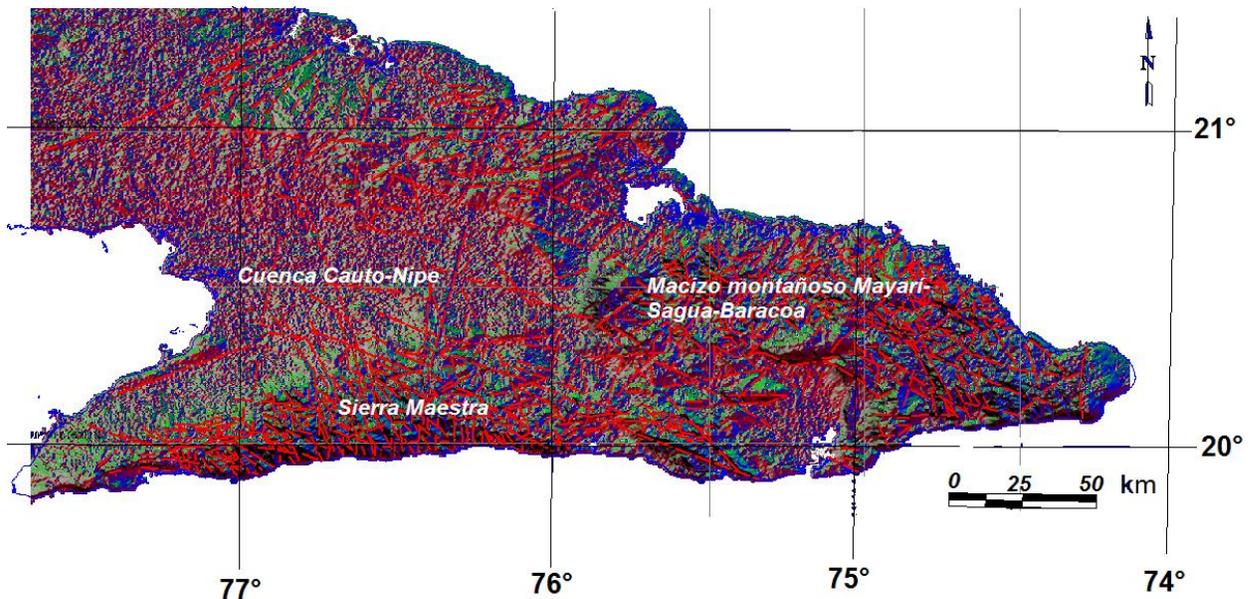


Figura 64. Trazado de las rupturas sobre la imagen ASTER con escarpes sombreados.

Como resultado de este análisis obtuvimos varias direcciones de fracturas y/o segmentos de fallas que dan una explicación mucho más congruente a la sismicidad que se registra en este territorio. Se destacan direcciones de alineamientos característicos para cada zona, que corresponden con los elementos estructurales y tectónicas principales. Para la región de la Sierra Maestra se manifiestan varias direcciones de fracturamiento o fallamiento que se pueden relacionar con cada etapa de evolución geológica de este territorio, lo cual ya había sido mencionado anteriormente por Rojas et al. (2006). Una dirección de fracturamiento radial con centro en las inmediaciones de la fosa de Oriente y que pudiera estar relacionado con los procesos de ruptura y apertura de esta fosa al formarse la falla Oriente. Otra dirección de fracturamiento sub-latitudinal conjugado SSW-NE y NW-SSE más reciente y que es coherente con el modelo de Riedel para fallas de movimiento strike-slip izquierdo.

Para el macizo Mayarí Moa-Baracoa existe un predominio de las direcciones conjugadas NE-SW y NW-SE que pueden estar relacionadas con los esfuerzos compresivos que ejerce la placa de Norteamérica por medio de la falla Norte de la

Española (Núñez et al., 2003). En ambos casos, tanto las estructuras recientes como las heredadas (reactivadas actualmente), pueden generar sismicidad de baja energía, como la que mencionamos anteriormente.

Cuando superponemos el mapa obtenido de fallas o fracturas obtenido con los epicentros de los terremotos, se observa una buena correspondencia entre ambos (fig. 65). Si tenemos en cuenta el análisis realizado en el capítulo de sismotectónica de que la sismicidad se produce en el territorio emergido preferentemente en pequeñas fallas llegamos a la conclusión de que este mapa de fracturas y fallas explica mejor que los modelos anteriores las características tectónicas relacionada con la liberación de energía en la actualidad y que los mapas de fallas activas anteriormente elaborados no corresponden con la sismicidad que se registra en esta región.

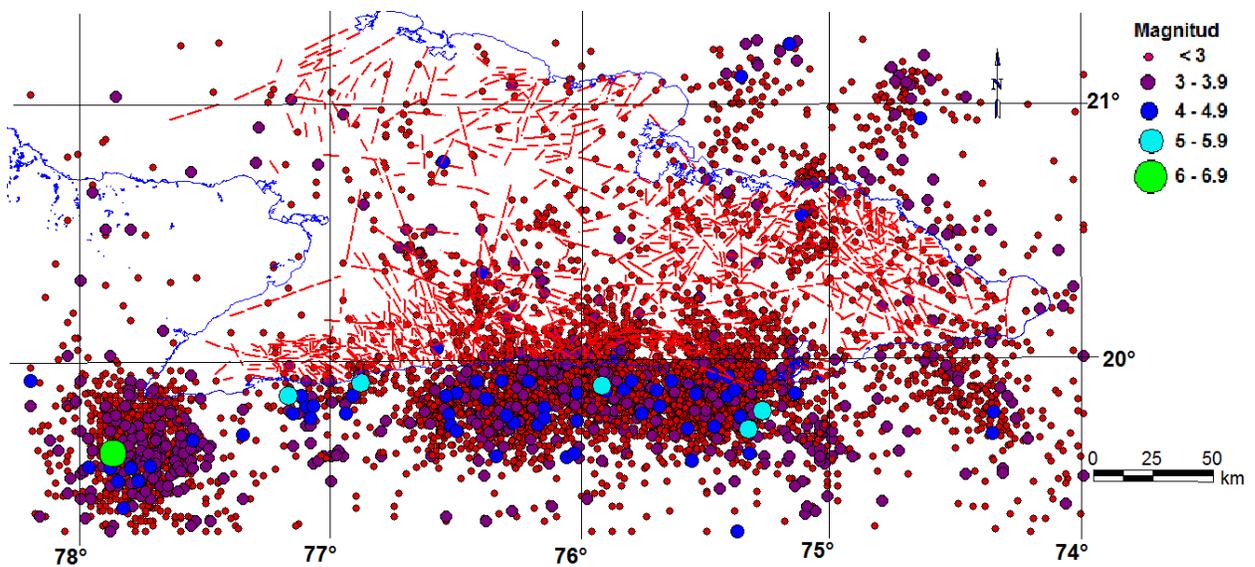


Figura 65. Fallas y fracturas trazadas a partir de la imagen ASTER con el modelo digital del terreno y los epicentros de los terremotos de los dos catálogos utilizados en este trabajo.

6.3. Conclusiones

- A partir de este análisis obtuvimos varias direcciones de fracturas y/o segmentos de fallas que dan una explicación mucho más congruente a la sismicidad que se registra en este territorio, destacándose direcciones de alineamientos características para cada zona, en correspondencia con los elementos estructurales y tectónicas principales.
- Para la región de la Sierra Maestra se manifiesta un fracturamiento o fallamiento que puede caracterizar a cada etapa de su evolución, uno que pudiéramos decir radial, con centro en dirección a la fosa de Oriente. El mismo pudiera estar relacionado con los procesos de ruptura y apertura de esta fosa al formarse la falla Oriente y otro sub-latitudinal conjugado SSW-NE y NW - SSE que puede ser más reciente y que es coherente con el modelo de Riedel (agno) para fallas de movimiento strike-slip izquierdo.
- Para el macizo de Mayarí-Moa-Baracoa existe un predominio de las direcciones conjugadas NE-SW y NW-SE que pueden estar relacionadas con los esfuerzos compresivos que ejerce la placa de Norteamérica por medio de la falla Norte de La Española. En ambos casos, tanto las estructuras recientes como las heredadas (reactivadas actualmente), pueden generar sismicidad de baja energía, como mencionamos anteriormente.

7. Análisis de la red hidrográfica

7.1. Introducción

El análisis o evaluación de la red hidrográfica aporta elementos para la determinación de las posibles fallas y su grado de actividad en la época actual. Los conceptos utilizados para la caracterización de fallas activas suponen como criterio fundamental, que haya desplazamientos de la red fluvial o que haya una modificación en su comportamiento. Para las fallas de deslizamiento por el rumbo es característico que el movimiento lateral diferencial de los bloques dislocados por la falla provoque a su vez el cambio de la corriente del río en el mismo sentido del movimiento de la falla (Huang, 1993), como se observa en la figura 66.

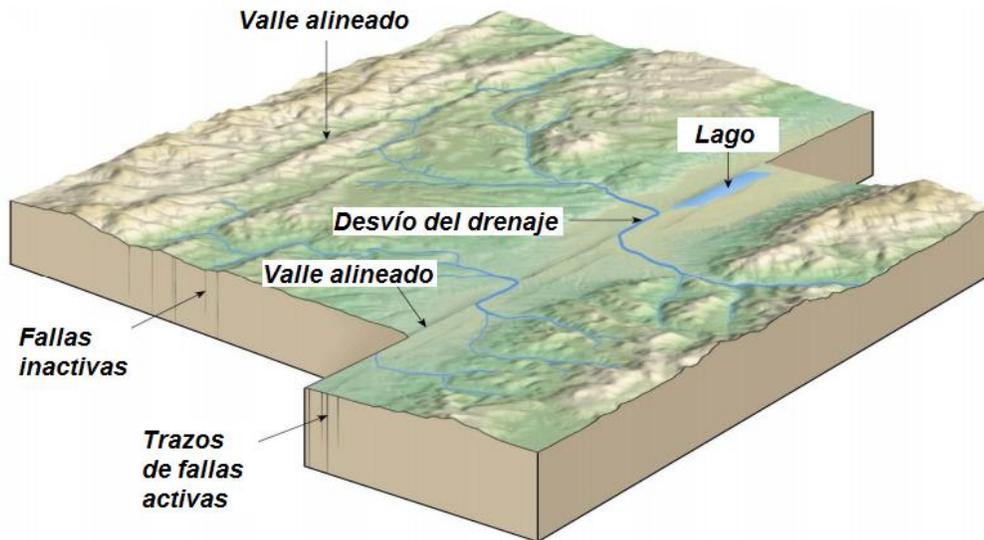


Figura 66. Modificación del curso principal de un río por fallas de deslizamiento por el rumbo (Huang, 1993).

