

Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa
en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana:
Implicaciones para la Evaluación del Riesgo Sísmico

INFORME FINAL

Proyecto coordinado Servicio Geológico Nacional e
Instituto Geológico y Minero de España (2015-1B3-118)
Financiado por el programa FONDOCYT DEL MESCYT
del Gobierno Dominicano

<p>Autores (SGN): Yésica Hypatia Pérez Alejandro (IP) María Calzadilla Maria Betania Roque (colaborador)</p>	<p>Autores (IGME): Javier Escuder Viruete María Ángela Suárez Rodríguez Jesús García Senz</p>
--	---



Palabras clave: geodinámica, neotectónica, zonación sismotectónica, amenaza sísmica probabilística, placa Caribe, República Dominicana

El Proyecto “Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana: Implicaciones para la Evaluación del Riesgo Sísmico” ha sido financiado por el programa FONDOCYT del MESCYT del Gobierno Dominicano en la convocatoria 2015, en el Programa de Ciencias Básicas (ref.: 2015-1B3-118). El aporte aprobado por el FONDOCYT fue de RD\$ 8.111.400,00. El Proyecto ha sido realizado consorciadamente por el Servicio Geológico Nacional (SGN) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y ha tenido una duración inicial de 3 años.

En bibliografía, este informe será citado de la siguiente manera:

Escuder Viruete, J., Pérez, Y., Suárez Rodríguez, A., García Senz, J., Betania Roque, M., Calzadilla, M., 2019. Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana: Implicaciones para la Evaluación del Riesgo Sísmico. Proyecto coordinado SGN-IGME (2015-1B3-118) del Programa FONDOCYT del Gobierno Dominicano. INFORME FINAL. 142 pp. 2 Anexos de Mapas.

1. INTRODUCCIÓN

Debido a su localización geográfica y características geotectónicas, la República Dominicana está expuesta a un importante riesgo sísmico. El país tiene una larga historia de terremotos destructivos, entre los que destacan: 1551, 1562 (destruyó Santiago y La Vega), 1673 (destruyó Santo Domingo), 1691, 1751 (destruyó Azua y Port-Au-Prince), 1761, 1770, 1842, 1860, 1910, 1911, 1915, 1916, 1918, 1946 (generó un tsunami en Bahía Escocesa), 2003 (Puerto Plata) y 2010 (Port-Au-Prince).

El riesgo sísmico en la República Dominicana es consecuencia de su situación geodinámica en un borde de placas tectónicas, el cual se caracteriza geológicamente por la existencia de varias zonas de desgarre activas de centenares de kilómetros de longitud, como la zona de Falla Septentrional en la Cordillera Septentrional. La liberación súbita de energía elástica acumulada en estas zonas de falla puede producir terremotos de magnitud 7,5 y afectar a amplios sectores de Puerto Plata y valle del Cibao, en donde se concentra buena parte de la población y riqueza del país.

En este contexto, el objetivo general del Proyecto ha sido contribuir a la reducción de la amenaza y el riesgo sísmico en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná de la República Dominicana a través de la generación de conocimiento sobre la geodinámica, la neotectónica, la sismotectónica y las fallas activas.

El Proyecto ha integrado tres actividades esenciales:

1. La obtención del conocimiento geocientífico sobre fallas activas generadoras de terremotos.
2. La implementación y el almacenamiento de los datos multidisciplinares obtenidos de manera georeferenciada en un Sistema de Información Geográfica (SIG).
3. La evaluación de la amenaza sísmica en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, así como sectores adyacentes de la Cuenca del Cibao, mediante un método de modelización probabilístico a una escala regional.

Estas actividades han sido realizadas e interpretadas de forma conjunta por el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana (SGN) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

El cumplimiento del objetivo general del Proyecto ha sido posible a través de la obtención de los siguientes resultados específicos:

1. Haber creado una base de conocimiento científico-técnico sobre el contexto geodinámico, neotectónico, sismotectónico y de fallas activas en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana.
2. Haber realizado una clasificación de las principales zonas de falla en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, junto con sectores adyacentes del valle del Cibao y área marina septentrional, haciendo énfasis en las fallas activas de mayor longitud, su segmentación tectónica, y su carácter sismogénico como generadoras de grandes terremotos.

3. Haber traducido la información geológica de las zonas de falla a parámetros sísmicos, los cuales describen su ciclo sísmico. Estos parámetros dan cuenta de la ciclicidad o recurrencia de cada falla cosísmica y constituyeron datos de entrada en la evaluación de la amenaza sísmica mediante un modelo probabilístico.
4. Haber integrado todos los datos de forma geo-referenciada en un SIG como plataforma gubernamental para la realización de investigaciones a escala más local, mapas temáticos e informes técnicos de carácter neotectónico, paleosísmico y sismotectónico.
5. Haber modelizado probabilísticamente la amenaza sísmica (PSHA: *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*) a partir de la base de datos SIG implementada para la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, junto con sectores adyacentes del valle del Cibao. Los resultados de la amenaza sísmica se expresan en mapas de aceleración pico (PGA) y espectral SA (T= 1s) para la zona estudiada para un periodo de retorno (PR) de 475 años. La modelización también permitió estimar los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) y sismos de control mediante desagregación de la peligrosidad, para PR de 475 años en las principales ciudades de la zona. Estos resultados facilitan la toma de decisiones para la reducción del riesgo sísmico y el ordenamiento del territorio.

Finalmente, el Proyecto ha supuesto un fortalecimiento de las capacidades institucionales nacionales y regionales para la toma de decisiones en cuanto a la gestión del riesgo, la regulación del diseño sismo-resistente, el ordenamiento del territorio, y la respuesta a desastres. Estas capacidades tienen un gran impacto en el aumento de la resiliencia urbana y de la población de la República Dominicana, minimizando las pérdidas de vidas humanas, bienes materiales y económicos frente a grandes eventos sísmicos.

2. METODOLOGÍA

En la realización del Proyecto se han utilizado metodologías específicas relacionadas con los trabajos geológico-estructurales, sismotectónicos, microtectónicas, geocronológicos y de modelización del riesgo sísmico, así como de almacenamiento de la información en un SIG. Estas metodologías específicas son descritas a continuación.

2.1. Metodologías Geológico-Estructurales

Las metodologías geológico-estructurales han sido fundamentales en la obtención de la arquitectura y evolución de la placa superior Caribeña, desde la Zona de Falla Septentrional hasta la Fosa de Puerto Rico-La Española, así como de otros objetivos macro y mesoestructurales.

Estas metodologías han consistido en la aplicación de diversas técnicas de cartografía geológica temática y de análisis estructural avanzado, partiendo de la información previa geológico-estructural. Entre ellas, destaca el análisis geométrico y cinemático de las macroestructuras de zonas de falla, el análisis dinámico de meso y microestructuras frágiles, la determinación de las cantidades de desplazamiento y la construcción de cortes geológicos rigurosos.

Como información previa se han revisado las cartografías geológico-estructurales, geomorfológicas y de procesos activos de la Cordillera Septentrional existentes en el SGN y el IGME, en gran parte procedentes del Proyecto SYSMIN (Fase I, 2002-2004 y Fase II, 2007-2011) financiado por la Unión Europea. Se ha revisado también la información procedente de informes no publicados, literatura publicada, e investigaciones recientes de Proyectos ARCO del IGME. Paralelamente al trabajo de gabinete se ha realizado un trabajo de campo a la mesoescala y de laboratorio a la microescala de las fábricas deformativas existentes, las cuales han permitido deducir los mecanismos deformativos y las condiciones ambientales en las que tuvo lugar la deformación.

Al estar la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná afectadas por una deformación transpresiva los estudios estructurales han sido realizados en 2,5-D y 3-D. La base de datos gravimétricos, aeromagnéticos y radiométricos del Proyecto SYSMIN ha sido de gran utilidad. El software utilizado para el tratamiento de los datos ha sido *OASIS* y *GeoModel*. La obtención de los mapas gravimétrico de anomalías de Bouger, de la anomalía de Bouger residual, de la intensidad del campo magnético total reducido al polo, y de la componente vertical del gradiente magnético en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, han sido de gran utilidad. En particular, su correlación con la geología de superficie y la información que ofrecen sobre la situación de las principales zonas de falla a gran escala, que ha permitido una mejor caracterización espacial de las fallas activas generadoras de terremotos.

El análisis de toda esta información multidisciplinar ha permitido determinar la estructura a escala regional de la zona a estudio, que fue de gran utilidad en las campañas de trabajo de campo y en el análisis morfotectónico, neotectónico y sismotectónico. Este análisis permitió también establecer la naturaleza y edad de las estructuras frágiles, principalmente zonas de falla, que deforman las formaciones rocosas.

Sobre esta base estructural se ha realizado una compilación de las fallas con actividad en el Cuaternario, utilizando las directrices publicadas por el USGS de Haller et al. (1993), Vladimir et al. (1993), Audemard et al. (2000) y Benz et al. (2010), para la realización del *World Map of Major Active Faults*. Las fallas han sido compiladas a partir de la cartografía geológica a escala 1:50.000 del Proyecto SYSMIN, artículos publicados, informes inéditos, e investigaciones geológicas recientes en la Falla Septentrional. Las trazas superficiales de las fallas Cuaternarias compiladas fueron digitalizadas sobre una base topográfica a escala 1:50.000 en un GIS indicando su tipo (continua, discontinua, o inferida). La compilación realizada evidenció la actividad de fallas cuaternarias en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná. En los trabajos cartográficos se diferenció el tipo de falla según la precisión en su definición y localización a escala 1:50.000. Las trazas de fallas *offshore* están basadas principalmente en los estudios geofísicos marinos y mapas batimétricos (USGS, 2013. *OpenFile Report 1125*); estas trazas no están tan bien definidas y localizadas, considerándose como aproximadas.

La compilación de las fallas se realizó en un entorno SIG, en el que una base de datos relacional almacena los datos relativos a su geometría, segmentación, cinemática, edad del movimiento más reciente, estimaciones de la tasa de movimiento, etc. Estos parámetros dan cuenta del ciclo sísmico de cada falla, y constituyeron los datos de entrada en el análisis de la peligrosidad sísmica y escenarios de riesgo de la región.

Los principales resultados son el Mapa Neotectónico y el Mapa de Fallas Activas en el Cuaternario de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná a escala 1:300.000 (Anexo I). Aunque la escala de trabajo de campo y gabinete (SIG) fue a 1:100.000, la escala regional 1:300.000 resultó ser la más adecuada para una mejor representación de las fallas activas generadoras de terremotos. Toda la información cartográfica fue importada y almacenada en un SIG mediante la plataforma ArcGIS Desktop 10.4.

2.2. Metodologías Sismotectónicas

Las metodologías sísmicas tuvieron como principal objetivo compilar y actualizar un catálogo unificado de la sismicidad. A partir de dicho catálogo se realizó un análisis de la distribución espacial y temporal de la sismicidad en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, así como el área adyacente de la Cuenca del Cibao y sector marino situado al N, haciendo un especial énfasis en sus relaciones con la macroestructura.

Para ello se consultaron los catálogos de terremotos del NEIC (*National Earthquake Information Center, USA*), NEIS (*National Earthquake Information Service*), USGS (*United State Geological Survey, USA; [usgs.gov](https://www.usgs.gov)*), red IRIS (*Incorporated Research Institutions for seismology; iris.washington.edu*), SSNC (Servicio Sismológico Nacional de Cuba, Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Cuba), y la red local (ISU de la UASD: Instituto Sismológico de la Universidad Autónoma de Santo Domingo, uasd.edu.do; y del reciente Observatorio Sismológico Politécnico Loyola, ospl.ipl.edu.do). En la compilación del catálogo unificado de la sismicidad se realizó una unificación de magnitudes a la escala de magnitud M_w , utilizando fórmulas de conversión ampliamente aceptadas en la bibliografía. Se consultaron igualmente las soluciones de mecanismos focales de terremotos del catálogo CMT *Harvard University; globalcmt.org*), entre otros.

El catálogo unificado elaborado cubre el periodo desde 1564 hasta el 31/12/2018. El catálogo integra la sismicidad histórica e instrumental de toda la isla de La Española, incluyendo por tanto también a Haití, entre 75°O - 68°O de longitud y 17°N - 21°N de latitud.

2.3. Metodologías Microtectónicas y de Tectónica Activa

La determinación del régimen de esfuerzos imperante en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná a partir de datos de movimiento en planos de falla requirió seguir una serie de pasos lógicos en el análisis, que son descritos a continuación.

En primer lugar, se requirió conocer la naturaleza de la tectónica activa en la región. Para ello, se identificaron y caracterizaron las estructuras tectónicas activas utilizando dos actividades complementarias e interrelacionadas: (1) la interpretación de fotos aéreas e imágenes satelitales, junto con el análisis morfológico del relieve que es diagnóstico de la fracturación y plegamiento en el Cuaternario, a escalas que oscilaron entre 1:50.000 y 1:25.000 (p.e. Audemard, 1999b); y (2) la verificación de campo de las interpretaciones geomorfológicas de la actividad tectónica, junto con la selección de afloramientos rocosos donde obtener datos de la deformación Cuaternaria, principalmente de tipo frágil.

En segundo lugar, se realizó un estudio detallado de estos afloramientos con deformación Cuaternaria, que usualmente se denomina análisis microtectónico. Este análisis implicó: (a) una descripción del afloramiento en la que se establecieron las relaciones geométricas y cronológicas entre las diversas mesoestructuras tectónicas, así como con respecto a las rocas sedimentarias en las que se desarrollaron; (b) la determinación de la dirección y sentido de desplazamiento en el plano de cada falla (estrías de falla), utilizando indicadores cinemáticos tales como desplazamientos de marcadores, cizallas Riedel, recristalización mineral, picos estilolíticos (estilolitos oblicuos o combinación de estilolitos con estrías de falla), marcas de arrastre, y crecimiento de fibras de yeso, cuarzo o calcita (Hancock y Barka, 1987; Petit, 1987; Angelier, 1994); y (c) la medida del desplazamiento en cada estructura, cuando fue posible, generalmente utilizando relaciones de corte entre estructuras tectónicas y fábricas sedimentarias planares.

En tercer lugar, la evaluación adecuada del régimen tectónico imperante y el momento de inicio de la fase tectónica actual, requirió un conocimiento de la lito- y cronoestratigrafía de edad Neógeno a Cuaternario en la región a estudio. Dicho conocimiento implicó la datación de muestras de sedimentos marinos (terrazas arrecifales de coral) y continentales (abanicos aluviales y terrazas fluviales) de edad Cuaternaria deformados por la tectónica activa.