7.2. Análisis de la red hidrográfica con las fallas reconocidas en modelos anteriores

Con el objetivo de encontrar evidencias de la actividad actual de las fallas propuestas en estudios anteriores realizamos en análisis de la red hidrográfica en sectores seleccionados para cada una de estas fallas, como se observa en la figura 67. Las

evidencias más significativas deberían de observarse en aquellas fallas que se han propuesto con un movimiento de deslizamiento por el rumbo o normal lateral.

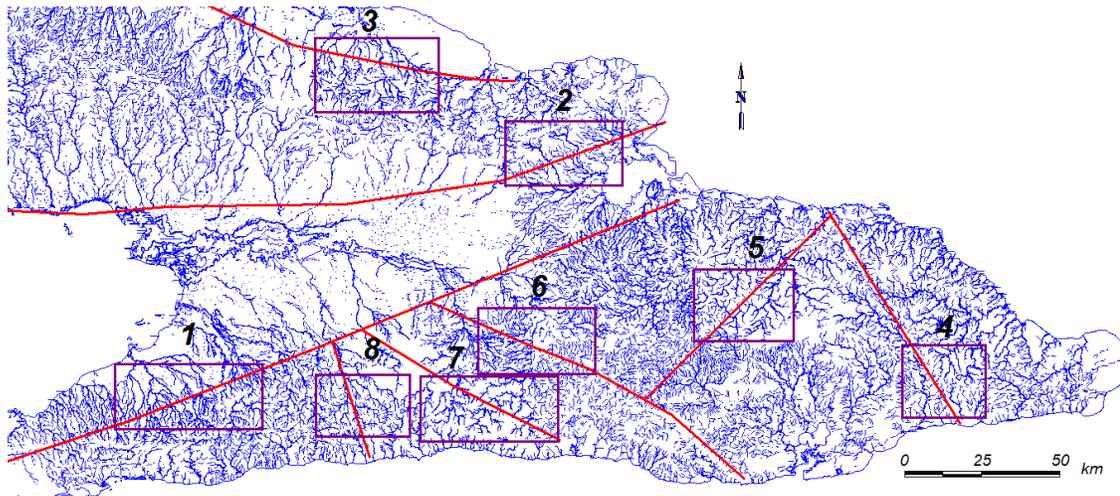


Figura 67. Red hidrográfica de la región de estudio con los sectores de cada falla analizadas. 1. Falla Cauto - Nipe. 2. Falla Cauto Norte. 3. Falla Cubitas. 4. Falla Purial. 5. Falla Santiago - Moa. 6. Falla Baconao. 7. Falla Santiago - Bayamo. 8. Falla Bayamita. Unificar la calidad de letra para todas las leyendas de figuras.

En el análisis realizado a cada uno de los sectores seleccionados para cada una de las fallas activas no se observó ninguna evidencia clara de deformación de la red hidrográfica causada por el movimiento de estas estructuras en toda su longitud en la actualidad, principalmente en aquellas fallas cuyo movimiento se ha considerado de rumbo o compuesto (normal-de rumbo izquierdo) como son las fallas Cauto-Nipe, Cubitas y Santiago-Moa. Puede darse el caso, que el trazo de la falla coincida con algún segmento de una dislocación tectónica donde efectivamente el río o cauce fluvial cambia su curso, lo cual no significa necesariamente que la falla tenga esa dirección de movimiento. Esto puede deberse a cambios litológicos en la zona determinada. Las evidencias de movimiento transcurrente de una falla se deben de manifestar de manera consecuente en los cauces fluviales que corta (Huang, 1993), como se observa en la figura 66. En el caso de la falla Cauto-Nipe señalamos el posible movimiento de rumbo derecho de la falla que pudiera inferirse a partir de la deformación local de la red hidrográfica. Dicho movimiento no es coherente con el movimiento estimado de dicha falla que es de rumbo izquierdo.

El resto de las fallas aunque no están claros sus direcciones de movimientos, tampoco presentan ninguna evidencia a partir de desplazamientos de los cursos principales o secundarios que conforman la red hidrográfica, como se observa en la figura 68.

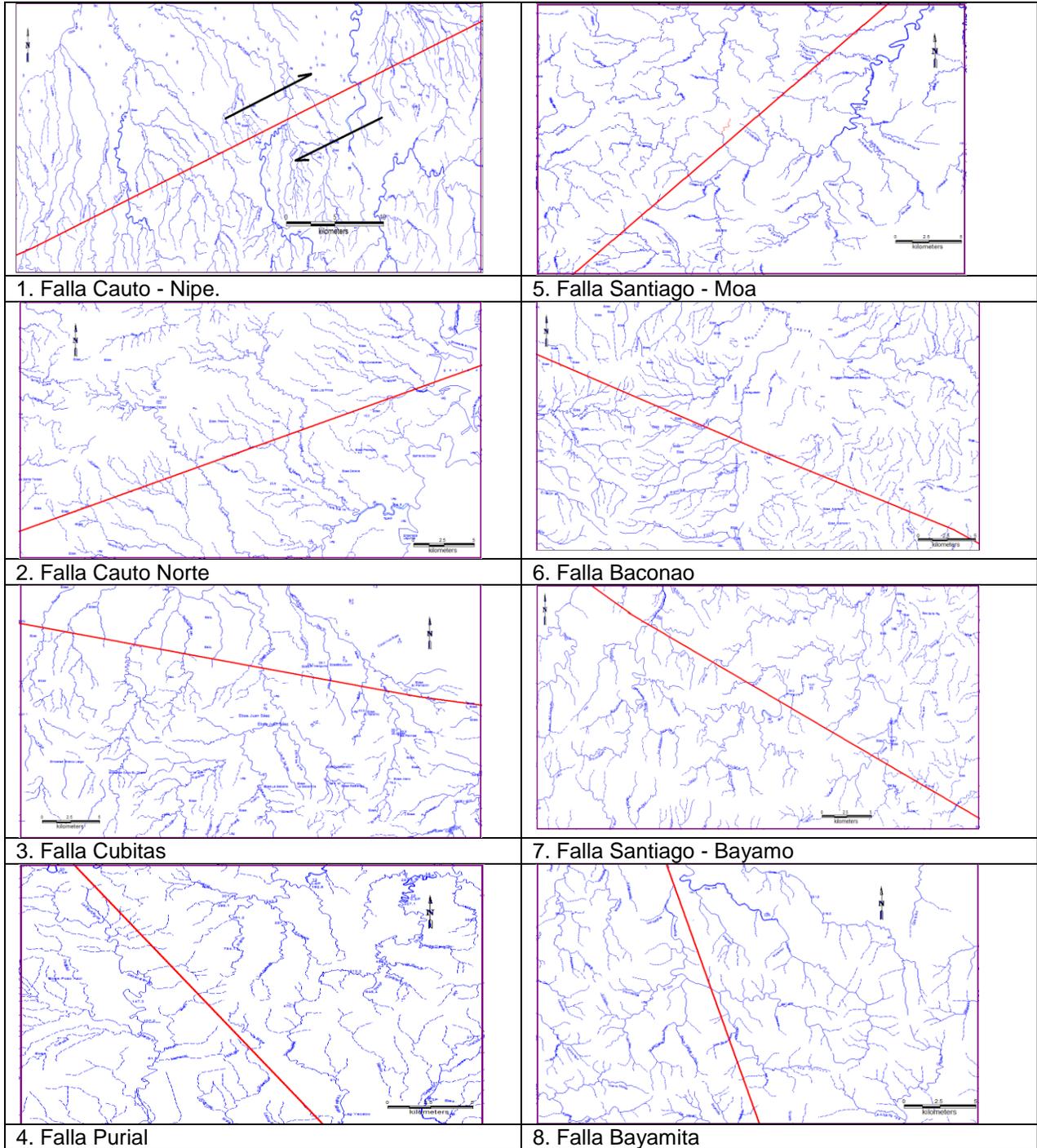


Figura 68. Sectores de las fallas propuestas en estudios anteriores con la red hidrográfica.

Por lo tanto, consideramos que este análisis de la red hidrográfica es un elemento más que confirma que las fallas anteriormente propuestas como activas en realidad no son activas, al menos, no en toda su longitud. En este sentido es importante señalar que, aunque las fallas en realidad son zonas de fallas cuya manifestación en el terreno no es necesariamente una línea recta, la concepción inicial de estas fallas al considerarlas fallas activas potencialmente sismogeneradoras fue que las mismas se manifestaban con una ruptura continua con desplazamientos significativos a lo largo de toda su extensión.

Al superponer entonces el mapa de la red hidrográfica con las fracturas determinadas anteriormente se observa una mejor correspondencia entre ambas (fig. 69), lo cual demuestra que el patrón de fracturas y/o fallas que caracteriza al territorio estudiado está conformado por pequeños segmentos de fallas y no por fallas regionales que atraviesan todo el territorio. Esto conlleva al hecho de realizar estudios más detallados para determinar con mayor precisión los segmentos de fallas vinculados a la actividad sísmica actual.