En cuarto lugar, el cálculo de tensores de esfuerzo derivados de familias de planos de falla con estrías se realizó mediante un método de inversión, en el que el tensor es obtenido a partir de la deformación observada. Para que la calidad de los tensores de esfuerzos obtenidos como resultado sea similar y se permita una integración de los mismos a escala regional, se buscó utilizar un número limitado de métodos para todo el conjunto de datos microtectónicos. Estos métodos dinámicos han sido: los diedros rectos (RDM; *right dihedral method*, Angelier y Mechler, 1977); FAILLE (Etchecopar et al., 1981); el análisis dinámico numérico (NDA; *numeric dynamic analysis*); y el de inversión directa (INVERS; *direct inversión*). El método de los diedros rectos ha sido también aplicado a poblaciones de mecanismos focales para derivar un tensor de esfuerzos común para una población de terremotos agrupados espacialmente (p.e. Choy et al., 1998; Palme et al., 2001). El método de Etchecopar está basado en el principio de Bott (1959), que determina el tensor de esfuerzos minimizando la desviación entre el esfuerzo de cizalla y el deslizamiento medido en superficies de falla. Por tanto, depende de una correcta determinación del sentido de deslizamiento de cada falla dentro de una población. Estos métodos de inversión presentan limitaciones que son descritas por Ritz (1991).

Los métodos de inversión son también capaces de establecer la forma cualitativa del elipsoide del tensor de esfuerzos mediante el valor del parámetro R. El valor de R está definido por la relación $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. El esfuerzo principal en la posición vertical indica el régimen tectónico dominante, pero R contribuye a una mejor definición del mismo (Guirault et al., 1989; Ritz, 1991). Para la determinación de tensores y estados de esfuerzo se utilizaron los programas *FAILLE* (celerier.univ-montp2.fr), *T-TECTO X5* (www2.arnes.si) y *FaultKin 7.4.1* (geo.cornell.edu). Para la visualización de la orientación de los planos de falla, la cinemática de las estrías, el procesamiento conjunto y el análisis estadístico de los datos de desplazamiento en fallas se utilizó también el programa *TectonicsFP* de Reiter y Acs (2000) y Ortnet et al. (2002).

Como el período neotectónico en la República Dominicana se corresponde aproximadamente con el Cuaternario, los datos microtectónicos fueron obtenidos esencialmente en rocas sedimentarias de edad Plioceno y Cuaternario. Esto permitió asegurar que el tensor de esfuerzos calculado se coresponda con el régimen de esfuerzos imperante. No obstante, se obtuvieron también tensores de esfuerzos en fallas desarrolladas en rocas metamórficas Mesozoicas y en rocas sedimentarias del intervalo Eoceno-Mioceno. Estos tensores fueron incluidos en análisis conjunto si resultaron concordantes con los otros tensores obtenidos en la misma región en las rocas sedimentarias de edad Cuaternario.

Los tensores de esfuerzo fueron obtenidos en un conjunto de estaciones microtectónicas distribuidas geográficamente por toda el área a estudio. Cada estación microtectónica consiste en una localidad donde se obtuvo una población de medidas de planos de falla con estrías y donde se calculó un tensor de esfuerzo, o varios de ellos correspondientes a determinadas fases tectónicas, mediante un método de inversión. Generalmente, se buscó una localización de las estaciones microtectónicas cerca de estructuras tectónicas de actividad en el Cuaternario confirmada. Por otro lado, se obtuvieron también tensores a partir de la configuración espacial de ciertas fallas y/o pliegues principales, los cuales no fueron calculados por un método de inversión.

2.4. Metodologías Geocronológicas

La datación geocronológica de eventos térmicos y de crecimiento cristalino se realizó aplicando los métodos U-Th y Ar-Ar a muestras de roca total y/o separados minerales. La separación de fases minerales principales o accesorias, se realizó mediante machacado convencional, tamizado, molido y técnicas de mesa *Wilfley*, seguida por la concentración final usando líquidos densos y separadores magnéticos. Las fracciones minerales para analizar son posteriormente seleccionadas a mano en base a su naturaleza, calidad del grano, tamaño, susceptibilidad magnética y morfología.

En función del sistema isotópico, las relaciones isotópicas se obtuvieron en un multicolector ICP-MS (School of Earth Sciences, University College Dublin), en un espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS, Laboratorios IGME; www.igme.es) o en un espectrómetro de masas de gases nobles equipado con láser (British Columbia University; pcigr.eos.ubc.ca/)

La datación por radiocarbono-14 (^{14}C) de materiales orgánicos y ciertos inorgánicos intercalados en sedimentos marinos y continentales recientes, se realizó mediante espectrometría de masas con aceleradores (AMS) (Beta Analytic Inc., Miami, Florida; radiocarbon.com).

La datación de depósitos recientes de corales se realizó por el método U-Th (*UCD School of Geological Sciences* de Dublin; ucd.ie/earthsciences/). La aplicación de esta técnica geocronológica requirió obtener la proporción de aragonito original frente a calcita de reemplazamiento, que se determinó mediante difracción de Rayos X (XRD; Laboratorios IGME; www.igme.es).

La datación por luminiscencia de sedimentos continentales recientes, como abanicos aluviales y terrazas fluviales, se realizó con un sistema automatizado de datación TL/OSL de tipo DTU NUTECH (Universidad de Sevilla; citius.us.es). El sistema permite obtener edades a partir de granos de cuarzo y feldespatos, en base a la dosis natural de radiación acumulada por estos materiales durante el tiempo en que permanecieron enterrados o desde el momento en que se templaron.

2.5. Metodologías de modelización de la amenaza sísmica

El peligro que induce la actividad sísmica sobre regiones aledañas a poblaciones o asentamientos humanos, ha derivado en la necesidad de establecer parámetros que definan el nivel de la amenaza y metodologías generales que permitan estimar dichos parámetros. Los parámetros que definen el nivel de peligro en un modelo de amenaza sísmica se conocen como parámetros de movimiento fuerte. Estos parámetros definen la intensidad del movimiento en el sitio de análisis. Su estimación se hace por medio de ecuaciones conocidas como funciones de atenuación, las cuales dependen principalmente de la distancia de la fuente sismogénica al sitio, la magnitud sísmica, y el tipo de mecanismo focal de ruptura.

La amenaza sísmica puede ser definida como la probabilidad anual de exceder un parámetro de movimiento del terreno (desplazamiento, pseudo-velocidad, aceleración, intensidad) en un lugar y para un periodo de retorno dado, debido a la actividad de las fuentes sísmicas circundantes. Para la evaluación de la amenaza sísmica se han propuesto dos metodologías principales: el análisis determinístico de amenaza sísmica (DHSA, *Deterministic Seismic Hazard Analysis*); y el análisis probabilístico de la amenaza sísmica (PSHA, *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*).

El DHSA ha sido tradicionalmente la herramienta primordial de la ingeniería para la evaluación de la amenaza sísmica en una zona determinada. El uso del DSHA implica la definición de un escenario particular, se estima el movimiento del terreno y los efectos secundarios relacionados. El escenario se define como un sismo de magnitud conocida, el cual sucede en un sitio determinado. Las etapas en un DSHA son (Ordaz et al., 2012):

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis, en términos de su geometría y sismicidad.
2. Selección de la distancia de la fuente al sitio, que suele ser la menor existente entre la fuente y el lugar de análisis.
3. Selección del sismo de análisis, el cual representa el potencial sísmico de la fuente en consideración, en términos de la intensidad en el sitio de análisis. Para ello, consideran los niveles de intensidad generados por los sismos históricos de la región, o de regiones con características neotectónicas similares, con el fin de definir la magnitud del sismo de análisis.

4. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar la amenaza en el sitio. Estas funciones se refieren a la atenuación de la aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, o de cualquier otro parámetro.

El DSHA indica el peor caso posible del efecto sísmico en el sitio de análisis. Cuando se emplea el DSHA para la evaluación de la amenaza en estructuras primordiales, puede estimarse la mayor intensidad que puede afectar dichas estructuras. Sin embargo, no se toma en cuenta cuál es la probabilidad de ocurrencia de ese evento, si es probable o no que ocurra en el sitio escogido, o que suceda a lo largo de un período determinado, ni cuál es el grado de incertidumbre asociado a las variables involucradas en el problema. En general, el análisis determinístico no se recomienda como herramienta única del análisis de la amenaza sísmica. Puede ser usado principalmente como herramienta de calibración de modelos más refinados, siempre y cuando se cuente con información histórica suficiente, o para el análisis retrospectivo de eventos históricos específicos.

En las últimas décadas, se ha extendido el análisis PSHA con el fin de involucrar de manera analítica la incertidumbre asociada con las variables que intervienen en la amenaza sísmica de una región. Parámetros como la frecuencia de ocurrencia de determinado sismo, la probabilidad de que ocurra en un sitio específico, probabilidades de excedencia de intensidades sísmicas, etc, son incluidos en los modelos de PSHA. Las etapas en un PSHA son (Ordaz et al., 2012):

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis, en términos de su geometría y distribución de probabilidad de puntos de inicio de la ruptura. La distribución de probabilidad suele elegirse uniforme, lo que implica que la ocurrencia de sismos puede tener lugar en cualquier punto de la fuente con igual probabilidad.
2. Determinación de la sismicidad de las fuentes consideradas, a partir del registro histórico de eventos con ellas relacionados recogido en un catálogo sísmico, junto con información neotectónica y paleosismológica. La sismicidad se establece por medio de una curva de recurrencia de magnitudes específica para cada fuente, que indica la tasa de excedencia de una magnitud sísmica particular.
3. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar la amenaza en el sitio. Estas funciones se refieren a la atenuación de la aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, o de cualquier otro parámetro. Cada función de atenuación incorpora la incertidumbre asociada a la estimación de estos parámetros.
4. Combinando las incertidumbres asociadas a localización, tamaño y atenuación se obtiene una curva de amenaza, la cual indica la probabilidad de que una intensidad específica sea igualada o excedida en un periodo de tiempo determinado.

El código de cálculo R-CRISIS (Ordaz et al., 2012; Ordaz y Salgado-Gálvez, 2018) evalúa la PSHA teniendo en cuenta tanto la distribución espacial de los seísmos, como la forma de ocurrencia en el tiempo y las características de su atenuación. R-CRISIS proporciona como resultado un cálculo de la amenaza sísmica para cada sitio específico de cálculo, en términos de probabilidad de exceder un valor de la aceleración máxima (PGA; *Peak Ground Acceleration*, en cm/s^2), junto con las aceleraciones espectrales.

La Fig. 2.1 muestra la metodología de evaluación de la amenaza sísmica probabilística (Ordaz et al., 2012), que implica las siguientes actividades:

1. Definir geométricamente y caracterizar las principales fuentes sismogénicas, a partir de la información geológica y neotectónica tanto previa como obtenida.
2. Asignar los parámetros sísmicos a las diferentes fuentes, a partir tanto del catálogo sísmico como de estudios previos.
3. Generación de un conjunto de eventos sísmicos estocásticos compatible con la localización, profundidad, frecuencia y magnitud de los sismos. El conjunto se obtiene a partir de una división recursiva de la geometría de cada fuente, asignando parámetros de sismicidad a cada segmento de manera ponderada según su área respecto a la total. Para cada segmento se generan una serie de escenarios de diversas magnitudes, cuyas probabilidades de ocurrir se calculan a partir la curva de recurrencia de magnitudes específica de esa fuente.
4. Definir las funciones de atenuación de parámetros de movimiento del terreno, a partir del estado del conocimiento bibliográfico, experiencias previas y nueva información.
5. Generar mapas de distribución espacial de intensidad sísmica, en función de sus valores máximos y espectrales para cada evento estocástico calculado y por medio del modelo de atenuación adoptado.
6. Amplificar los parámetros de amenaza por efectos de sitio, debidos a la respuesta dinámica de los depósitos de suelo que modifican las características del movimiento en amplitud, contenido frecuencial y duración.
7. Aplicar el modelo probabilístico de amenaza sísmica, con cálculo de mapas de amenaza (Anexo II) para diferentes parámetros de intensidad y/o periodos de retorno de análisis.
8. Calcular los movimientos del terreno, mediante valores de los parámetros que mejor describan los daños eventuales en obras de infraestructura, como son: aceleración, velocidad y desplazamiento máximos del terreno; y aceleración, velocidad y desplazamientos espectrales para diferentes periodos estructurales de vibración.

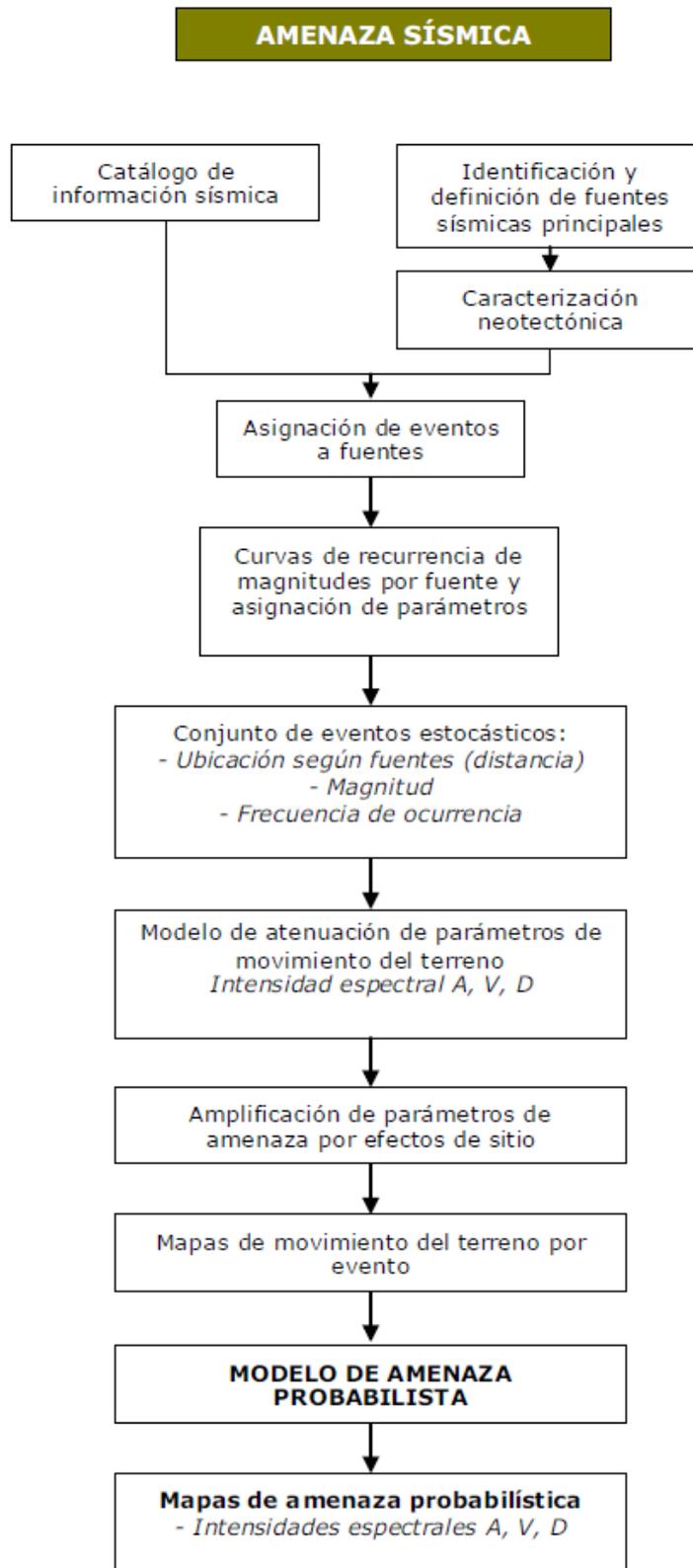


Fig. 2.1. Diagrama de flujo mostrando la metodología de evaluación de la amenaza sísmica probabilística (Ordaz et al., 2012).