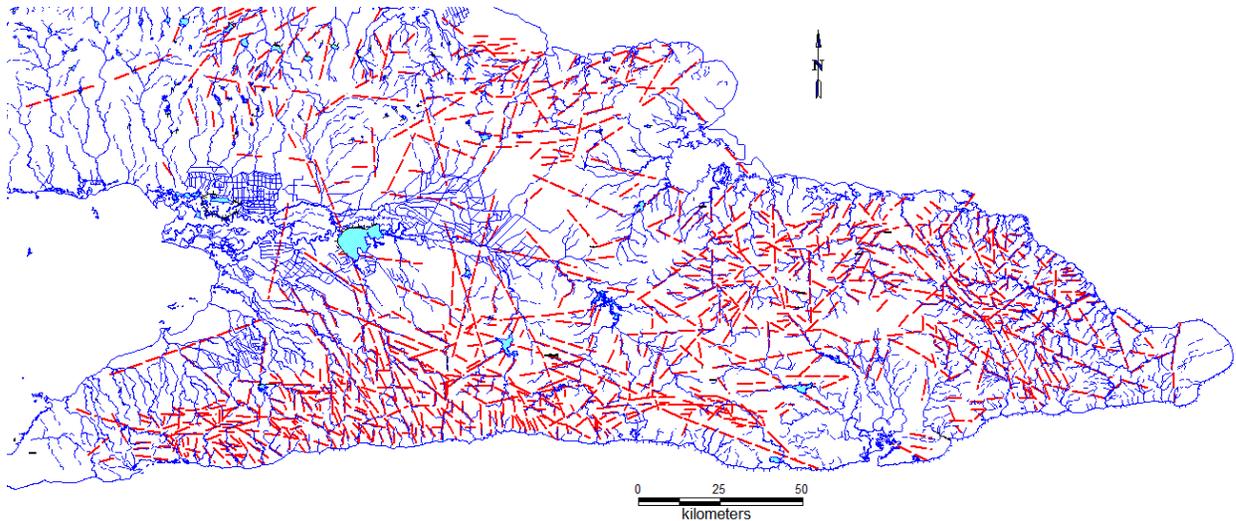


Figura 69. Red hidrográfica con las fallas y fracturas determinadas en este trabajo.

7.3. Conclusiones

- No se observó ninguna evidencia del desplazamiento o modificación de la red hidrográfica al ser atravesada por las fallas activas establecidas en estudios anteriores.
- Las fallas y/o fracturas determinadas por medio de la interpretación de la imagen ASTER y el modelo digital del terreno son coherentes con la configuración de la red hidrográfica, lo cual demuestra que en el territorio emergido la tectónica que predomina es de pequeñas fallas y no fallas de gran longitud como las propuestas en estudios anteriores.

8. Analisis sismotectónico. Integración del modelo de corteza en 3d con datos sismológicos y geodésicos

8.1. Introducción

En este capítulo se integran los resultados obtenidos anteriormente con el objetivo de realizar un análisis sismotectónico del área de estudio. En el mismo se separan los aspectos estructurales que pueden enmarcarse como parte del período neotectónico y los aspectos recientes que caracterizan a la dinámica de la corteza en el momento actual y su relación con la sismicidad que se genera en la región de estudio.

En la medida que la escala del modelo en 3D lo permite, se integran a este modelo los hipocentros de los terremotos registrados con el objetivo de establecer la correspondencia de la estructura de la corteza con las zonas sismogénicas. No obstante debemos tener en cuenta, como ya hemos mencionado anteriormente, que la calidad de la determinación de la profundidad de los hipocentros no es buena.

8.2. Análisis de los elementos neotectónicos y sismotectónicos del área de estudio en el modelo 3D de la corteza

Los estudios neotectónicos y sismotectónicos del territorio cubano realizados anteriormente consideran que las características morfo-estructurales son el resultado de los movimientos verticales, de ascenso y descenso ocurridos en la etapa neotectónica, lo cual se pone de manifiesto con mayor relevancia en la región sur oriental del país, por ser esta región la que presenta las cordilleras montañas más elevadas separadas por valles, como son la Sierra Maestra y el macizo Mayarí-Moa-Baracoa, con alturas que superan los 1000 metros sobre el nivel del mar.

Cuevas (1998) definió a estos macizos como macrobloques isostáticos en una etapa de compensación que pudieran estar produciendo esfuerzos tectónicos verticales. En el caso del bloque Mayarí-Moa-Baracoa, Cuevas refuerza este criterio con el planteamiento de algunos especialistas de que este bloque es un horst que ha tenido

una gran movilidad con una tendencia general al levantamiento desde el Eoceno Superior hasta el presente. Según el modelo isostático considerado por Cuevas (1998), las anomalías isostáticas obtenidas, que coinciden con los máximos gravimétricos señalados en la figura 12, indican la presencia de masas densas de la litósfera que está en proceso de compensación. De ser válida la hipótesis de que el levantamiento del macizo Mayarí-Moa-Baracoa se debe a reajustes isostáticos provocados por la descompensación de la litósfera, producto de los efectos de la erosión superficial, la corteza en esta región debería de estar más engrosada y arqueada de forma convexa hacia el manto, de acuerdo al modelo de Airy, lo cual no se observa en el modelo de corteza obtenido. De igual manera, de acuerdo al modelo de Pratt la corteza debería estar engrosada, aunque con un límite inferior homogéneo. Los espesores de corteza obtenidos en trabajos anteriores para la región de estudio indican un adelgazamiento del espesor al sur de la cuenca Cauto-Nipe, donde se incluye al macizo Mayarí-Moa-Baracoa (Otero et al., 1998).

El modelo en 3D obtenido a partir de la inversión de datos gravimétricos refleja la estructura de la corteza de la región de estudio. Se observa el levantamiento experimentado por el bloque Mayarí-Moa-Baracoa posterior al emplazamiento de los mantos alóctonos, lo cual se define con claridad debido a que sólo el sector sureste de estos mantos están levantados (fig. 70, corte 1), mientras que el sector noroeste, correspondiente a la parte norte del área de estudio que comprende parte de la cuenca del Cauto se encuentran enterrados (fig. 70, corte 2).

Desde nuestro punto de vista y considerando la posición del bloque Mayarí-Moa-Baracoa y la posible relación estructural de éste con la dinámica de la placa de Norteamérica a través de la falla Norte de La Española, consideramos como una posible hipótesis, que el levantamiento o ascenso en la etapa Neotectónica de este macizo se debe al choque de la placa de Norteamérica con el bloque que forma el extremo noreste de la región oriental.

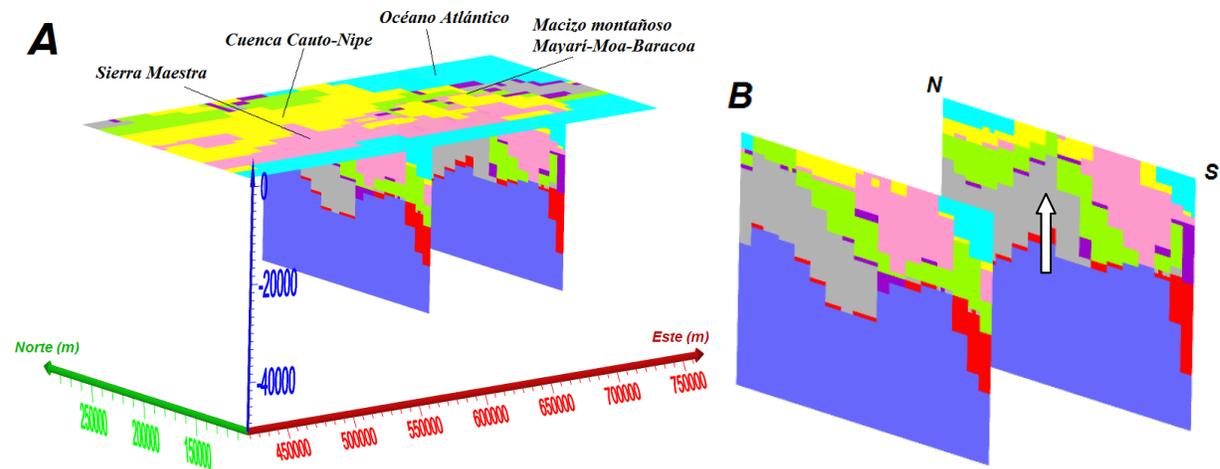


Figura 70. Modelo obtenido de densidad en 3D de la corteza. A) Con vista superficial y cortes Norte-Sur. B) Cortes Norte Sur donde se observa el levantamiento del macizo Mayarí-Moa-Baracoa (corte 1) a diferencia de la porción oeste, en la región de la Cuenca del cauto y la Sierra Maestra (corte 2) donde no se observa este levantamiento. (La leyenda se presenta en la figura 18).

La determinación de las anomalías isostáticas realizadas en este trabajo (fig. 20) a partir del modelo de densidades en 3D de datos gravimétricos no nos muestra una zona con una anomalía isostática significativa la región que ocupa el macizo de Mayarí-Moa-Baracoa.

De acuerdo a los valores de las anomalías geodésicas obtenidos en la línea que corta al bloque Mayarí-Moa-Baracoa (línea Sagua-Guantánamo), se observan ascensos relativos de 4 mm/año, lo cual está en correspondencia con el modelo de corteza obtenido donde se observa el bloque levantado formando un horst (fig. 71). Sin embargo las velocidades de ascenso relativas para este mismo bloque determinadas igualmente por geodesia de alta precisión tienen valores de 0.09 mm/año como promedio.