2.6. Síntesis metodológica en la evaluación de la amenaza sísmica

A modo de síntesis, la evaluación de la amenaza sísmica a escala regional consta de las tareas descritas a continuación y recogidas en la Fig. 2.2.

- Análisis de la geodinámica y neotectónica del área de estudio.
- Elaboración del catálogo de la sismicidad.
- Definición de estructuras sismotectónicas y caracterización de fuentes sísmicas.
- Elección del modelo del movimiento fuerte del terreno o de atenuación.
- Cálculo de la peligrosidad propiamente dicho, resolviendo la ecuación de probabilidad.
- Desagregación por fuente e identificación de sismos de control.

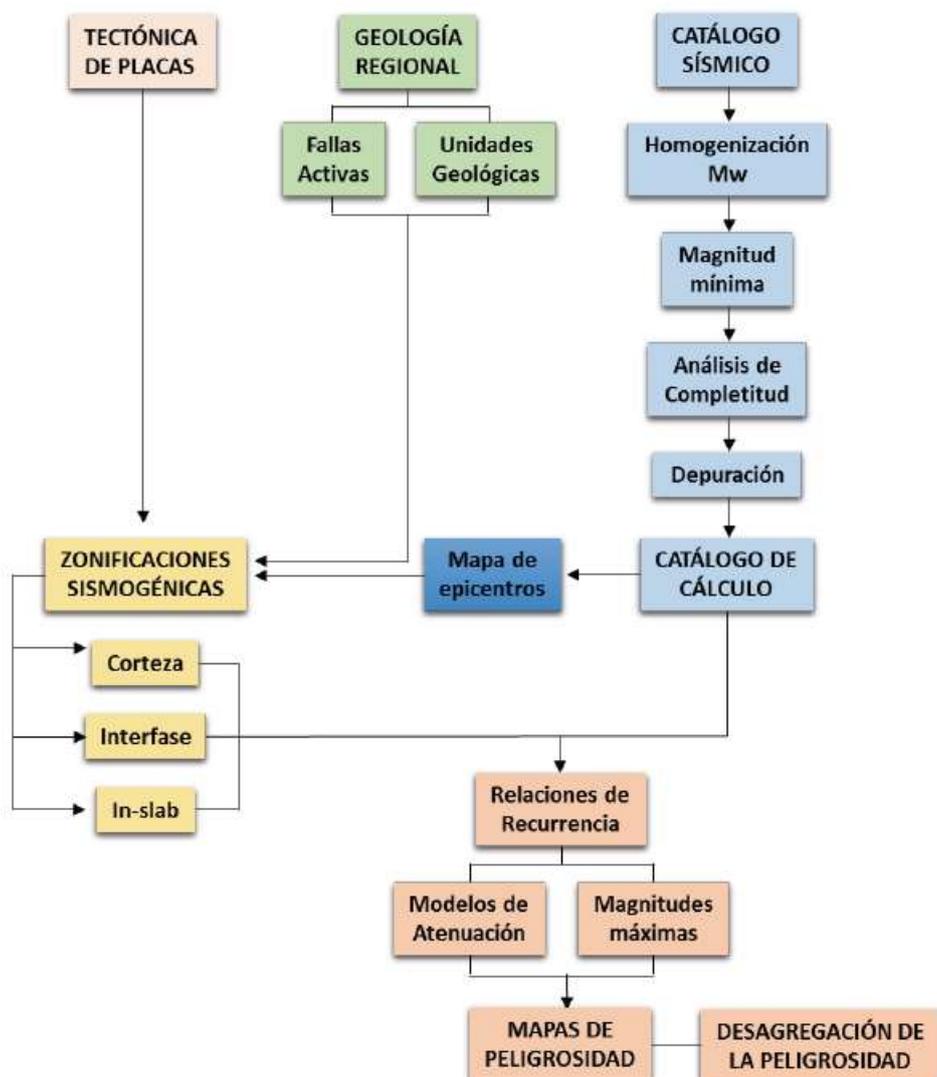


Fig. 2.2. Diagrama de flujo mostrando la metodología global seguida en el presente estudio.

3. GEODINAMICA

3.1. Contexto Geodinámico

Localizada en el borde septentrional de la placa de Caribe, la isla de La Española (Fig. 3.1) es un collage tectónico producido por la convergencia oblicua y la colisión final del sistema de arco isla/tras arco Caribeño con la placa e Norte América, la cual comenzó en el Cretácico Inferior (Draper et al., 1994; Mann et al., 1991; Escuder-Virueite et al., 2011, 2016). La presencia de mélanges ofiolíticas en el norte de La Española indica que un océano intermedio proto-Caribeño fue consumido por la subducción dirigida al suroeste durante la convergencia (Draper and Nagle, 1991; Escuder-Virueite et al., 2011a, 2011c, 2014; Lewis et al., 2006; Pindell and Kennan, 2009; Pindell et al., 2005; Saumur et al., 2010).

Las rocas relacionadas con el arco de la placa superior Caribeña tienen una edad Cretácica y están regionalmente superpuestas por una secuencia de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Paleoceno/Eoceno inferior a Holoceno (Draper et al., 1994; Escuder-Virueite et al., 2006, 2008, 2016; Kesler et al., 1990, 2005). Esta secuencia sedimentaria de cobertera post-data la actividad volcánica del arco isla y registra la colisión oblicua arco-continente en el sector septentrional de La Española, así como la deformación intra y tras-arco en los sectores central y meridional de la isla.

El sector norte de La Española está geológicamente compuesto de unidades derivadas del arco, oceánicas y continentales, ensambladas durante la convergencia arco-continente. Estas unidades forman varios enclaves en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná de la República Dominicana, denominados Complejos de El Cacheal, Palma Picada, Pedro García, Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, los cuales constituyen el sustrato ígneo y metamórfico pre-Eoceno en estas áreas (Draper y Nagle, 1991). Estos seis complejos forman el complejo de subducción-acreción del cinturón orogénico de las Grandes Antillas en La Española (Escuder-Virueite et al., 2011a, 2013a, 2014). Dichos complejos incluyen de este a oeste: rocas metasedimentarias del margen continental subducido de Norteamérica; fragmentos ofiolíticos de la litosfera proto-Caribeña; mélanges de matriz serpentinitica, que contienen bloques de esquistos azules y eclogitas; rocas plutónicas y volcánicas relacionadas con el arco isla Caribeño; y rocas no metamórfizadas depositadas en las cuencas sedimentarias de ante-arco pre-colisionales (Escuder-Virueite et al., 2011b, c, 2016). En los Complejos de Puerto Plata y Río San Juan, los primeros depósitos que registran los procesos colisionales son los olistostromas ricos en serpentinitas discordantes de edad Paleoceno?/Eoceno inferior de la Formación Imbert (Draper et al., 1994), los cuales contienen elementos clásticos derivados tanto del complejo de subducción-acreción exhumado como del arco volcánico Cretácico.

Por lo tanto, el complejo (o prisma) de subducción-acreción septentrional Caribeño registra la historia Mesozoica de generación y acreción de terrenos intra-oceánicos al margen meridional de Norteamérica, así como representa un importante periodo de cierre oceánico y crecimiento cortical continental. Los recientes estudios del segmento aflorante en La Española del prisma de subducción-acreción septentrional Caribeño muestran que las unidades tectónicas constituyentes fueron deformadas en un intervalo de tiempo progresivamente más joven hacia el E/NE, indicando la migración general de la deformación en esta dirección desde el Cretácico superior hasta el Mioceno inferior (Escuder-Virueite et al., 2011a, 2011b, 2013a; 2014; 2016). La propagación de la deformación resulta de la subducción inicial hacia el suroeste de los terrenos de arco, oceánicos y continentales, así como su incorporación subsecuente al prisma de subducción-acreción Caribeño.

3.2. La Placa de Caribe

La Placa de Caribe se extiende de E a O desde las Antillas Menores hasta la costa pacífica de América Central, y de N a S desde la isla de La Española hasta las costas septentrionales de Costa Rica, Panamá, Colombia y Venezuela (Fig. 3.1). La Placa de Caribe está delimitada por:

- La Placa de Cocos que converge desde el O hacia la Placa de Caribe.
- La Placa de Nazca que queda separada del S de la Placa de Caribe por el microbloque de Panamá.
- La Placa Sudamericana que se desplaza respecto al S de la Placa de Caribe siguiendo un movimiento dextral (con un subordinado componente de convergencia).
- La Placa Norteamericana que se desplaza respecto al N y E de la Placa de Caribe de manera senestra y convergente pura, respectivamente.

La isla de La Española (República Dominicana y Haití) se localiza en una curvatura transpresiva de la zona de interacción entre las Placas de Norteamérica y Caribe (Mann et al., 1995, 1998, 2002). Los estudios geodésicos mediante GPS han mostrado que la Placa de Caribe se mueve en dirección ENE respecto a la Norteamérica a una velocidad de 18-20 mm/año (De Meets et al., 1990; 1994, 2002; Drewes y Angermann, 2001; Kreemer et al., 2003; Mann et al., 2002; Sella et al., 2002). El azimut del vector de desplazamiento relativo gradúa entre 72,8° y 78,9°. Sin embargo, esta dirección no implica un movimiento dextral puro, ya que en el segmento de La Española existe una componente de desgarre hacia el E del orden de 18 mm/año y una componente de convergencia hacia el N del orden de 5 mm/año (ver síntesis en Bertil et al., 2010). Por tanto, la Placa de Caribe converge de forma oblicua respecto a la potente corteza de la plataforma carbonatada de Bahamas (Mann et al., 2002; Calais et al., 2002). Las medidas geodésicas GPS muestran una gran coherencia y sugieren para el centro de La Española un tensor de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal (σ_{Hmax}) de dirección ENE-OSO y un esfuerzo mínimo horizontal (σ_{Hmin}) de dirección NNO-SSE (Bertil et al., 2010).

Como consecuencia de la convergencia oblicua, en el área de La Española se produce una zona de unos 250 km de anchura de transpresión activa, caracterizada por (Mann et al., 1998; 2002): (1) el desarrollo de estructuras compresionales que deforman incluso a rocas sedimentarias de edad Neógeno superior-Cuaternario; (2) la formación de importantes relieves positivos de hasta ~3.000 m de altitud en la parte emergida de la Placa de Caribe; y (3) la ocurrencia de terremotos de diverso mecanismo focal, que indican desplazamientos de desgarre, cabalgamiento y deslizamiento oblicuo.

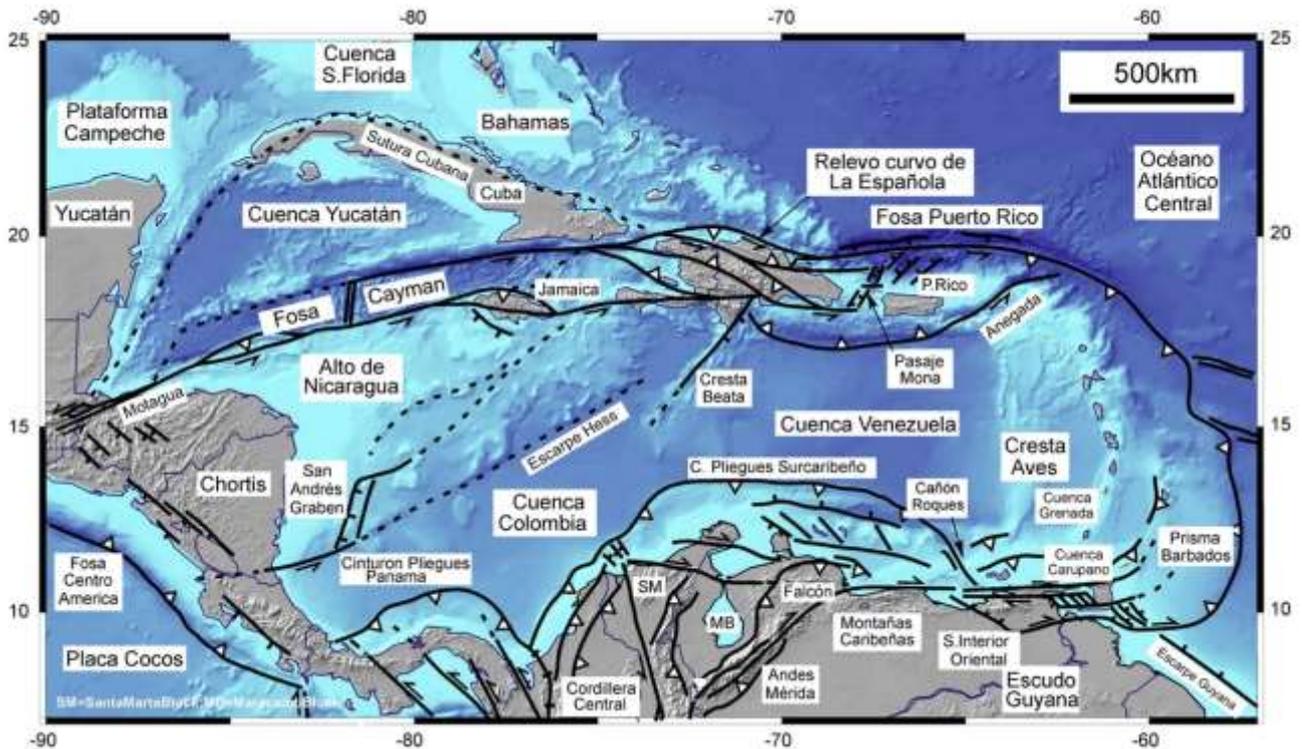


Fig. 3.1. Contexto Geotectónico de La Española (República Dominicana y Haití) en el borde N de la Placa de Caribe

3.3. Configuración Geodinámica Actual

La actual configuración geodinámica de la zona de contacto entre las Placas de Norteamérica y Caribe es consecuencia de la convergencia oblicua que ha tenido lugar a lo largo del Terciario y Cuaternario. Esta evolución se inició con la subducción oblicua dirigida al E y SE de la corteza oceánica proto-Caribeña bajo el arco oceánico Caribeño. La subducción culminó con la colisión oblicua cuando el margen continental meridional de Norteamérica llegó a la zona de subducción en el Paleoceno superior-Eoceno inferior (Draper et al. 1991; Escuder-Viruete et al., 2016). Dicha colisión fue diacrónica a lo largo de la zona de contacto entre las placas, resultando ser más joven hacia el este. Como consecuencia, unidades tectónicas de afinidad Caribeña fueron superpuestas sobre unidades de afinidad con Norteamérica hacia el NE y E, y sobre materiales del margen pasivo poco o nada deformados. Finalmente, la colisión evolucionó a procesos de transpresión y de escape tectónico lateral para acomodar la deformación (Escuder-Viruete et al., 2019).

Estos estadios evolutivos son aún reconocibles en el límite entre las Placas de Norteamérica y Caribe. A lo largo de dicho borde de placas, se registra un cambio de E a O desde la subducción ortogonal en las Antillas Menores, a la colisión oblicua en el N de Puerto Rico y E de la República Dominicana, a la transpresión particionada activa al O de la República Dominicana y Haití, al desgarre senestro puro hacia Jamaica, y a la transtensión en la Fosa del Caimán (Mann et al., 2002). Esta configuración geodinámica indica que la zona límite entre placas ha ido evolucionando en el tiempo, resultando la tectónica progresivamente menos compresional y más de tipo

transcurrente. En el segmento del borde de placas localizado en La Española, el principal cambio en el tipo de tectónica tuvo lugar aproximadamente en el Mioceno medio (Mann et al., 1995, 2002).

En la actualidad, el segmento del borde de placas localizado en La Española está experimentando dos procesos geodinámicos principales (Dolan et al., 1988): (1) un particionamiento de la deformación que se resuelve mediante acortamiento de dirección NNE-SSO a ENE-OSO a través de toda la región y mediante desplazamiento senestro a lo largo de las principales fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE y O-E; y (2) una ruptura o desprendimiento de la lámina de litosfera oceánica Atlántica subducida, asociada a la colisión oblicua y la flotabilidad (*buoyancy*) de la Plataforma de Bahamas (Dolan et al., 1988).

A escala regional, el acortamiento NNE-SSO a ENE-OSO se resuelve con la formación de estructuras compresionales ortogonales en la Cordillera Septentrional, Cordillera Central y Sierra de Bahoruco, incluyendo las zonas de subducción y cabalgamiento de las fosas de Puerto Rico y Los Muertos. El desgarre senestro da lugar a la formación o reactivación de las principales zonas de falla, como son la Septentrional, de La Española, San José-Restauración y Enriquillo, así como a desplazamientos a lo largo de otras fallas paralelas y/o cizallas Riedel sintéticas menores, como es el caso de la Falla de Camú.

3.4. La Microplaca Septentrional en el norte de la República Dominicana

El contexto geodinámico de la Placa de Caribe es complejo, habiéndose distinguido en la zona de convergencia y colisión oblicua un cierto número de placas tectónicas, microplacas o bloques tectónicos (Mann et al., 1995, 1998; Maneker et al., 2008; Smithe et al., 2015). Estas microplacas son (Fig. 3.2): Gonave, La Española Norte o Septentrional, La Española y Puerto Rico-Islas Virgenes. Estas microplacas están limitadas por un conjunto de estructuras de gran escala que, como refleja la sismicidad asociada que presentan, acomodan parte del desplazamiento relativo entre las Placas de Caribe y Norteamérica (Dolan et al., 1998).

Estas estructuras de gran escala son (Fig. 3.3):

- Zona de Falla de Enriquillo, o de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).
- Zona de Falla Septentrional (ZFS).
- Zona de Falla de los Muertos, o Fosa de los Muertos (ZFLM).
- El cabalgamiento o Zona de Falla de la Española Norte (ZFEN), es decir, la extensión occidental de la Fosa de Puerto Rico al N de La Española.
- El cabalgamiento o Zona de Falla de Peralta (ZFP) al S de la Cordillera Central.

El interior de la isla de La Española consiste en una zona de transición entre diferentes regímenes tectónicos no muy bien conocida, que incluye la Cordillera Central y la Oriental. Cada una de estas fallas activas han sido responsables de varios terremotos históricos de gran magnitud (intensidad > VII; Dolan y Wald, 1998), como recogen las crónicas históricas del tiempo de la colonia, destacando los ocurridos en 1551, 1562 (destruyó Santiago y La Vega), 1673 (destruyó Santo Domingo), 1691, 1751 (destruyó Azua y Port-Au-Prince), 1761, 1770,

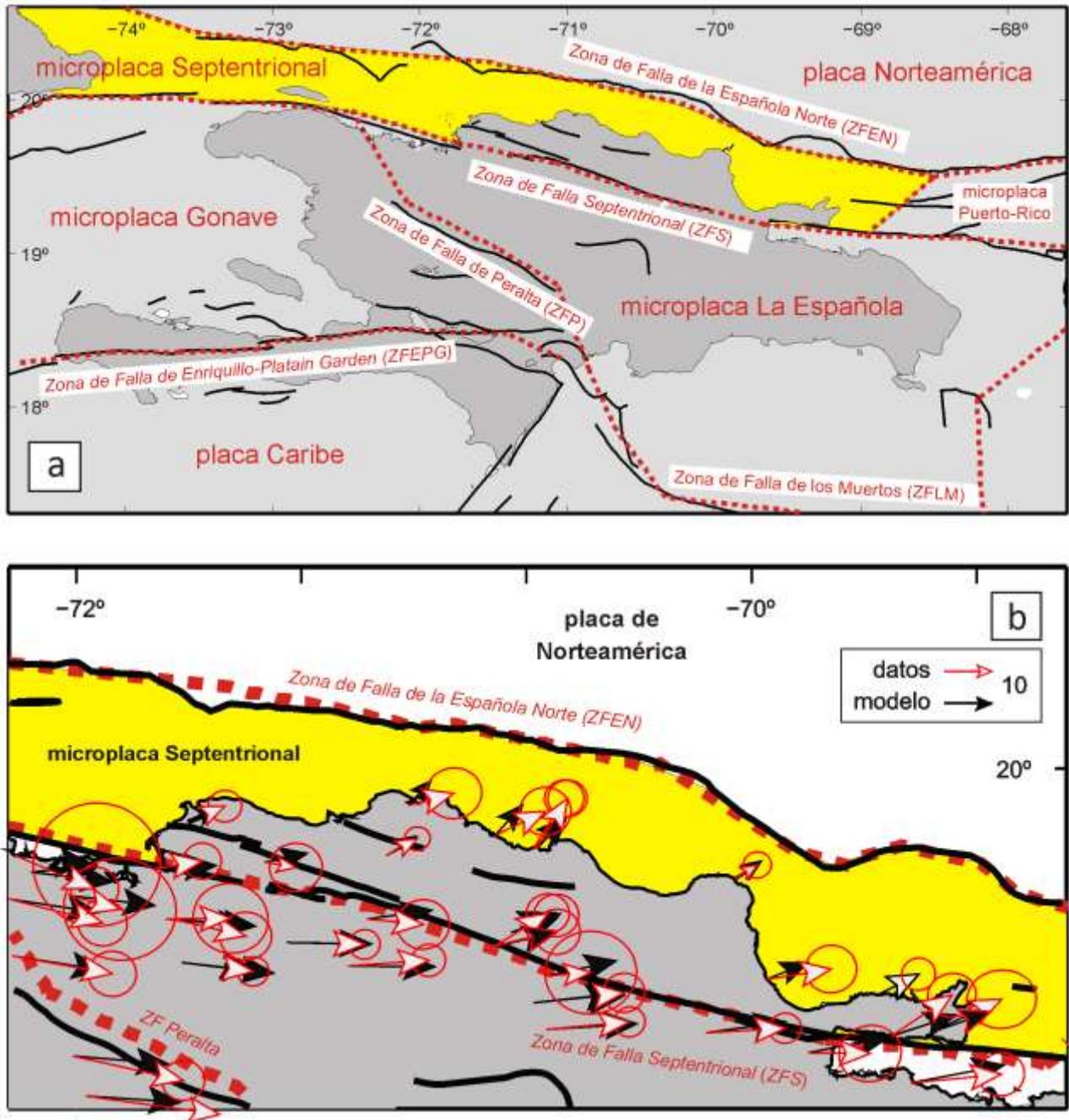


Fig. 3.3. (a) Localización y límites tectónicos de la Microplaca Septentrional (color amarillo) en el norte de la República Dominicana. (b) Vectores de movimiento relativos a la placa de Norteamérica para la isla de La Española obtenidos mediante geodesia GPS y modelización por Mann et al. (2002), Calais et al. (2010, 2016), Benford et al. (2012) y Smithe et al. (2015). Las líneas azules discontinuas marcan los límites tectónicos entre microplacas. Las elipses de error son de 95% de confianza.

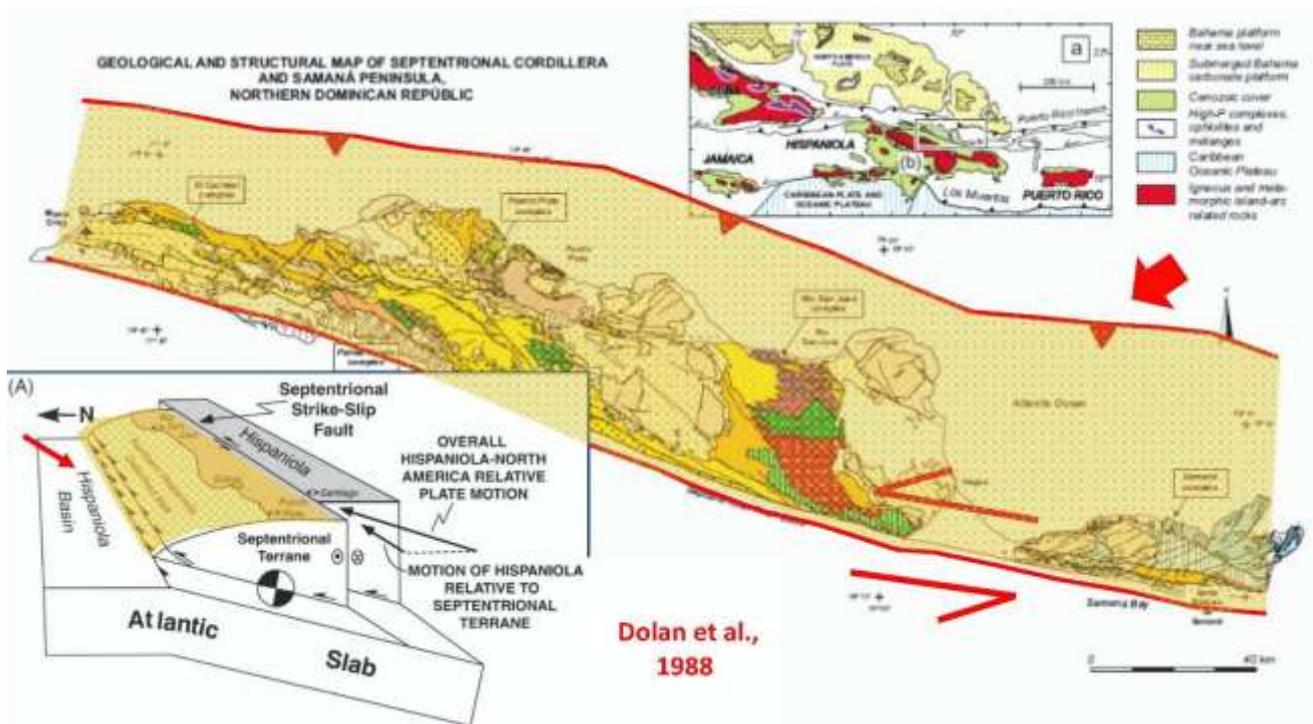


Fig. 3.4. La Cordillera Septentrional y la Península de Samaná se integran en la denominada microplaca Septentrional (Dolan et al., 1998; Mann et al., 1995, 1998). Esquema del particionamiento de la deformación en la placa superior, que produce acortamiento ortogonal NE-SO en toda la región, como la Zona de Cabalgamiento de La Española-Puerto Rico, y un movimiento transcurrente ONO-ESE senestro a lo largo de la Zona de Falla Septentrional.

4. NEOTECTÓNICA

4.1. La Neotectónica en el norte de la República Dominicana

La neotectónica abarca el estudio de los procesos y las estructuras formadas o reactivadas por el campo de esfuerzos-deformación que resulta aún activo en la actualidad. Por tanto, la neotectónica en la Cordillera Septentrional - Península de Samaná, y en el resto de la isla de La Española, se refiere a la tectónica que tuvo en el Cuaternario hasta la actualidad. La definición implica que características tectónicas que no muestran evidencias de actividad en este intervalo de tiempo, o que tienen una orientación no susceptible de ser reactivada en el futuro próximo bajo el presente tensor de esfuerzos, no son consideradas como estructuras neotectónicas. El conocimiento preciso de las estructuras neotectónicas resulta crítico en el análisis de la amenaza sísmica de la región. La neotectónica de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná ha sido deducida desde:

1. Evidencias tectónicas en las unidades estratigráficas de edad Cuaternario.
2. Evidencias tectónicas en la morfoestructura reciente.
3. Fracturación de edad Cuaternario a todas las escalas asociada a fallas y estructuras relacionadas.
4. Tensores de esfuerzos deducidos del análisis dinámico de los vectores de movimiento que en la actualidad presentan las fallas, así como de la interpretación de su correspondiente régimen tectónico.
5. Análisis sismicidad e interpretación de los mecanismos focales.
6. Relaciones entre grandes terremotos históricos/pre-históricos con rupturas de fallas.

4.2. Estratigrafía del Neógeno y Cuaternario de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná

El registro sedimentario durante la época neotectónica, o que alcanzan dicha edad, aparece representado por diversas unidades litoestratigráficas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná. Sin embargo, la litoestratigrafía es diferente al N y S de la Zona de Falla Septentrional (Fig. 4.1). Los dominios sedimentarios donde es posible establecer una litoestratigrafía sintética al N y S de la ZFS son los siguientes de E a O: Península de Samaná, Cresta de San Francisco, Nagua-Cabrera-Rio San Juan, Salcedo-San Francisco Arriba-Gaspar Hernández, Puerto Plata-Imbert-Luperón-Barrancón, Esperanza-El Mamey, y Buen Hombre-Villa-Vásquez-Monte Cristi.

Discordante sobre el complejo metamórfico de Samaná se depositaron facies carbonatadas y siliciclásticas de edad Mioceno-Plioceno y Cuaternario. Las unidades sedimentarias más importantes de la Península de Samaná son los Conglomerados de Samaná, las Calizas de la Talanquera, la Formación (Fm) La Canita, la Formación Las Canoas y la Formación Sánchez (Escuder-Viruete, 2010). También adquieren cierta importancia cartográfica las terrazas marinas arrecifales de la Formación Isabela.