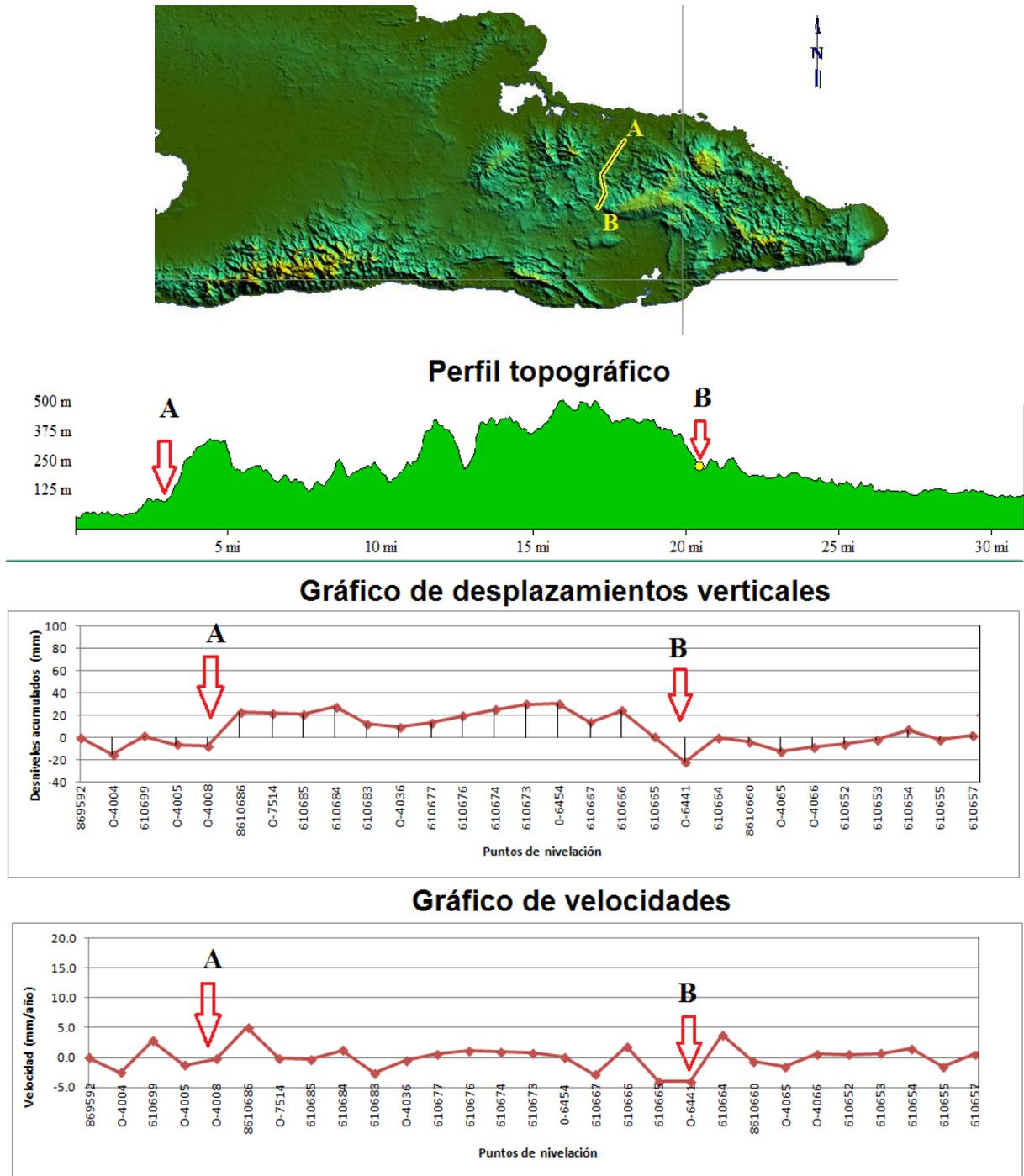


Figura 71. Perfil de la línea de nivelación Sagua-Guantánamo que atraviesa al macizo montañoso Mayarí-Moa-Baracoa con los valores de desplazamientos verticales y velocidades obtenidos por mediciones geodésicas de alta precisión.

Los modelos actuales para explicar los movimientos de ascenso y descenso verticales de la corteza parten de que los mismos son consecuencia de los esfuerzos que ejercen

las losas de las placas en su movimiento horizontal. Cuffaro et al. (2006) demostraron a partir de mediciones de velocidades horizontales y verticales en zonas límites de placas que la componente horizontal en promedio es de 10 a 100 veces más rápido (10-100 mm / año) que la componente vertical (0,01 a 1 mm / año) en todos los contextos geodinámicos. El movimiento horizontal de la litosfera es mucho más rápido que los movimientos verticales ascendentes o descendentes en los límites de placa, lo cual es coherente con el dominio de las fuerzas tangenciales que actúan sobre las placas (fig. 72).

Este modelo puede en principio ser aplicado al contexto geodinámico de la corteza oceánica que forma la placa de Norteamérica y el bloque que forma el extremo oriental de Cuba para una primera etapa en que ocurrió la colisión entre la placa de Norteamérica y la placa del Caribe. De esta manera se explicaría el ascenso inicial del bloque que forma el macizo Mayarí-Moa-Baracoa, aun considerando las diferencias en la composición de la litósfera de la placa que subduce y de la placa subducida.

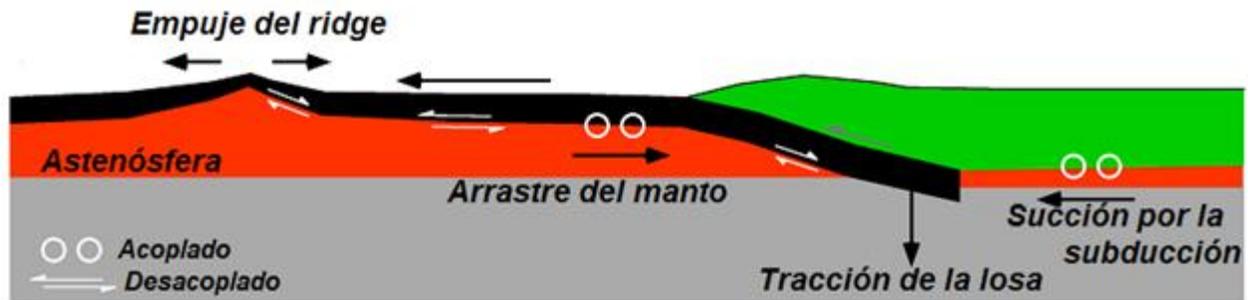


Figura 72. Modelo que representa las fuerzas principales que actúan sobre la litosfera en los límites de placas en dependencia del acoplamiento o des-acoplamiento de la litosfera-asténosfera (Cuffaro et al 2006).

De acuerdo a la posición de las unidades en el modelo de densidad en 3D se pudiera inferir que en una etapa posterior al proceso de colisión entre la litósfera de la placa de Norteamérica y la antigua placa Caribe, pueden existir, efectivamente esfuerzos de dirección vertical que provocaron igualmente, el levantamiento del macizo Mayarí-Moa-Baracoa. Sin embargo los esfuerzos horizontales siguen siendo los más importantes.

debido a que la placa de Norteamérica continúa en la actualidad con la misma componente de movimiento en dirección oeste.

Al observar un corte que atraviesa el bloque de Mayarí-Moa-Baracoa de norte a sur con los hipocentros de los terremotos (fig. 73), observamos que los mismos no marcan una posible zona de fallas en el plano vertical, aunque si están concentrados en la mitad norte del bloque, lo cual puede significar que estos no se originan producto del levantamiento o ascenso del bloque, sino mas bien a los esfuerzos compresivos que ejerce la placa de Norteamérica sobre esta zona. Esta puede ser la causa de las series de terremotos ocurridas en diciembre de 1998, julio de 1999 y octubre de 2013, en la región de Moa.

Para el caso del bloque correspondiente a la Sierra Maestra (fig. 74), de acuerdo al modelo de densidad 3D, no se observa que el mismo esté deformado en sentido vertical de manera significativa como plantean los modelos neotectonistas. Si se delimita en su porción sur el contraste entre el complejo volcánico cretácico y las rocas de composición oceánica que se encuentran en la fosa de Oriente cortadas por la falla transcurrente Oriente.

Al realizar un corte en el modelo de la corteza en 3D en el extremo oeste del área de estudio que atravesase el bloque de la Sierra Maestra (fig. 74) con los hipocentros de los terremotos, se puede observar que en la zona interior de placas hay una sismicidad muy baja y que no se define ningún plano vertical relacionado a una falla o varias fallas.

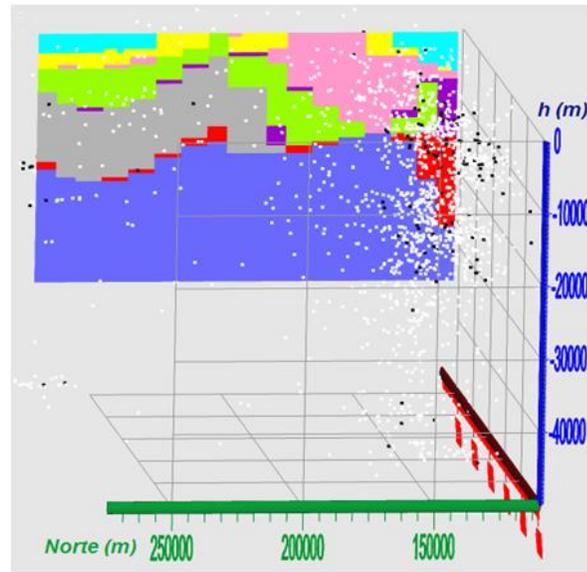


Figura 73. Corte 2 de la figura 67 del modelo de corteza en 3D con los hipocentros de los terremotos en dirección norte-sur. (La leyenda se presenta en la figura 18).