Los Conglomerados de Samaná están compuestos por brechas a la base, conglomerados, areniscas y arcillas rojas a techo, siendo de edad Mioceno inferior-Plioceno (Joyce, 1991; Llinas, 1983) o de edad Mioceno superior - Pleistoceno? (Braga et al., 2010). La Formación Calizas de La Talanquera y la Formación La Canita equivalen a la Formación Haitises en la Península de Samaná. Las Calizas de la Talanquera son discordantes a la base, contienen fauna fósil de medios de plataforma marina somera y se encuentran muy recristalizadas. La Formación La Canita está constituida por calizas arrecifales y bioclásticas, con margas fosilíferas y arenas subordinadas, siendo de edad Mioceno medio (Joyce, 1991) o Mioceno superior - Pleistoceno (Braga et al., 2010). La Formación Las Canoas está compuestas por calizas y conglomerados de edad Mioceno superior (?) – Pleistoceno. La Formación Sánchez está constituida por lutitas y arenas ricas materia orgánica, con capas de lignito, de edad Plioceno superior - Pleistoceno (Joyce, 1991, Llinas, 1983). Las calizas con corales son facies bioconstruidas de armazón arrecifal, que pueden integrarse dentro de la Formación. Isabela de edad Holoceno (Braga et al., 2010).

En el sector de la Cresta de San Francisco al N de la ZFS, sobre el Complejo de Río San Juan se depositaron los Conglomerados de La Piragua durante el Mioceno inferior a medio, las Calizas de Macoris durante el Mioceno superior-Plioceno inferior, y las margas arenosas con niveles conglomeráticos de la Formación Villa Trina durante el Mioceno superior-Plioceno inferior (Monthel, 2010; Pérez Valera, 2010). Estas unidades están cubiertas por calizas arrecifales del Mb La Piedra de la Formación Villa Trina edad Mioceno superior a Plioceno inferior.

Al Sur de la ZFS, las turbiditas siliciclásticas de la Formación La Toca, de edad Eoceno medio-superior forman el núcleo estructural de la Cresta de San Francisco. Estos materiales están cubiertos por los conglomerados poligénicos acumulados en medio deltáico de El Firme de edad Mioceno inferior. Por encima se depositaron calizas arrecifales durante el Mioceno inferior-medio, arcillas y margas limosas de Arroyón-Los Cafes en el Mioceno medio, y micritas de Cuesta Blanca en el Mioceno medio-superior. Siguen margas con foraminíferos planctónicos y calizas bioclásticas de la Formación Castillo de edad Mioceno superior-Plioceno inferior. La secuencia termina con los Conglomerados de Azlor depositados en el Plioceno superior.

En el sector de Nagua-Cabrera-Río San Juan, sobre el sustrato metamórfico del Complejo Río San Juan se depositaron las turbiditas siliciclásticas de la Formación La Toca durante el Eoceno medio (terminal)-Eoceno superior al Oligoceno, el Conglomerado continental de La Piragua durante el Mioceno inferior a medio, la Caliza de Macorís durante el Mioceno medio-superior a Plioceno inferior y la Formación Villa Trina durante el Mioceno superior a Plioceno inferior basal (Montel; 2010; Uriene, 2010). La Formación Villa Trina está constituida por alternancias rítmicas de areniscas de grano fino a medio y de lutitas calcáreas y margas con niveles de biocalcarenitas a techo. El Mb La Piedra está compuesto por calizas micríticas con parches de calizas coralinas, que a techo pasan a margas laminadas con intercalaciones de calcilutitas. Equivalente a la Formación Villa Trina es la Formación Haitises, que está compuesta por calizas micríticas de color blanquecino a crema, con parches de calizas coralinas. A techo aparecen margas grises beige, laminadas, con intercalaciones de calcilutitas.

Durante el Pleistoceno medio-superior y después de un hiato (Escuder-Viruete et al., 2019), se depositó la Formación Isabela que presenta dos facies principales organizadas en un sistema de terrazas escalonado: (1) edificios coralinos correspondiendo al armazón arrecifal; y (2) brechas de talud arrecifal y margas de cuenca interestratificadas (Monthel, 2010; Díaz de Neira et al., 2017)). También en el Pleistoceno se depositaron las Arcillas de Río Boba en la cuenca aluvial-fluvial de río Boba y Bacuí, donde aparecen localmente cubiertas de parches de arenas de paleoplayas, testigos de una inmersión reciente. En Cabo Francés Viejo, los corales de

una terraza arrecifal han proporcionado una edad de $134,39 \pm 1,06$ ka (Uriene, 2010), referible al MIS (estadio isotópico marino) 5e (tránsito Pleistoceno medio a superior). Datos geocronológicos U-Th preliminares establecen que las terrazas arrecifales de coral están elevadas tectónicamente siendo las inferiores de edad 5e y las superiores de edad MIS 7c y 9a (Escuder-Virueite et al., datos inéditos).

En el área de Salcedo-San Francisco Arriba-Gaspar Hernández al N de la ZFS, sobre las rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Río San Juan y la Formación Imbert se depositó una potente sucesión turbidítica correspondiente a las Fms. La Toca y Las Lavas (Mb La Pocilguita) durante el Eoceno medio-superior al Mioceno inferior (Díaz de Neira, 2010; Escuder-Virueite et al., 2010 y 2016). Sobre el anterior conjunto, se dispone discordante el Conglomerados de La Piragua, de origen continental, de edad Mioceno medio. Siguen las rocas margoso-calcáreas de la Formación Villa Trina de edad Mioceno medio-superior a Plioceno inferior, o las calizas de plataforma de la Formación Los Haitises de edad Plioceno-Pleistoceno (Braga et al., 2014). Al S de la ZFS se depositaron las calizas arrecifales basales y las areniscas con intercalaciones de lutitas de la Formación Mao durante el Plioceno medio-superior. Estos sedimentos están recubiertos por un sistema de abanicos aluviales cuaternarios que orlan la vertiente S de la Cordillera Septentrional.

En el sector de Puerto Plata-Imbert-Luperón-Barrancón, sobre el Complejo ofiolítico de Puerto Plata al N de la ZFC se depositaron las brechas serpentiniticas, areniscas, lutitas y rocas volcánicas de Fm Imbert durante el inicio del Eoceno inferior y las calizas someras de la Formación La Isla durante el Eoceno inferior (de Zoeten y Mann, 1999; Hernáiz-Huerta, 2010; Monthel, 2010; Escuder-Virueite et al., 2016). Se superponen las turbiditas siliciclásticas de la Formación Luperón y la Formación Agua Clara, y las turbiditas distales y arcillas oscuras de la Formación San Marcos de edad Eoceno superior a Oligoceno/Mioceno inferior (Súarez et al., 2017). Sobre una discordancia angular, se superponen los Conglomerados de La Jaiba de edad Mioceno inferior, que son recubiertos por las margo-calizas de la Formación Villa Trina con el Mb La Piedra del Mioceno superior-Plioceno inferior. En la costa afloran de forma discontinua terrazas arrecifales de la Formación Isabela de edad Pleistoceno. Al S de la ZFC, se depositaron las turbiditas siliciclásticas de la Formación La Toca durante el Eoceno superior al Oligoceno superior, los Conglomerados de Gran Manglé durante el Mioceno inferior y la Formación Villa Trina durante el Mioceno superior-Plioceno inferior.

En la zona de Esperanza-El Mamey, la litoestratigrafía también cambia completamente al N y S de la ZFS. Al N de la zona de falla, la secuencia sedimentaria comprende las calizas pelágicas y rocas volcánicas de la Formación Los Hidalgos de edad Paleoceno-Eoceno inferior, las turbiditas siliciclásticas de la Formación Altamira y la Formación La Toca de edad Eoceno medio-superior a Oligoceno superior, los Conglomerados de Gran Manglé de edad Mioceno inferior y la Formación Villa Trina de edad Mioceno superior-Plioceno inferior (de Zoeten y Mann, 1999; Ramirez-Merino, 2010; Pérez Valera, 2010). Al S de la ZFS, sin embargo, sobre los materiales detríticos groseros de la Formación Bulla se implanta una plataforma marina somera donde se depositan la Formación Cercado siliciclástica en el Mioceno superior (incluyendo el Mb de Calizas de Auyama), la Formación Gurabo margosa en el Plioceno inferior-medio, la Formación Mao Adentro calcárea durante el Plioceno inferior-medio, y la Formación Mao siliciclástica en el Plioceno medio-superior. La elevación de la Cordillera Septentrional y la implantación de varios sistemas de abanicos aluviales de piedemonte hacia la cuenca del Cibao tuvo lugar en el Plioceno superior y Pleistoceno (Saunders et al., 1986; Ramirez-Merino, 2010; Pérez Valera, 2010; Pérez Valera y Abad, 2010; McNeill et al., 2008; 2011). Estos depósitos de abanicos aluviales son descritos con mayor detalle a continuación.

En la zona de Buen Hombre-Villa-Vásquez-Monte Cristi se han reconocido una serie de unidades litoestratigráficas propias, que también difieren al N y al S de la ZFS, que se denomina en este sector Zona de

Falla de Los Cayucos (ZFC) (Calais et al., 1992; de Zoeten y Mann, 1999; Bernárdez, 2004; Abad, 2010; Uriene, 2010). Al N de la ZFS, la secuencia sedimentaria comienza con los depósitos turbidíticos de la Formación Grand Manglé de edad Mioceno inferior a superior, sobre los que se depositaron discordantes las margas y calizas micríticas y/o arrecifales de la Formación Villa Trina de edad Mioceno superior a Plioceno basal. A partir del Pleistoceno medio tiene lugar el depósito de materiales costeros y arrecifales que se engloban en la Formación La Isabela, bien representada en buena parte de la orla costera (Barrancón). Al S de la ZFS, la Unidad de Monte Cristi de edad Mioceno medio a superior es equivalente a la Formación Cercado y está constituida de alternancias de conglomerados, areniscas grauvacas calcáreas y margas en facies turbidíticas. Por encima, la Unidad del Morro de edad Mioceno superior a Plioceno inferior equivale a la parte basal de la Formación Gurabo y comprende margas y calizas arenosas en facies turbidíticas y calcarenitas. La Unidad de Isabel de Torre de edad Mioceno superior está formada por margas de cuenca ricas en foraminíferos planctónicos. Las Calizas de Mao Adentro de edad Plioceno inferior a medio equivalen al miembro superior de la Formación Gurabo. La Formación Mao de edad Plioceno medio a superior está constituida por conglomerados y lutíticas depositados en un ambiente deltaico (Abad, 2010; Pérez Valera y Abad, 2010; Uriene, 2010).

En el Pleistoceno se implantan sistemas de abanicos aluviales y los depósitos aluviales del río Yaque del N. Según Uriene (2010), en el Pleistoceno se desarrolla una superficie de erosión continua a ambos lados de la ZFS (falla del frente montañoso), que sugiere el fin de la actividad de esta rama de la estructura. La traza activa de la ZFS discurre en la actualidad por el interior de la Cuenca del Cibao, generalmente oculta por los depósitos fluviales holocenos (Mann et al., 1995, 1998; 2002).

El conjunto de los datos litoestratigráficos permiten establecer que el área actualmente ocupada por la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná constituía una plataforma mixta terrígeno-carbonatada en el sector S y O, y una plataforma somera carbonatada en el N y E, desde el Mioceno superior hasta el Plioceno superior. En el Plioceno más alto a Pleistoceno inferior se inicia el levantamiento de la Cordillera Septentrional, la yuxtaposición de los sectores situados al N y S de la ZFS debido al inicio de su movimiento en desgarre senestro y la emersión de la Cuenca del Cibao. Al S de la ZFS, estos procesos quedan registrados con la sedimentación de materiales clásticos en facies de abanicos aluviales durante el Pleistoceno y Holoceno (Escuder-Viruete et al., 2019). Al N de la ZFS, el levantamiento queda localmente registrado con la formación y elevación de las terrazas arrecifales de la Formación La Isabela desde al menos el Pleistoceno inferior al Holoceno (Díaz de Neira et al., 2017; Escuder-Viruete et al., datos inéditos).

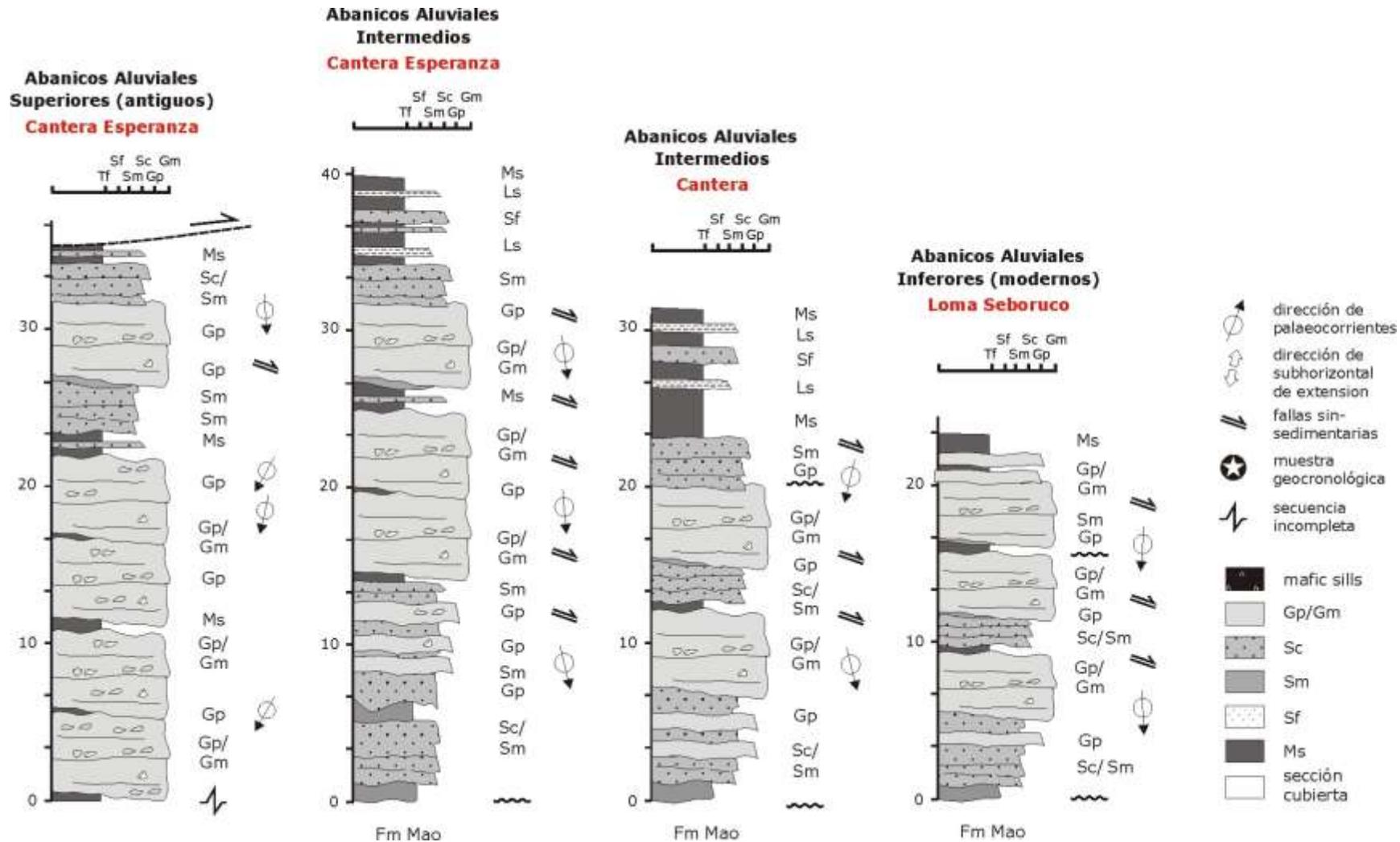


Fig. 4.2. Secciones estratigráficas de los abanicos aluviales aflorantes en la vertiente meridional de la Cordillera Central. Ver texto y material suplementario para detalles y localización de las secciones. Asociaciones de facies sedimentarias: Gp, conglomerados (polimícticos) soportados por los clastos arenosos; Gm, conglomerados masivos (polimícticos) soportados por la matriz arenoso-lutítics; Sc, microconglomerados y areniscas de grano grueso y estratificación gruesa a media; Sm, areniscas de grano medio a fino y estratificación media a delgada; Sf, areniscas de grano fino, limos y arcillas laminadas; Ms, arcillas limosas masivas o laminadas.

4.2.1 Depósitos de abanicos aluviales de edad Cuaternario

En la vertiente meridional de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná se desarrollaron tres sistemas de abanicos aluviales que registran la actividad neotectónica de la zona. La Fig. 4.2 recoge la columna estratigráfica esquemática de estos depósitos, que son brevemente descritos a continuación.

El sistema de abanicos aluviales superiores aparece principalmente en el sector occidental de la Cordillera Septentrional. Se localiza en el flanco meridional de la ZFS inactiva, también denominada Zona de Falla de Los Cayucos. De los tres sistemas observados, los abanicos aluviales superiores aparecen a alturas topográficas más altas, resultando ser por tanto los más antiguos.

En la sección de la Cantera Esperanza (Fig. 4.2) los abanicos aluviales superiores están constituidos por unos 35 m de tramos de unos 5-12 m de espesor, compuestos esencialmente por conglomerados polimícticos soportados por los clastos (Gp) o por la matriz (Gm), de matriz arenoso-lutítica, masivos o groseramente estratificados. No se ha reconocido la base de la sección. Se intercalan microconglomerados y areniscas de grano grueso en bancos decimétricos a métricos (Sc), areniscas de grano medio a fino en capas centimétricas (Sm y Sf), limos y arcillas masivas o laminadas (Ms). Estas intercalaciones son más abundantes hacia el techo de la sección. Las paleocorrientes indican un sentido de los aportes hacia el S y SSO. Estos materiales aparecen basculados, plegados y fallados por estructuras transpresivas inversas. El techo de la sección aparece truncado por una falla inversa de medio ángulo, sobre la que se superponen las capas turbidíticas de la Formación Altamira.

El sistema de abanicos aluviales intermedio aparece principalmente también en el sector occidental de la Cordillera Septentrional. Se localiza en el bloque meridional de la Zona de Falla Septentrional inactiva. Se desarrolla encajando al sistema superior a alturas topográficas más bajas, por lo que son temporalmente más jóvenes. El grado de litificación y cementación de las rocas que constituyen el sistema de abanicos aluviales intermedio es menor que en el superior.

En la sección de la Cantera Esperanza (Fig. 4.2) los abanicos aluviales intermedios están constituidos por unos 40 m visibles de esencialmente conglomerados, con microconglomerados, arenas y lutitas subordinadas. Los conglomerados forman tramos de espesor métrico (2-10 m), compuestos por conglomerados polimícticos soportados por los clastos (Gp) o por la matriz (Gm), en los que la matriz es arenosa y lutítica, de aspecto masivos o groseramente estratificado. La base de la sección se apoya discordante sobre la Formación Mao, pero no se ha reconocido el techo de la misma. Entre los conglomerados se intercalan capas y tramos decimétricos a métricos de microconglomerados y areniscas de grano grueso (Sc), y capas centimétricas de areniscas de grano medio a fino (Sm y Sf). Los tramos de limos y arcillas masivas o laminadas (Ms), son más abundantes hacia el techo de la sección. El techo de la sección se caracteriza por el desarrollo de niveles de calizas edáficas, bandas de encostramientos y caliches. Las paleocorrientes indican un sentido de los aportes hacia el SSE. Estos materiales aparecen deformados por fallas inversas senestras, que superponen a los materiales de la Formación La Toca. Están afectados también por fallas normales o normal-direccionales.

El sistema de abanicos aluviales inferiores aparece principalmente en el sector oriental y central de la Cordillera Septentrional, adosado al bloque meridional de la Zona de Falla Septentrional activa. En el sector occidental, o no se desarrollaron o están ocultos bajo los depósitos aluviales-fluviales de la llanura de inundación del Yaque del Norte. Estos abanicos aluviales aparecen a alturas topográficas más bajas, encajándose en el sistema de abanicos intermedio, resultando ser por tanto los más jóvenes. Los abanicos aluviales inferiores onlapan en su

zona de ápice a los sedimentos turbidíticos de la Formación la Toca y enlazan con las terrazas medias y bajas del río Yaque del Norte. Sin embargo, aparecen encajadas por los arroyos y fondos de valle que son funcionales en la actualidad. El grado de litificación y cementación de las rocas que constituyen el sistema de abanicos aluviales inferior es generalmente menor que en el intermedio.

En la sección de Loma Seboruco (Fig. 4.2) los abanicos aluviales inferiores forman una secuencia de unos 25 m visibles de gravas y conglomerados, arenas y areniscas, limos y lutitas. Los conglomerados y gravas son la litología dominante, formando tramos de espesor métrico (2-6 m), compuestos por gravas polimícticas soportadas por los clastos (Gp) o por la matriz (Gm), de aspecto masivos o groseramente estratificado. La matriz es de naturaleza arenosa a arcillosa. La base de la sección es discordante sobre la Formación Mao. Entre las capas de gravas se intercalan capas y tramos decimétricos a centimétricos de microconglomerados, arenas y areniscas de grano grueso (Sc), arenas y areniscas de grano medio a fino (Sm y Sf). Hacia techo de la sección abundan los tramos de limos y arcillas masivas o laminadas (Ms). Las paleocorrientes indican un sentido de los aportes hacia el S.

Aparentemente, estos materiales aparecen sólo deformados por fallas normales o normal-direccionales (15JE71). Los clastos de los conglomerados aparecen en algunos sectores fragmentados por planos subverticales de fractura de dirección ONO-ESE a O-E, sugiriendo una dirección de extensión subhorizontal N-S. El sistema aparece deformado por la ZFS activa (15JE79). El análisis por termoluminiscencia de estos materiales ha proporcionado edades preliminares del Holoceno.

4.3. Estructuras Neotectónicas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná

La neotectónica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná está controlada por las interacciones entre placas tectónicas y microplacas que tienen lugar en la actualidad. A escala regional, la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná presenta una macroestructura interna constituida por varios pliegues anticlinales de gran radio y dirección ONO-ESE a NO-SE, en cuyo núcleo afloran las rocas ígneas y metamórficas Mesozoicas del complejo de subducción-acreción Caribeño (Escuder-Virueite et al., 2011c, 2013a, 2016). Dichos anticlinales están rodeados por secuencias sedimentarias de edad Cenozoico, que aparecen variablemente falladas y plegadas en pliegues sinclinales. De E a O, los enclaves de rocas pre-Eoceno se denominan complejos de Samaná, Río San Juan, Puerto Plata, Pedro García, Palma Picada y El Cacheal (Draper and Nagle, 1991).

El estudio neotectónico a todas las escalas de las estructuras tectónicas que deforman a unidades litológicas de edad Plioceno superior-Cuaternario ha permitido establecer su clasificación, en base principalmente a su orientación y cinemática. Dicha clasificación permite agrupar las estructuras frágiles neotectónicas en 5 familias distintas:

- fallas de desgarre senestras de dirección ONO-ESE a O-E.
- fallas senestras de dirección NO-SE a NNO-SSE, sintéticas a las anteriores.
- fallas normales a normal-senestrales de dirección NNE-SSO a NE-SO.
- fallas de desgarre dexas de dirección NNE-SSO a N-S.
- fallas inversas y cabalgamientos de dirección ONO-ESE a NO-SE, sub-paralelas a los ejes de pliegues relacionados.

La distribución espacial de estas estructuras está incluida en el Mapa Neotectónico de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná de la Fig. 4.3 (Anexo I). El Mapa ha sido dividido regionalmente en dos sectores para una mayor claridad: (a) Cordillera Septentrional occidental y central; y (b) Cordillera Septentrional oriental y Península de Samaná. El análisis y la orientación de las estructuras representadas en la Fig. 4.3 junto con su incidencia en el relieve permite establecer las siguientes consideraciones:

1. El relieve positivo de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná es consecuencia de la deformación Cuaternaria. Por tanto, la deformación de la microplaca Septentrional no se restringe sólo a las zonas de falla limitantes, sino que afecta también al interior de la misma.
2. El área elevada de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná presenta al menos 50 km de anchura y unos 300 km de longitud, extendiéndose siguiendo una dirección general ONO-ESE desde la localidad de Santa Bárbara de Samaná al E hasta Monte Cristi al O. La alineación montañosa presenta un perfil topográfico asimétrico y queda limitada de forma muy neta, con escarpes prominentes, por la Zona de Falla Septentrional al S (Mann et al., 1995, 1998). La ZFS continúa *offshore* en la microplaca Septentrional al E de la Bahía de Samaná hasta el sector septentrional del Cañón de la Mona y al O paralelamente a la costa N de Haití hasta conectar con la Falla de Oriente al SE de Cuba (Calais et al.,

1992). A lo largo de la zona de afloramiento *onshore* de la ZFS, se observan varias ramas divergentes en su sector centro-occidental que son descritas más adelante.

3. Una parte de la convergencia oblicua entre las Placas de Caribe y Norteamérica es acomodada principalmente por la ZFS. Este sistema de fallas se mueve a una tasa de ~10 mm/año, mientras que en otras fallas próximas las tasas son <1 mm/año (Calais et al., 2002; Dolan y Bowman, 2004; Dolan y Wald, 1998; Dolan et al., 1998; Manaker et al., 2008; Mann et al., 1995, 2002, 2004; Prentice et al., 2003; Programa SYSMIN, 1999). La combinación de una tasa de movimiento relativamente rápida, la elevada longitud del sistema de la ZFS y la sismicidad asociada establecen una elevada amenaza sísmica en la región.
4. La ZFS se ramifica a lo largo de su trazado hacia el O en varias zonas de falla secundarias o segmentos, que registran una mayor o menor actividad tectónica en la actualidad. Estas zonas de falla son (Fig. 4.3): la Zona de Falla Septentrional oriental (ZFS-E) central (ZFS-C) y occidental (ZFS-O), junto con la central Haitiana (ZFS-HC) y oriental Haitiana (ZFS-HE) de la rama S. Otras zonas de falla *onshore* importantes son la Zona de Falla de Camú (ZFC), la Zona de Falla de Monte Cristi (ZFMC), y la Zona de Falla de Villa Vásquez (ZFVV).
5. La principal ramificación de la ZFS tiene lugar en el sector occidental de su trazado *onshore*, donde una zona de desgarre senestro principal de dirección ONO-ESE se desdobra progresivamente en cuatro ramas hacia el oeste (Mann et al., 1995; 1998; Programa SYSMIN, 1999). Estas ramas son: la ZFS-O de dirección ONO-ESE, también denominada como rama Norte, rama del Frente Montañoso, o zona de falla de los Cayucos; la ZFMC de dirección O-E a ONO-ESE y que conecta al E con la ZFS-O; la ZFVV de dirección O-E a ONO-ESE y que conecta al E con la ZFS-O; y la ZFS-HE de dirección ONO-ESE a O-E, también denominada rama Sur.
6. El borde O de la ZFS-C conecta con la ZFS-HE en la proximidad de la ciudad de Santiago de los Caballeros y le transfiere el actual movimiento de desgarre senestro (Mann et al., 1995). Hacia el O, la ZFS-HE experimenta giros y saltos en su trazado a lo largo de la Cuenca del Cibao (Esperanza, Jaibón), hasta la localidad de Guayubín, donde gira a una dirección N095°E y continúa hasta la ciudad de Pepillo Salcedo, conectando con el segmento central. Más al O, la ZFS-HC conecta con la zona de falla *offshore* cartografiada mediante datos de sidescan y perfiles sísmicos por Calais y Mercier de Lépinay (1991) al N de la costa de Haití.
7. La ZFMC y la ZFVV constituyen ramificaciones más antiguas conectadas al E con la ZFS-O. La ZFS-O transfirió el movimiento en desgarre senestro a estas zonas de falla en algún momento de su historia cinemática, pero en la actualidad estas estructuras presentarían una baja actividad tectónica o serían inactivas (Mann et al., 1988).
8. En su trazado por el Valle del Cibao entre Esperanza y Guayubín, la ZFS-HE diverge de la traza de la ZFS-O y produce saltos extensivos en relevo senestro que originan un sistema de cuencas de pull-apart de direcciones que varían entre ONO-ESE y O-E. Estas cuencas de pull-apart presentan entre 5 y 8 km de longitud y entre 1 y 2 km de anchura, controlando la migración de los meandros en dirección al canal principal del río Yaque del Norte y sugiriendo una actividad tectónica de la ZFS-HE durante el Holoceno.

La existencia hacia el N de un antiguo canal del río (Río Viejo) en las proximidades de la cuenca pull-apart más oriental, da cuenta también de la actividad tectónica reciente.

9. En el sector central de la Cordillera Septentrional y Valle del Cibao, entre San Francisco de Macorís, Salcedo, Moca y Santiago, la ZFS-C se caracteriza por la presencia de una falla al N que marca topográficamente el escarpe montañoso de la Cordillera Septentrional y de otra falla al S desarrollada en el relleno aluvial Cuaternario de la Cuenca del Cibao definida por un discreto resalte morfológico. Para Mann et al. (1995), la falla del frente montañoso y la falla desarrollada en el aluvial son las ramas de la ZFS-C inactiva y activa, respectivamente. Ambas zonas de falla, limitan en algunos sectores estrechas cuencas de *pull-apart*, elongadas en dirección ONO-ESE paralelamente a la traza de la ZFS-C. El incremento en la elevación del relieve en el sector central de la Cordillera Septentrional y la mayor profundidad del relleno sedimentario en el sector adyacente del Valle del Cibao son atribuidos al carácter de relevo compresivo que tiene el segmento central de la Zona de Falla Septentrional (ZFS-C) (Mann et al., 1995, 2002).