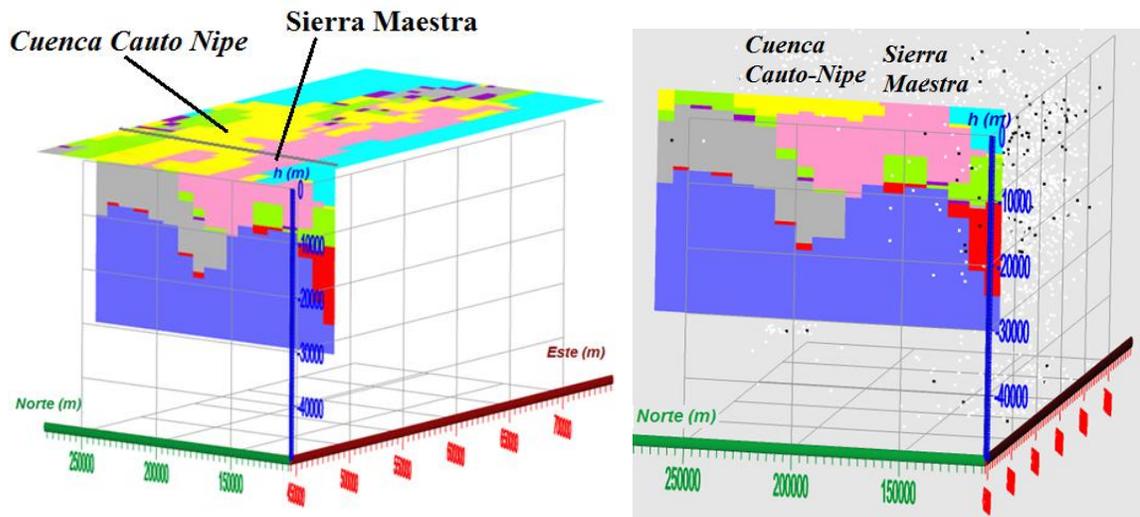


Figura 74. Corte del modelo 3D obtenido de la inversión de datos gravimétricos por la parte Este de la región de estudio donde se observa el bloque correspondiente a la Sierra Maestra. En la figura de la derecha se incluyen los hipocentros de los terremotos. (La leyenda se presenta en la figura 18).

Independientemente de la causa del levantamiento de estos bloques, característicos del relieve del territorio emergido de la región oriental de Cuba, las tasas de levantamiento experimentadas por éstos en la etapa Neotectónica, no superan los 0.015 mm/año. Esta tasa de levantamiento fue determinada considerando la altura de las elevaciones

entre la edad probable del inicio del levantamiento, estimada por la edad de las rocas más jóvenes que yacen en la cima de estas elevaciones (Cretácico). Esto nos indica que este levantamiento no puede ser la causa de la acumulación de esfuerzos que da lugar a la sismicidad registrada en el territorio emergido. Este valor es incomparablemente menor al valor de 19 mm/año de movimiento absoluto determinado para la placa de Norteamérica al norte de la región de estudio (Mann, 1995).

Para la zona de límite de placas situada al sur del área de estudio, el modelo obtenido refleja el contraste de la composición de la corteza a ambos lados de la falla Oriente donde se puede observar la mayor concentración de los hipocentros de los terremotos alineados en la dirección de esta estructura (fig. 75).

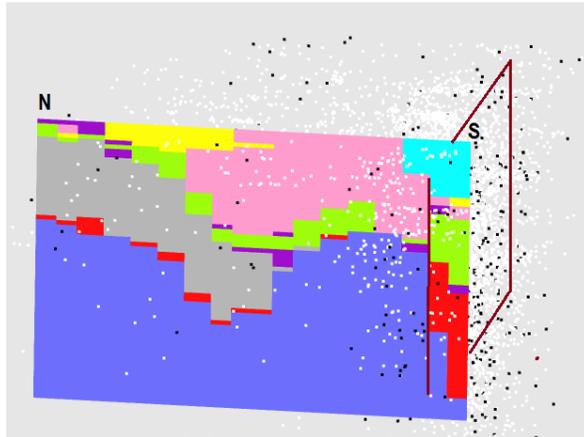


Figura 75. Corte en el modelo de corteza en 3D para la porción Oeste con los hipocentros de los terremotos cortando el bloque de la Sierra Maestra. Los puntos negros representan los sismos de mayor a 3 de magnitud y los blancos los menores a 3. (La leyenda se presenta en la figura 18).

De acuerdo a los datos hipocentrales de los terremotos registrados en esta zona, para los períodos (1967-1995 y 1998-2010), la zona activa relacionada a la falla Oriente rebasa los límites de la corteza y alcanza al manto (fig. 76), lo cual corrobora que estamos en presencia de una falla transcortical que limita dos placas tectónicas, debiendo atravesar el manto superior (parte sólida).

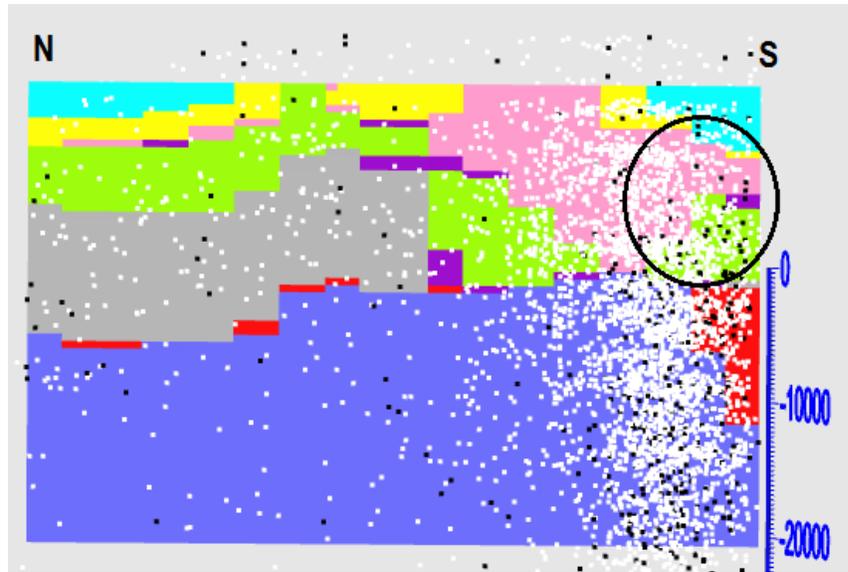


Figura 76. Corte en el modelo de corteza en 3D de sur a norte por la zona transpresiva de la zona límite de placas situada entre las ciudades de Guantánamo y Santiago de Cuba. (La leyenda se presenta en la figura 18).

Como se puede observar en la figura 64, las rupturas o fallas trazadas a partir de la imagen ASTER tienen una buena relación con los epicentros registrados en la zona emergida. Esto nos confirma el hecho de que la sismicidad se produce como resultado del estado tensional generado en las inmediaciones de las fallas de primer orden en pequeñas rupturas de la parte superior de la corteza. De esta manera conformamos un mapa con las fallas de primer orden que se encuentran en el área de estudio y las fallas o fracturas secundarias a partir del análisis de la imagen ASTER y el modelo digital del terreno (fig. 77). Este mapa lo pudiéramos considerar en primera instancia como el modelo sismotectónico del área de estudio.

Este modelo aunque no es definitivo, si tiene en cuenta los esfuerzos relacionados con el contexto geodinámico de la región de estudio, considerando como σ_1 a los esfuerzos provenientes del movimiento anti-horario de la placa de Norteamérica y su correspondiente componente opuesta relacionada a la resistencia que ofrece la microplaca de Gonave. Estos esfuerzos principales son en primera instancia la causa del movimiento transcurrente de la falla Oriente y perpendicular a estos esfuerzos en el plano horizontal σ_3 , que en este caso, es el de menor esfuerzo. En sentido perpendicular a la superficie se encuentra σ_2 , de acuerdo al modelo de esfuerzo -

deformación de fallas del tipo strike-slip, de acuerdo a la teoría de Anderson's (Tuiss and Moores, 1992).

Este modelo es un punto de partida para nuevos análisis del peligro sísmico del área emergida de la región oriental de Cuba en cuanto a que solo considera como fallas potencialmente sismogénicas a la falla Oriente y a la falla Norte de la Española. A diferencia de los esquemas no considera como fallas activas, al menos en toda su longitud a las fallas Cauto-Nipe, Cauto Norte, Cubitas, Baconao, Santiago-Moa, Baconao y Bayamita, y por tal motivo no las considera como zonas sismogeneradoras tal y como han sido consideradas anteriormente, capaces de generar sismos de magnitudes superiores a 5. Este criterio no significa que no pudiera ocurrir un sismo de magnitud mayor en el área emergida fuera de la zonas relacionadas a la falla Oriente y a la falla Norte de la Española, pero el mismo sería muy poco probable en alguna región de la corteza donde puedan acumularse esfuerzos o deformaciones significativos.

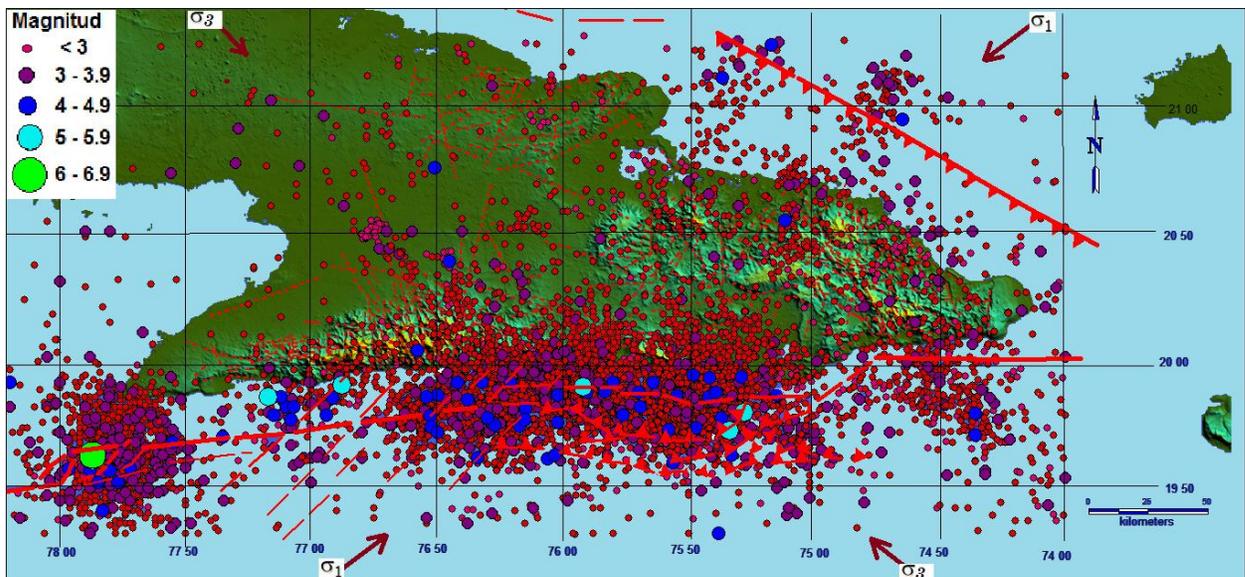


Figura 77. Fallas de primer orden, sismicidad y rupturas trazadas por la imagen ASTER donde se observa una mejor correspondencia entre la sismicidad y las rupturas trazadas en el territorio emergido.