10. En el sector oriental de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, entre Nagua (al SO), Sánchez y Santa Bárbara de Samaná, la Zona de Falla Septentrional define el segmento ZFS-E y exhibe una relación similar al sector central del Valle del Cibao. En este sector, la ZFS-E presenta una traza morfológicamente prominente que define el frente montañoso al N y una traza más sutil localizada en los sedimentos del Cuaternario que rellenan la Bahía de Samaná aproximadamente 1 km al S (Mann et al., 1991, 1995; Escuder-Viruet, 2010). Ambas trazas parecen unirse en una única zona de falla en su continuación más al E, aunque la ZFS-E constituye realmente el límite N de un complejo sistema de graben y semigraben estructurados en la Bahía de Samaná. La pequeña isla de Cayo Levantado en la Bahía resulta de la elevación de un bloque como consecuencia de un relevo compresivo local de la ZFS-E.

11. La prolongación *offshore* de la ZFS-E hasta el sector NO de Puerto Rico fue deducida utilizando técnicas geofísicas marinas por Dolan et al. (1998). En este sector, la ZFS-E se desdobra en varias fallas de direcciones que varían entre NE-SO y NNE-SSO, las cuales se agrupan bajo la denominación de Zona de Falla de Bunce y presentan movimientos tanto normales como senestros (Dolan y Wald, 1998; Dolan et al., 1998). Esta prolongación está cortada por otras fallas de dirección N-S que definen el *Rift* de la Mona. La Zona de Falla de Bunce conecta más al NE con el extremo oriental de la Zona de Falla de la Española Norte y el extremo occidental de la Fosa de Puerto Rico (Dolan et al., 1998; Rodríguez-Zurrunero et al., 2019).

12. La ZFS presenta asociadas varias estructuras complejas de escala kilométrica a lo largo de su trazado *onshore*, controladas por relevos tanto en transtensión como en transpresión. Las principales estructuras transpresivas son las cuencas pull-apart de Santiago Viejo-Jacagua, Navarrete, Jaibón-Maizal y Guayubín; las principales estructuras transtensivas son la cresta de Hato del Medio (al SE de Villa Vásquez), cresta o Bloque de Esperanza, cresta o Dorsal de San Francisco (DSF) y la cresta asociada a la falla central de la Bahía de Samaná. Winslow et al. (1991) define a la DSF como una elevación de dirección ONO-ESE formada por un relevo compresivo asociado a la ZFS-C de edad Neógeno tardío. Edgar et al. (1991) presenta perfiles sísmicos con reflectores interpretables como pliegues desarrollados en materiales de edad Plioceno-Pleistoceno, que no afectan a un horizonte de edad

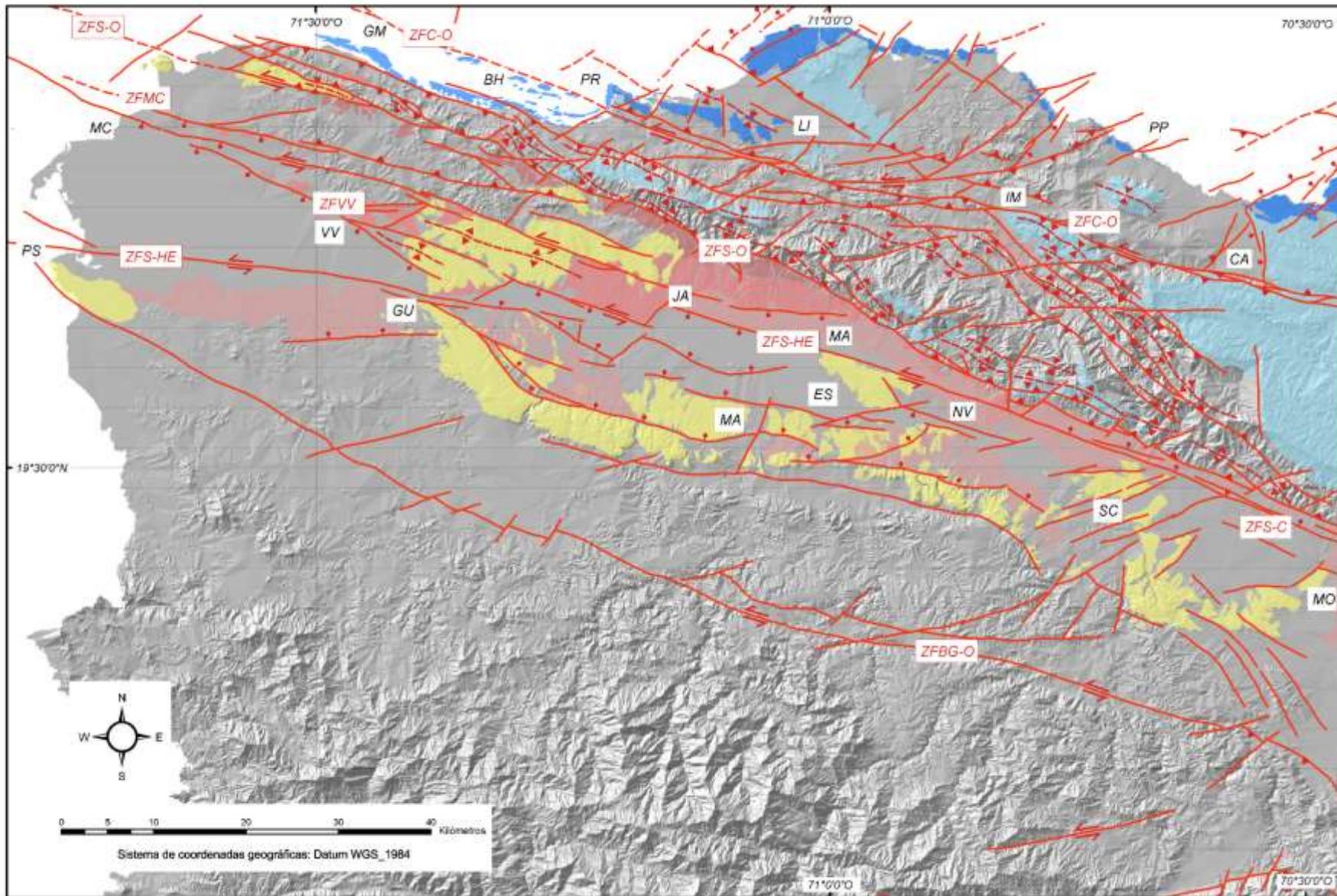
Holoceno. Según estos autores, estos pliegues están relacionados con movimientos de la zona de falla central de la Bahía de Samaná, contemporáneos a la elevación de la DSF.

13. En el interior de la microplaca Septentrional se desarrollaron varios sistemas de fallas de dirección NE-SO a ONO-ESE de un orden menor, pero de considerable longitud, conectadas oblicuamente con el sistema de primer orden de desgarre senestro de la ZFS. Estas estructuras son simples zonas de cizalla Riedel, sintéticas a la estructura senestra principal, o se trata de fallas que van girando hasta paralelizarse con ella. Las principales estructuras *onshore* son la Zona de Falla de Nagua (ZFN), la Zona de Falla de Camú (ZFC) y la zona de Falla de Maimón (ZFM) al O de Puerto Plata, entre otras.
14. La ZFC presenta un trazado *onshore* de ~120 km de longitud, generalmente subparalelo a la ZFS-C y ZFS-O (Pindell y Draper, 1991). Draper et al. (1994) sugieren que la ZFC ha acomodado al menos 60 km de movimiento en desgarre senestro desde el Eoceno. Su traza rectilínea y buzamiento subvertical de planos de falla relacionados en afloramiento indican que se trata de un desgarre. El trazado *offshore* hacia el O de la ZFC-E puede establecerse a partir de los datos batimétricos, que sugieren su continuación como una falla de dirección ONO-ESE que controla un escarpe subparalelo a la costa. Su trazado *offshore* más hacia el E no es claro, pudiendo conectar tanto con las fallas inversas de dirección ONO-ESE del sector de Río San Juan, como extenderse al NE del Promontorio de Cabrera como un desgarre senestro con direcciones que varían entre OSO-ENE a SO-NE y conectar con la Zona de Falla de la Española Norte (Dolan et al., 1998). A lo largo del trazado *onshore* de la ZFC es posible definir dos segmentos: el oriental (ZFC-E) y el occidental (ZFC-O). La ZFC-E gira desde una dirección OSO-ENE en el sector N del Promontorio de Cabrera, a O-E hacia el O de Sabaneta de Yásica y a ONO-ESE al E de la localidad de Imbert. La ZFC-O presenta una orientación general ONO-ESE entre Imbert y La Isabela, ramificándose en varias fallas anasmosadas el E de Punta Rucia y continuándose *onshore* en el sector N de Gran Manglé.
15. Asociadas al sistema de fallas de desgarre senestro principal, existen también fallas de desgarre de movimiento dextro de direcciones que varían entre NNE-SSO y N-S de buzamiento subvertical (Fig. 5). Sin embargo, su frecuencia y desarrollo es menor que el sistema de fallas senestro. La combinación de estas fallas dextrales con las fallas de direcciones entre ONO-ESE y O-E senestrales da lugar a la individualización de bloques tectónicos romboidales o en forma de cuña a todas las escalas, cuyo ángulo agudo se orienta en la dirección O a ONO. Bien visibles en la parte emergida de la microplaca, los bloques tectónicos experimentan plegamiento, rotación, traslación y/o una fragmentación combinada acomodando la deformación.
16. En el interior de la microplaca Septentrional, las fallas normales y normal-senestrales son comunes y presentan direcciones entre NNE-SSO y NE-SO (Fig. 5). Estas fallas normales controlan gran parte del relieve negativo debido a la componente normal de su movimiento, que puede llegar a ser importante. También controlan la morfoestructura en bloques de algunos sectores elevados como el Macizo de Río San Juan-Gaspar Hernández o la Península de Samaná, así como la morfología de la línea de costa Atlántica. De E a O, las principales estructuras *onshore* de este tipo son la Zona de Falla del Frontón, que limita bruscamente al E la Península de Samaná, la Falla de Bahía del Rincón, la Falla del Valle, la Falla de Nagua, la Falla del Hoyo de Cabrera, la Falla de río Baquí, la Falla de El Morrito, la Falla de Bahía Maimón y la Falla de La Isabela.

17. Las fallas inversas y cabalgamientos de direcciones entre ONO-ESE y NO-SE están presentes a lo largo de muchos frentes montañosos de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná (Fig. 4.3), aunque pueden ser ciegos o quedar ocultos detrás de zonas triangulares o cuñas intercutáneas. Estas estructuras presentan ángulos de buzamiento medio y bajo, tanto al NE como al SO. Frecuentemente, las fallas inversas y cabalgamientos presentan asociados sistemas de pliegues paralelos con ejes de direcciones que varían entre ONO-ESE y NO-SE. El plano axial de estos pliegues es subvertical o presenta un ángulo de inclinación medio a alto. Geométricamente, los pliegues son tanto simétricos como fuertemente asimétricos, de vergencia preferentemente hacia el SO. Zonas de falla inversas y cabalgamientos han sido detectados a lo largo del borde N de la Península de Samaná, en el sector de El Portillo-El Limón, el sector NO de la localidad de Nagua, el límite S del Promontorio de Cabrera, el sector de Gaspar Hernández-Río San Juan, el borde NE del Macizo de Quita Espuela al NE de San Francisco de Macoris, el sector de río Grande, los bordes del valle del río Bajabonico en el sector de La Isabela, y el borde N de las estribaciones montañosas costeras del sector Buen Hombre-Gran Manglé-Morro de Monte Cristi. Los datos batimétricos sugieren que algunas de estas estructuras compresionales se continúan en el sector offshore adyacente.
18. La colisión oblicua entre la Placa de Caribe y la de Norteamérica produce una amplia zona de deformación de más de 400 km de longitud en el sector *offshore* N de la isla de La Española, denominado Cinturón de Deformación Caribeño Septentrional (Dillon et al., 1992, 1996; Dolan et al., 1998; Leroy et al., 2015). Dicho margen *offshore* de la República Dominicana fue estudiado mediante sonar side-scan de gran rango GLORIA, perfiles sísmicos monocanal de baja resolución (Dolan et al., 1998) y perfiles sísmicos multicanal (Dillon et al., 1992, 1996). Como resultado, se definieron en el margen tres provincias estructurales principales: una zona de colisión central que cabalga sobre los bancos carbonatados de la Plataforma de Bahamas, flanqueada al O por un pequeño prisma de acreción compuesto por un apilamiento de los materiales turbidíticos de la Cuenca de La Española y al E por una amplia zona caracterizada por una tectónica principalmente de desgarre.
19. Donde resulta visible a partir de los datos sísmicos, la estructura del prisma de acreción occidental consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos de morfología irregular, segmentado por varias fallas de transferencia de dirección ENE-OSO a NE-SO. Los cabalgamientos presentan una dirección O-E a ONO-ESE y un ángulo de buzamiento bajo a medio hacia el S. Asociadamente se observan sistemas de pliegues asimétricos, de direcciones entre ONO-ESE y O-E de vergencias al NNE y N, respectivamente. Estas estructuras son consistentes con una deformación contractiva oblicua senestra a lo largo del margen colisional de dirección ONO-ESE. Dolan et al. (1998) muestran como la pendiente de la zona de colisión central ha experimentado procesos de deslizamiento submarino de forma extensa, como consecuencia de la colisión de los bancos carbonatados de Bahamas. Sin embargo, la subducción de este material de la placa de Norteamérica también ha producido la elevación del Promontorio de Cabrera en el Cuaternario, registrada con un sistema de entre 11 y 15 terrazas marinas (Díaz de Neira et al., 2017). En base a criterios morfológicos, estructurales y sedimentológicos obtenidos a partir de la interpretación combinada de datos sísmicos de reflexión y batimetría de alta resolución, Rodríguez-Zurrunero et al. (2019) dividen la región offshore N de la República Dominicana en tres provincias morfoestructurales subparalelas a la orientación ONO-ESE del margen: (a) La Provincia Carbonatada de Bahamas; (b) la Fosa de La Española; y (c) el Margen Insular. Estos autores definen además dos dominios tectónicos: el Dominio de Colisión Oblicua, o región donde los potentes bancos carbonatados se indentan en la Placa de Caribe a nivel del fondo marino; y el Dominio de Cabalgamiento Oblicuo, en el

que los relieves de la Plataforma de Bahamas son enterrados bajo los sedimentos de la Fosa de La Española y del Margen Insular. El límite entre ambos dominios se localiza donde el Banco de Silver contacta con el Margen Insular.