8.3. Conclusiones

- El modelo de corteza en 3D obtenido en este trabajo demuestra que la hipótesis isostática no es la más acertada para explicar el ascenso de los bloques tipo horts que conforman el macizo de Mayarí-Sagua-Moa, atendiendo a los espesores de la corteza en estos sitios, los cuales son coherentes además con estudios anteriores.
- Los hipocentros de los terremotos conjuntamente con el modelo de corteza en 3D permiten determinar que las zonas sismoactivas están relacionadas principalmente con la zona del límite de placas, con un carácter transcortical, en la parte noreste en las capas superiores de la corteza y en menor medida en la parte central del territorio emergido, siendo hacia la parte oeste del territorio emergido muy limitada.
- El modelo en 3D obtenido permitirá realizar nuevos estudios de atenuación sísmica considerando la estructura de la corteza con las diferentes capas y sus correspondientes densidades.
- El modelo sismotectónico propuesto es un punto de partida para nuevos análisis de la sismicidad y la determinación del peligro sísmico del área emergida de la región oriental de Cuba por cuanto solo considera como fallas potencialmente sismogénicas a la falla Oriente que constituye el ya mencionado límite de placas y a la falla Norte de la Española.

Conclusiones finales

Se obtuvo un modelo de corteza en 3D a partir de datos gravimétricos con un 96% de convergencia que muestra la estructura de la corteza de las región de estudio con las principales unidades geológicas que manifiestan contrastes de densidades.

No hay evidencias de que las fallas activas representadas en esquemas o mapas sismotectónicos elaborados con anterioridad y que han servido de base para trazar zonas de origen de terremotos o zonas sismogeneradoras manifiestan actualmente sismicidad asociadas a ellas. La sismicidad registrada recientemente en el territorio emergido permite aseverar que ésta ocurre preferentemente en las zonas aledañas a las estructuras o fallas de primer orden (falla Oriente y falla Norte de la Española) y en menor medida en la parte central del área, más alejada de las zonas de fallas principales.

Proponemos un modelo sismotectónico en correspondencia con el régimen geodiámico vigente, conformado con las fallas de primer orden que se encuentran en el área de estudio y las fallas o fracturas secundarias a partir del análisis de la imagen ASTER y el modelo digital del terreno. Este mapa lo pudiéramos considerar en primera instancia como el modelo sismotectónico del área de estudio. Este modelo además es un punto de partida para nuevos análisis del peligro sísmico del área emergida de la región oriental de Cuba en cuanto a que solo considera como fallas potencialmente sismogénicas a la falla Oriente, el ya mencionado límite de placas y a la falla Norte de la Española.

Referencias bibliográficas

- Álvarez, J.L. y Bune, V.I. 1977 Estimación de la peligrosidad sísmica de la región suroriental de Cuba. [en ruso]. *Fizika Zemli*, No.10, pp. 54 - 67.
- Álvarez, L. Serrano, M. Rubio, M. Chuy, T. y González, B. 1984: El terremoto del 19 de Febrero de 1976. Pílon. Región Oriental de Cuba. *Investigaciones Sismológicas* N. 4. 60 p.
- Álvarez, J.L. y Bune, V. I. 1985. A computer program for Seismic Hazard Estimation. *Proceedings of the 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, Liblice Castle, Czechoslovakia, pp. 432 - 439.
- Álvarez, L. Chuy, T. y Cotilla, M. 1991 Peligrosidad sísmica de Cuba. Una aproximación a la regionalización sísmica del territorio nacional. *Revista Geofísica* No 35, pp.125-150.
- Álvarez, J.L. 1995. *Sacudida. Versión 2.0. Un Programa para la estimación de la Peligrosidad Sísmica*. Editorial Academia, La Habana, 59 p.
- Álvarez, L., and V. I. Bune 1985a. Seismic hazard in eastern Cuba, *Izv. Earth Phys.* 21, pp 733–741.
- Álvarez, L., and V. I. Bune 1985b. A computer program for seismic hazard estimation, in *Proc. 3rd Int. Symp. Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, pp 432–439.
- Álvarez, L., Chuy, T., García, J., Moreno, B., Álvarez, H, Blanco, M., Expósito, O., González, O., Fernández, A.I. 1999 an earthquake catalogue of cuba and neighbouring areas. *ICTP internal report ic/ir/99/1*, Miramare, Trieste, Italy, 60 p.
- Angelier, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology* 11, pp 37-50.
- 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. pp 941-966.
- Arango, E.D. 1996. *Geodinámica de la región de Santiago de Cuba en el límite de las placas de Norteamérica y el Caribe*. M.Sc. thesis, National Polytechnic Institute of Mexico. 110 p.
- Arango, et al 2009. Análisis geodinámico y sismotectónico del extremo oriental de Cuba. *Acta GGM Debrecina*. Vol 4, pp 43-52.
- Arnaiz-Rodríguez, M., Garzon, Y. 2012. Nuevos mapas de anomalías gravimétricas del Caribe. *Rev. INTERCIENCIA*, 37 (3). pp 176-182.
- Arriaza, G. 1998. *Nuevos enfoques en la interpretación y procesamiento de las ondas refractadas para el estudio del basamento en Cuba*. Tesis Doctoral. ISPJAE - MES - CUBA. 120 p.
- 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, pp 458–460.

- Babaiev, A. M, Orbera L. 1989. Estudios e investigaciones ingenieriles integrales para la selección del punto y el área de la Central Electronuclear. Tomo I Trabajos sismológicos. Informe sobre las investigaciones geólogo-tectónicas del territorio de Cuba oriental y de la región de ubicación de los puntos 2 y 10 de la CEN-Holguín. Libro 3, parte 1/2. Informe Técnicos. Archivos Ministerio de la Industria Básica. Cuba. 214 p.
- Ball, M.M., Harrison, C.G.A., Supko, P.R. 1969. Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature* 223, pp 167–168.
- Baker, V.R., 1986. Regional landform analysis. En Short, N.M. y R.W. Blair (Eds.), *Geomorphology from Space: A global overview of regional landforms*. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C. pp 23-57.
- Batista, J. Pérez, M. Quiroga, G. Gallardo, I. 2007. Case History. Geometry of ophiolites in eastern Cuba from 3D inversion of aeromagnetic data, constrained by surface geology . *Geophysics*, 72 (3), pp B81–B91.
- Batista, J Pérez, Blanco. J, Rodríguez. A. 2012. Structures and petroleum prospects of the Saramaguacán basin, Cuba. *Geofísica internacional*. 51-1: pp 51-61.
- Benford. B, C. DeMets, B. Tikoff, P.Williams, L. Brown and M.Wiggins-Grandison 2012. Seismic hazard along the southern boundary of the Gonave microplate: block modelling of GPS velocities from Jamaica and nearby islands, northern Caribbean. *Geophys. J. Int.* 190, pp 59–74.
- Blakely R.J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge, UK, Cambridge University Press. 441 p.
- Blanco, J., 1999. *Estratigrafía y paleogeografía de las cuencas superpuestas de Cuba centro-oriental*. Tesis doctoral. ICT, ISMM, Moa. Cuba. 146 p.
- Bovenko, V.G., Shcherbakova, B.E. and Hernández, H. 1982. Novyye geofizicheskiye dannyye o glubinnour stroyenii vostochnoy kuby Sovetskaya Geologiya, 9, 101–109. Translation in *International Geology Review* 24, pp 1155–1162.
- Boulter, C. 1989. *Four Dimensional Analysis of Geological Maps. Techniques of interpretation*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. USA, 325 p.
- Bowin, C. 1976: Caribbean gravity field and plate tectonics. *Geol. Soc. of America. Spec. Paper* 169.Colorado. USA, 79 p.
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, A.M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *J. Geophys. Res.* 83, pp 3949–3954.
- 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, pp 31–63.
- Burke, K . 1988: Tectonic Evolution of the Caribbean. *Ann. Rev. Earth Planet N* 16.
- Busch, V., Shcherbakova, I. 1986. New data on the Deep Tectonics of Cuba. *Geotectonics*. Vol 20, No 3, pp 271-297.
- Cabrera, M., Orbera L, Núñez A., Pantaleón. G., Núñez K., Triff, J; Pérez, C; Santos, M; Chávez, M; González, D. 2007. Movimientos neotectónicos y ascenso del nivel medio del mar en Cuba. *Boletín trimestral publicado por el Centro*

Nacional de Información Geológica del Instituto de Geología y Paleontología. ISSN 2222-6621. pp 1-17 .

- Calais, E. 1988: Aspect structural d une limite de plaques en coulissage: La frotenière Nord-Caraibe de Cuba á Hispaniola (Grandes Antilles). Diplome d'études approfondies a l'Universite de Bretagne Occidentale. Archivo CENAIS, 118 p.
- Calais, E., Lépinay, M. 1989. Géométrie et régime tectonique le long d une limite de plaques en coulissage: la frontière nord-Caraïbe de Cuba á Hispaniola, Grandes Antilles. Géodynamique. C R. Acad. Sci. Paris, t. 308, serie II, pp 131-135.
- Calais, E., Lépinay, M. 1993. Semiquantitative modeling of strain and kinematics along the Caribbean/North America strike-slip plate boundary zone. Tectonophysics, J. Geophys. Res. Vol. 98. N B 5, pp. 8 293 - 8 308.
- Calais, E., Perrot, J. and Mercier de Lepinay, B., 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geol. Soc. Am., Special Paper 326 p.
- Calais, E., Mazabraud Y., Lépinay, B. M., Mann, P., Mattioli G. and Jansma P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. Geophysical Research Letters, 29 (18), 1856 p.
- Calais, E., Han, J. Y., Demets, C. and Nocquet, J. M., 2006. Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements. Journal of Geophysical Research, 111, B06402.
- Case, J. E., Macdonald, W., Fox, P, 1990. Caribbean crustal provinces; Seismic and gravity evidence, in The Caribbean region. The Geology of North America, Edited by Dengo, G and Case, J, E. Geol. H, 328, pp. 15-36.
- Chang, J. L., 2003. Respuestas de los campos físicos en el territorio de Oriente. Compilación monográfica. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba. Inédito, 60 p.
- Chuy, T., and L. Alvarez 1995. Seismic hazard map of Cuba for the new building code of the Republic of Cuba, Ministry of Construction, Havana, scale 1:1,000,000 (in Spanish). 21 p.
- Chuy, T. 1999. Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad y microzonación Sísmica. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del MES y CENAIS. 150 p.
- Cobiella, J. (1984): Sobre el origen del extremo oriental de la fosa de Bartlett. Editorial Oriente. Santiago de Cuba. 90 p.
- Cobiella, J. Rodríguez, J. 1988. Algunos rasgos de la geología de Cuba Oriental. Revista Ciencia y Técnica.I, pp. 28-35.
- Cobiella, J.L. 2005. Emplacement of Cuban Ophiolites. Geologica Acta, 3, pp 247–268.
- Cornell, C. A. 1968. Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc.Am. 58, pp 1583–1606.
- Cotilla, M., Franzke HJ., Pilarski, J., Portuaondo O., L. Álvarez L 1991a. Mapa de alineamientos y nudos principales de Cuba, escala 1:1 000 000. Revista

- Geofísica, No 35, jul- dic. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. pp 53-112.
- Cotilla, M., P. Bankwitz, A. Franzke, Cordoba. D. 1991b. Seismicity and seismoactive faults of Cuba. *ScienceDirect. Russian Geology and Geophysics* 48. pp 5065-522.
- Cotilla, M., P. Bankwitz, A. Franzke, L. Álvarez, E. González, J. Díaz, G. Gruenthal, J. Pilarski, and F. Arteaga 1991c. Mapa sismotectónico de Cuba Escala 1:1000000, *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía* 23, pp 1–49.
- Cotilla, M., Bankwitz, P., Franzke, H.J., Álvarez, L., González, E., Diaz, J.L.,Grunthal, G., Pilarski, J., Arteaga, F., 1996. Una valoración sismotectónica de Cuba, *Revista Geofísica. IPGH. No 45.* pp 145-179.
- Cotilla, M. O. 1998. An overview on the seismicity of Cuba, *J. Seism.* 2, pp 323–335.
- Cotilla, M., and L. Alvarez 2001. Seismogenic regularities of the Cuban western sismotectonic unit, *Geol. J. Chile* 28, pp 3–24.
- Cuevas, J. L.,1998: Estudios sobre Isostasia en Cuba: Una Caracterización y Delimitación de Zonas Potencialmente Sísmicas. *Rev. Boletín Geológico y Minero, Inst. Tecnológico GeoMinero de España*, 109 (3), pp 265-278.
- Cuevas, J.L, Diaz, L.A. and Polo, B. 2001. Regionalización gravimétrica en el Caribe Centro Occidental (I): Nuevos mapas de anomalías de Bouguer total y aire libre de Cuba a escala 1: 500 000 (Gravimetric regionalization in West-central Caribbean (I): New maps of total Bouguer anomalies and free-air of Cuba at 1: 500 000), *Mem. GEOMIN*, pp 93–104.
- Cuffaro. M., Carminati. E., Dogilioni. C. 2006. Horizontal versus vertical plate motions. *Earth Discussions.* 1, pp 63-80.
- DeMets Ch. 1990. Earthquake slip vectors and estimates of present-day plate motions. *Journal of geophysical Research*, Vol. 98, No. B4, pp. 6703-6714.
- DeMets Ch. 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*.
- Deng J, y Sykes L. (1995): Determination of Euler polo for comtemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes. *Tectonics.* Vol. 14, No 1, pp. 39 - 53.
- Dengo y Case. 1990. The Geological Society of America. Decade North American Geology. The Caribbean Region. Vol.H, 520 p .
- Despaigne, G. 2002: Distribución espacio - temporal y energética de agrupamientos de terremotos ocurridos en la región suroriental de Cuba. En: *Red de estaciones e investigaciones sismológicas en Cuba.* Editorial Academia. La Habana. 20 p.
- 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)*, pp 227-230.
- 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. pp 299-231.
- 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, pp 81–93.
- Draper, G., Barros, J. A. 1996. Cuba. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A. (eds), Jamaica. pp 65-86.
- 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), pp 79-97.
- Enman, S.V., Belousov, T.P., Marquez, M.E., Rueda, J.S. and Jorge, G.D., 1997. Recent crustal movements and morpho-structural pattern of Southeastern Cuba: Santiago de Cuba Geodynamic Research Site. *Izv. Phys. Solid Earth*, 1, pp 55–69.
- Fairbridge, R.W. 1981. The concept of Neotectonics, an introduction. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 40: pp 7-12.
- Farina, F. Calais, E. DeMets, C. Dixon, T. Jansma, P., Mann, P. 1995. GPS measurements across the northern Caribbean plate boundary zone: Preliminary results, *Eos Trans. AGU*, 76, N° 17, Spring Meet. Supp. S, 94 p.
- Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., 1992. Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104 (10), pp 1301–1314.
- Gallardo, L.A., 1997. Inversión 3D de datos gravimétricos y magnetométricos aplicando condiciones de acotamiento y suavidad. MSc Thesis. CICESE, México. 120 p.
- Gallardo, L. A., Pérez-Flores, M. A., and Gómez-Treviño., E. 2003. A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data. *Geophysics*, 68, pp 949–959.
- Gallardo, L.A., Meju, M.A., 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *J. Geophys. Res.* 109, B03311, doi:10.1029/2003JB002716.
- Gallardo, L. A., Pérez-Flores, M. A. and Gómez-Treviño, E. 2005. Refinement of three-dimensional multilayer models of basins and crustal environments by inversion of gravity and magnetic data. *Tectonophysics*, 397, pp 37–54.
- Garcia, J. A. 2001. Seismic hazard assessment for Cuba and the surrounding area, Research Report, ICTP, Trieste, Italy, 80 p.
- García J., Slejko D., Álvarez L., Peruzza L. and Rebez A. 2003. Seismic Hazard Maps for Cuba and Surrounding Areas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 6, pp. pp 2563–2590.
- García J. A. 2007. Estimados de peligrosidad sísmica con el error asociado para Cuba, y cálculo de pérdidas para la ciudad de Santiago de Cuba usando técnicas SIG. Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geofísicas. CENAI, IGA, CITMA. 188 p.

- García Casco, A., Iturralde-Vinent-Vinent, M and Pindell, M. 2008. Latest Cretaceous Collision/Accretion between the Caribbean Plate and Caribbeana: Origin of Metamorphic Terranes in the Greater Antilles, *International Geology Review*, 50(9), pp 781-809.
- Gill, P. E., Hammarling, S. J., Murray, W., Saunders, M. A., and Wright, M. H. 1986. User's guide for ISSL (version 1.0): A Fortran package for constrained linear least squares and convex quadratic programming: Department of Operations Research, Stanford University technical report SOL 86 p.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F. 1999a. Caribbean plate evolutionary model for Caribbean PT Web Page. 6 p.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M. and Siena, F., 1999b. Ophiolitic units of the southern margin of Caribbean plate in Venezuela: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano*, tomo 1, pp 331-337.
- González, O., Álvarez, L., Guidarelli, M. and Panza, G.F., 2007. Crust and upper mantle structure in the Caribbean region by group velocity tomography and regionalization, *Pure appl. Geophys.*, 164, pp 1985–2007.
- González, O., Álvarez, L., Moreno, B., Panza, G.F. 2012. S-Wave Velocities of the lithosphere–asthenosphere system in the Caribbean region. *Pure and applied Geophysics*, 169(1-2), pp 101-122.
- Hernández, J. R. 1991. *Morfoestructura de Cuba Oriental*. Editorial Academia. La Habana, 87 p.
- Heubeck, C. y Mann, P. 1991. Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*. Vol. 191, pp. 1 - 26.
- Hernández, J. R. 1989. Diferenciación morfoestructural de la zona de sutura de la Microplaca Cubana con la Placa del Caribe. Editorial Academia. La Habana, 48 p.
- Huang, W. (1993). Morphology patterns of stream channels on active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: Implications for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, 219: pp 283-304.
- 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), pp 83-86.
- Insua J.M. 2008. Neotectónica y tectónica activa de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 265 p.
- Iturralde-Vinent, M. 1977. Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. Informe científico técnico N°20. Instituto de Geología y Paleontología, 24 p.
- Iturralde-Vinent, M. 1984. *Naturaleza Geológica de Cuba*. Editorial Científico Técnica. La Habana, 146 p.
- Iturralde-Vinent, M. 1994. Cuban Geology: A New Plate-Tectonic Synthesis. *Journal of Petroleum Geology*. Vol 17, pp. 39-70.

- Iturralde-Vinent, M.A. 1996. Geología de las ofiolitas de Cuba, in *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba IGCP Project 364, Special Contribution 1*, pp 83–120.
- Iturralde-Vinent, M.A. 1998. Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, 33, pp 9–56.
- Iturralde-Vinent, M. and Gahagan. L. 2002. Late Eocene to Middle Miocene Tectonic Evolution of the Caribbean: Some principles and their Implications for Plate Tectonic Modeling. In T. A. Jackson, ed., *Caribbean Geology Into the Third Millennium. Transactions of the Fifteenth Caribbean Geological Conference..* Ed. Pear Tree Press Ltd. pp 47-62
- Iturralde-Vinent, M. 2011. Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL. ISBN 9-789592-572863
- James, K. H. 2003. Caribbean Plate Origin: Discussion of Arguments Claiming to Support a Pacific Origin; Arguments for an In-Situ Origin. *American Association Petroleum Geologist, International. Conference*, pp 8-9.
- James, K. H. 2005. Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin. *Transactions of the 16th Caribbean Geological Conference, Barbados. Geological Society of Jamaica. Caribbean Journal of Earth Science*, 39 (2005), pp 47-67.
- Jain V. E. 1971. *Geotectónica General*. Edit. Niedra, Tomo 1, Leningrado, 386 pp.
- Kanamori H. y Anderson D.L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull Seismol. Soc Am.*, vol. 65, no 5, pp1073-1095.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent-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, pp 1581–1599.
- Keller, E.A. y N. Pinter, 1996. *Active Tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River. 338 p.
- 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.
- Lay, T., Wallace, T. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press. Inc. USA, 495 p.
- 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. pp 111-120.
- Lepinay, B. M. 1988. Rapport de mission SEA CARIB II. informe inédito. Archivo CENAI, 118 p.
- Leroy S., Mauffret, A., Patriat, P. and Mercier de Lepinay, B. 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 141, pp 539-557.
- Lundgren P. R., Russo R.M.1996. Finite element modelling of crustal deformation in the North America-Caribbean plate boundary zone. - *Journal of Geophysical Research*, v. 101, No B5, pp 11317-11327.

- 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, pp 251–272.
- Mann, P. Taylor, F. Edwards, R. y Ku, T-L. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and side-ways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*. Vol. 246, pp. 1-69.
- 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.
- Mann, P., E. Calais., V. Huerfano 2004. Earthquake shakes big bend region of North AmericaCaribbean boundary zone, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 85, 24 p..
- Marqués. M. Elena. 1999. Caracterización de la geodinámica reciente de Cuba oriental según los datos de la nivelación reiterada.- Tesis de Doctorado. Archivos Instituto Cubano de Geodesia y cartografía (ICGC),. La Habana, Cuba, 170 p.
- 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. pp 495-498.
- McNally, K. 1982. Seismic Gaps in Space and Time. *Annual Review*, 265 p.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate *Tectonophysics* 296, pp 269–291.
- Mondelo, F., Sánchez, R., Pérez, P. and Pardo, M. 2011. Catálogo de mapas gravimétricos de la República de Cuba. Fourth Cuban convention in Earth Sciences. Congress abstracts in digital version., ISBN 978-959-7117-30-B. 34 pp.
- Moreno, B., Grandison, M. and Atakan, K. 2002. Crustal velocity model along the southern Cuba margin. Implications for the tectonic regime at an active plate boundary. *Geophys. J. Int.*, 151, pp 632–645.
- Mörner, N. 1990. Neotectonics and structural geology; general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.* 13, 87 p.
- Muir-Wood, R.M., D.L. Mallard. 1992. When is a fault extinct?. *Journal of the Geological Society of London*, 149: pp 251-255.
- Muir-Wood, R. 1993. From global seismotectonics to global seismic hazard. *Annali di Geofisica. Global seismic hazard assessment program. Istituto Nazionale di Geofisica*. Vol. XXXVI, N 3-4, pp 153 - 168.
- Nikonov, A. A 1979. Movimientos modernos de la corteza terrestre. AC. URSS, Edit. Naúka, Moscú, 183 p.
- Núñez, K., Castellanos, E., Echevarría, B., Llanes, I. 2003. Estructura del área Merceditas y consideraciones acerca de la procedencia de las ofiolitas del macizo Moa-Baracoa. 5th Cuban Congress on Geology and Mining, Habana, Abstracts, pp 291-293.

- Obruchev, V.A., 1948. Sonovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki. *Izv. Akad. Naruk SSSR, Ser. Geol.* 5. 90 p.
- Orbera, L., Marquetti, M., Arias, A., López, M. y Crespo, R. 1987. Las investigaciones sismotectónicas y la estabilidad de las construcciones energéticas en Cuba. 1er Congreso Internacional sobre Desastres Naturales. La Habana., 45 p.
- Orbera, L., Rodríguez. J., Pena, B., Arias, A., Marquetti, M., Lombardero T. 1989. Estudio sismotectónico para el emplazamiento del Complejo Hidroenergético Toa-Duaba Rubio, M. (1985). The assessment of seismic hazard for the Republic of Cuba, in *Proc. 3rd Int. Symp. Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, pp 424–431.
- Orbera, L., González B. E., Chuy, T., Oro J. 1990. Investigación sísmica en la región de emplazamiento del Centro de Investigaciones Nucleares, Reporte de Investigación, Fondos del CENAI y la SEAN, 344 p.
- Otero, R., Prol, J.L., Tenreyro, R. and Arriaza, G.L., 1998. Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina. *Rev. Min. Geol.*, 15, pp 31–35.
- Palau, R., Moreno, B. and Blanco, M., 2006. Modelo de velocidades de Cuba Oriental. *Revista Geológica de América Central*, 34-35: pp 109-119.
- Pérez C., Oro J, Formell F., Pérez L., Trifonov V. G., Makarov G. V. 1985. Aplicación de la Teledetección en el estudio de la geología de Cuba. *Tema 314.10. IG. ACC.* 60 p.
- Pérez C. M., Graniczny M., Kowalski Z. 2001. Interpretación tectónica de imágenes espaciales de Cuba Oriental. *Memorias del IV Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 2001)*, La Habana. 150 p.
- Pérez, M., Suárez, F., Gallardo, L., González, A. and Rogelio, F. 2004. Structural pattern of the Todos Santos, Coastal Plain, based on geophysical data. *Ciencias Marinas*, 30(2). pp 349–364.
- Pérez. C., Núñez, K., Arango E., Rueda J., Vega N., Núñez., Millán. G., Ríos. Y., Padilla. I., Puentes. G., 2008. Valoración de la amenaza sísmica de la región minera de Holguín. Informe Técnico Etapa I Proyecto Ramal. MINBAS. Archivo CENAI.
- 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), pp 179–212.
- Pindell, J. 1985. Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea. *Tectonics* 3, pp 133–156.
- 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. pp 121-138.
- 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. pp 339–374.

- 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.
- Pindell, J., Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, in The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 328, 55 p.
- Proenza, J., 1997. Mineralizaciones de cromita en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa, Cuba: Ejemplo del Yacimiento Merceditas. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. España. 150 p.
- 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, pp 547-566.
- 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). pp 455-458.
- Reiter, L. 1990. Earthquakes Hazard Analysis. Issues and Insights. Columbia University Press. 254 p.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Bojar, A.-V., Hejl, E., Handler, R., Garcia-Delgado, D.E., 2006. Geology, age and tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, southeastern Cuba. *Geologica Acta* 4, pp 123–150.
- Rosencrantz, E.; Mann P. 1991. SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman Trough, Caribbean Sea *Geology* 19(7): pp 690–693
- 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, pp 139–168.
- Shcherbakova, B.E., Bovenko, V.G. and Hernández, H., 1978. Stroyeniye zemnoy kory Zapadnoy Kuby (Crustal structure in West Cuba), *Sovetskaya Geologiya*, 8, 138–143. Translation in *International Geology Review*, 20, pp1125–1130.
- Shein, V. S., Ivanov, S. S., K. A., Klishov, V. E. Jain., M. Marrero., R. Socorro. 1978. Tectónica de Cuba y su plataforma marina, *Geología Soviética*, 2: pp104-119.
- Shein, V 1985. Mapa tectónico de Cuba, escala 1: 500 000. Centro de Investigaciones Geológicas. MINBAS.
- Schumm, S.A., J.F. Dumont y J.M. Holbrook. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press. Cambridge. 276 p.
- Slemmons, D.B. 1991. Introduction. En: Slemmons, D.B., E.R. Engdahl, M.D. Zoback y D.D. Blackwell (Eds.), *Neotectonics of North America*. Geological Society of America. The Decade of North American Geology (DNAG), Decade Map Volume, pp. 1–20.
- Sommer, M., Hüneke, H., Meschede, M., Cobiella-Reguera, J. 2011. Geodynamic model of the northwestern Caribbean: scaled reconstruction of Late Cretaceous to Late Eocene plate boundary relocation in Cuba. *Neues Jahrbuch für*

Geologie und Paläontologie – Abhandlung (Band 259, Heft 2), 259(3), pp 299-312.

- 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), pp 915–919.
- Steward, I.S. y P.L. Hancock, 1994. Neotectonics. En: Hancock, P.L. (Ed), Continental deformation. Pergamon Press. 421 p.
- Tenreyro, R., López, J.G., Echevarría, G., Alvarez, J., Sánchez, J.R., 1994. Geologic evolution and structural geology of Cuba, AAPG Annual Convention.
- Tuiss Robert and Moores Eldridge . 1992. Structural Geology. W.H. Freeman and Company. New York. 544 p.
- Udías, A & J. Mezcuca. Fundamentos de sismología. Instituto Geográfico Nacional de Madrid. UCA editores: El Salvador, San Salvador, 1996. 200 p.
- Zúñiga F., R. y R. R. Castro Escamilla. 2005. The RESNOM seismic catalog and its bearing on the seismicity of northwestern Mexico. Geofísica Internacional. 44(2): pp 143-155.
- Wallace, R.E. 1985. Active Tectonics –impact on society, overview and recommendations. National Academy of Science, Washington, D.C.
- Wilson, J.T. 1966. Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting? Earth and Planetary Science Letters, 1, pp 335-338.
- Wyss, M., 1979. Estimating Maximum Expectable Magnitude of Earthquakes From Fault Dimensions. Geology, v.7 pp. 336-340.