20. A modo de síntesis, la configuración estructural a escala regional de fallas y pliegues, así como su geometría y cinemática de las diferentes familias de estructuras neotectónicas, indican que la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná están actualmente sometidas a un régimen de esfuerzos transpresivo senestro.



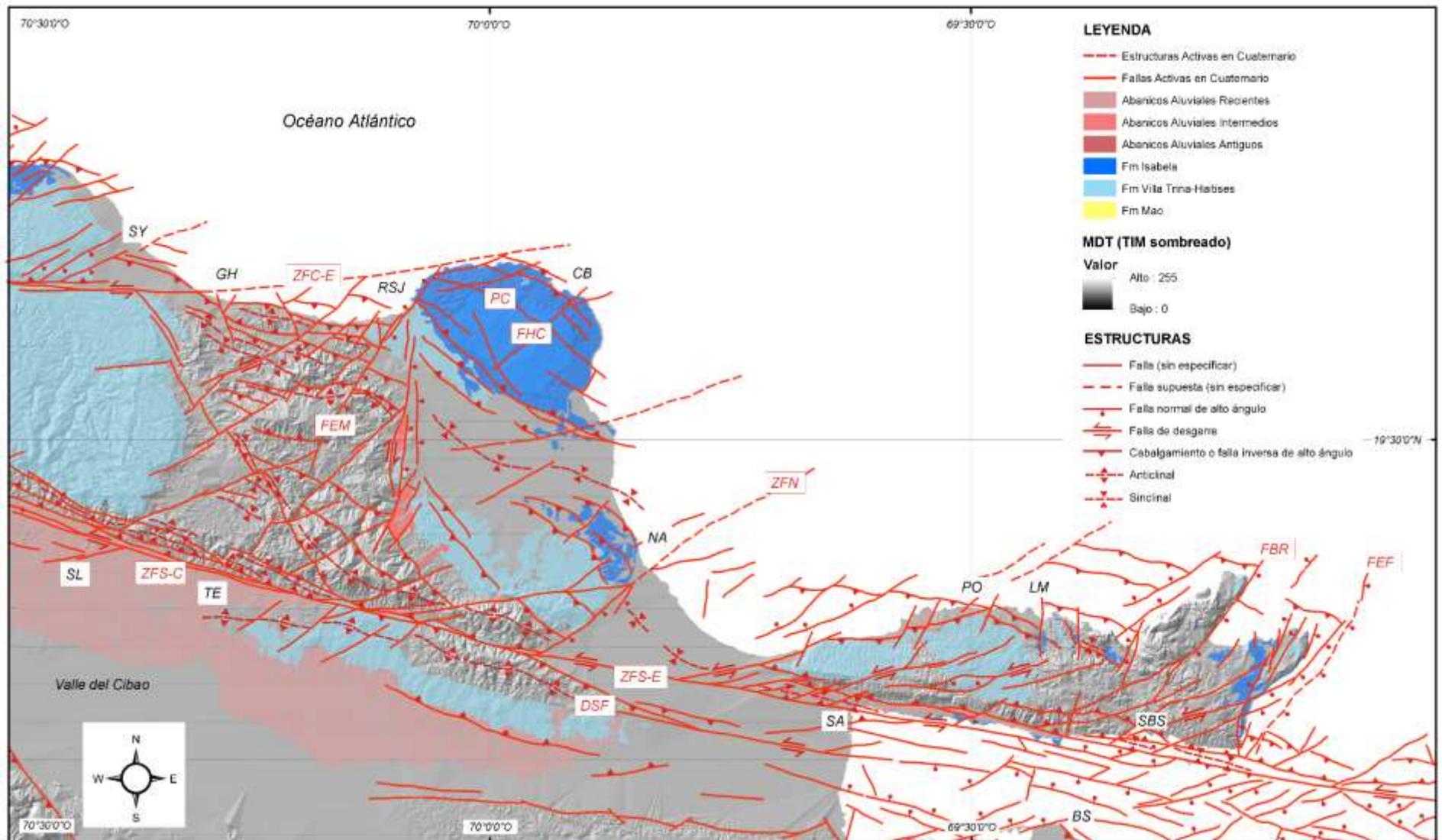


Fig. 4.3 (paginas anteriores). Mapa neotectónico fraccionado en dos sectores para una mayor claridad: (a) Cordillera Septentrional occidental y central; y (b) Cordillera Septentrional oriental y Península de Samaná. El modelo digital de terreno (MDT) procede de datos topográficos de SRTM30_PLUS. Estructuras principales: ZFS-E; Zona de Falla Septentrional, segmento oriental, ZFS-C; Zona de Falla Septentrional, segmento central, ZFS-O; Zona de Falla Septentrional, segmento occidental, ZFS-HC; Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento central, ZFS-HE; Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento oriental, ZFEN-O-Fin; Zona de Falla La Española Norte, final segmento occidental, ZFEN-O; Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental, ZFEN-E; Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental, ZFC-E; Zona de Falla de Camú, segmento oriental, ZFC-O; Zona de Falla de Camú, segmento occidental; y ZFVV, Zona de Falla de Villa Vásquez. Otras estructuras: DSF; Dorsal de San Francisco, FBR; Falla Bahía Rincón; FBM; Falla Bahía Maimón; FEF; Falla El Frontón; FEM; Falla del Morrito, FHC; Falla Hoyo de Cabrera, FLI; Falla La Isabela; ZFM; Zona Falla de Maimón; FRB; Falla rio Baqui. Localidades: BH; Buen Hombre, BS; Bahía de Samaná, CA; Camú; CB; Cabrera, ES; Esperanza; GH; Gaspar Hernández, GM; Gran Manglé; GU; Guayubín, IM; Imbert, JA; Jaibón, LI; La Isabela, LM; Limón, MA; Mao, MC; Monte Cristi, MO; Moca, NA; Nagua, NV; Navarrete, PC; Promontorio de Cabrera, PO; Portillo, PP; Puerto Plata, PR; Punta Rucia, PS; Pepillo Salcedo, QE; Macizo de Quita Espuela, RG; Rio Grande, RSJ; Rio San Juan, SA; Sánchez, SBS, Santa Bárbara de Samaná; SC; Santiago de los Caballeros; SL; Salcedo, SFM; San Francisco de Macoris, SO; Sosua, SY; Sabaneta de Yásica, TE; Tenares, VV; Villa Vásquez.

4.4. Fallas Activas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná

El conocimiento del carácter activo de las fallas de edad Cuaternario constituye un elemento crítico en el análisis del riesgo sísmico de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná. Tradicionalmente, la sismicidad ha sido utilizada para definir las fallas potencialmente activas. Sin embargo, numerosos estudios (p.e. Audemard et al., 2000) han mostrado que una parte de la fracturación que tiene lugar lejos de los bordes de placa sucede a lo largo de fallas que no presentan un nivel significativo de sismicidad y que la sismicidad caracterizada sólo una parte de las fallas activas. En este contexto, se realizó una compilación de datos de fallas activas en una base de datos relacional soportada en un SIG y la edición de un Mapa de Fallas Activas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná de la República Dominicana. El conocimiento de las fallas activas permite así extender el relativo corto periodo de tiempo con registro de la sismicidad histórica e instrumental a la época pre-colonial, creando un registro paleosísmico de la deformación superficial asociada con grandes terremotos ($M > 6.5$).

La compilación de las fallas con actividad en el Cuaternario en la zona estudiada ha sido realizada siguiendo las directrices de Haller et al. (1993) publicadas por el USGS, así como las establecidas por Vladimir et al. (1993), Audemard et al. (2000) y Benz et al. (2010), para la realización del *World Map of Major Active Faults*. Estas directrices dan lugar a que el Mapa de Fallas Activas obtenido sea relativamente simple en términos del número de fallas representadas. Sin embargo, las diferentes fallas Cuaternarias en el mapa están representadas en función del tipo cinemático y son clasificadas también en base tanto a la edad de su última actividad, como a la estimación de su tasa de deslizamiento, permitiendo una fácil y rápida identificación de las principales estructuras activas.

El Mapa de Fallas Activas incluye también una base de datos relacional que almacena información sobre cada falla y/o segmento de la misma en una plataforma SIG y cuyo objetivo estriba en proporcionar un acceso rápido

a una gran cantidad de datos espaciales de las mismas, utilizando varios parámetros o atributos de búsqueda. Los datos sobre las fallas activas pueden ser seleccionados en el SIG mediante valores de uno o varios parámetros simultáneamente, tales como nombre de la falla o segmento, localización, tipo de falla, momento del movimiento más reciente, estimación de la tasa de deslizamiento, sentido de movimiento, etc. La base de datos también incluye información de las principales zonas de falla o segmentos relativa a la sismicidad instrumental asociada, magnitud máxima de terremoto, intervalo de recurrencia, entre otras.

En la base de datos relacionada, los datos geográficos sobre la localización de los extremos de las fallas, longitud y rumbo promedio fueron obtenidos desde las polilíneas georreferenciadas en el SIG. La información relativa al movimiento más reciente de una falla o segmento se relaciona con la edad de la última ruptura superficial, distinguiéndose: Histórica, o menor de 500 años; Holocena, o menor de 10.000 años (o post-Glacial, menor de <15.000 años); Pleistoceno superior, o menor de 130.000 años; Pleistoceno medio, o menor de 750.000 años; y Cuaternario sin diferenciar, o menor de 2.58 Ma. Para la tasa de deslizamiento de cada falla se distinguen estimaciones de: mayor de 5 mm/año; entre 1 y 5 mm/año; entre 0,2 y 1 mm/año; menor de 0,2 mm/año; y desconocida. La calidad en la definición espacial de la estructura es también un parámetro clasificatorio de cada estructura, separando las fallas continuas con una buena localización a la escala de 1:50.000, de las fallas con una localización discontinua o aproximada, de las fallas inferidas u ocultas tanto *onshore* como *offshore*. Como tipos de estructuras se distinguen por su cinemática principalmente: falla inversa o cabalgamiento, falla de desgarre dextral, falla de desgarre senestral y falla normal. Considerados en conjunto, los valores de estos parámetros son indicativos de la actividad de cada falla importante y constituyen la base de la Leyenda del Mapa de Fallas Activas. Estos parámetros dan cuenta del ciclo sísmico de cada falla y constituyen los principales criterios de definición de estructuras sismotectónicas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como son datos de entrada en el análisis de la amenaza sísmica y definición de escenarios de riesgo.

La distribución espacial de las zonas de fallas activas está incluida o Mapa de Fallas Activas de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná de la Fig. 4.4 (Anexo I). El Mapa ha sido dividido regionalmente en tres sectores para una mayor claridad: (a) Cordillera Septentrional occidental; (b) Cordillera Septentrional oriental; y (c) Península de Samaná. A continuación, se describen los principales argumentos utilizados en la compilación de fallas activas de la Fig. 4.4.

1. Dentro del contexto geodinámico actual, el desplazamiento relativo entre las microplacas de Gônave, La Española-Puerto Rico, Septentrional y de Norteamérica está repartido fundamentalmente en la ZFS y la ZFEN (Calais et al., 2002; Dolan et al., 1998; Manaker et al., 2008; Mann et al., 1995, 2002, 2004; Programa SYSMIN, 1999). La ZFS y otras fallas asociadas como la ZFC, acomodan la mayor parte del desplazamiento en dirección senestro y la subducción asociada a la ZFEN acomoda principalmente el desplazamiento convergente (Figs. 3.2 y 3.3.).
2. La ZFS es una estructura de dirección E-O a ESE-ONO que atraviesa el sector N de La Española, subparalela al límite de placas. Conecta al O con la Zona de Falla de Oriente, situada cerca de la costa SE de Cuba, y por el E se une con la Fosa de Puerto Rico. En el sector correspondiente a la República Dominicana, la ZFS se prolonga desde Montecristi hasta el S de la Península de Samaná formando el límite estructural entre la Cordillera Septentrional y el valle del Cibao. La traza cartográfica de la ZFS es rectilínea y consecuente con una geometría subvertical para el plano de falla. De acuerdo con Dolan et al. (1998), la ZFS se extiende a una profundidad aproximada de 20 km bajo La Española.

3. Los mecanismos focales compilados por Dolan y Wald (1998), Dolan et al., (1998) y Symithe et al. (2015) muestran un desplazamiento senestro en planos de falla de orientación E-O a ESE-ONO subverticales para la parte occidental de la ZFS. Según estos autores, la sismicidad instrumental es alta a lo largo de la parte oriental de la ZFS y parece más baja a lo largo parte occidental. Sin embargo, resulta complicado identificar la fuente de algunos eventos debido a que la zona de deformación asociada a la ZFEN posiblemente conecta en profundidad con la ZFS. No obstante, existe constancia de que varios terremotos históricos fueron provocados por la ZFS, entre los que destacan (Prentice et al., 1993): 7 de mayo de 1842 ($I_0 = IX$ to IX-X), terremoto de Isla Tortuga (Haití); 23 de septiembre de 1887 ($I_0 = X$), terremoto del Paso de los Vientos (Haití); y 29 de diciembre de 1897 ($I_0 = VIII$), terremoto del N de la República Dominicana.
4. Varios autores (Mann et al., 1995, 1998, 2002; Dolan et al., 1998; Prentice et al., 1993, 1998; 2003; Proyecto SYSMIN, 2010), diferencias dos ramas principales a lo largo del trazado occidental de la ZFS en la República Dominicana: la rama N, o del Frente Montañoso, entre Navarrete-Villa Vásquez-Monte Cristi; y la rama S, entre Jaibón-Guayubín-Pepillo Salcedo. Para algunos de estos autores, la rama N sería en la actualidad inactiva y la rama S activa.
5. Ambas ramas de la ZFS son distinguidas en el Mapa de Fallas Activas de la Fig. 4.3, pero debido a su complejidad estructural se representan segmentadas. La Zona de Falla Septentrional (ZFS) puede ser dividida en tres segmentos a lo largo de su trazado en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná: el oriental (ZFS-E), el central (ZFS-C) y el occidental (ZFS-W). Estos tres segmentos conectan probablemente con el plano de subducción bajo la microplaca Septentrional, o ZFEN, a unos 20 km (± 10) de profundidad. La rama S del sistema de la Falla Septentrional se continúa *offshore* en el N de Haití (ZFS-H) a lo largo del segmento Winward (ZFS-Winward). La continuación del segmento ZFS-Winward en la República Dominicana define los segmentos ZFS-HC y ZFS-HE, que conectan al E con el segmento de la rama N ZFS-C. Varios autores (Mann et al., 1995, 1998, 2002; Dolan et al., 1998; Proyecto SYSMIN, 2010), indican que el segmento ZFS-HE constituye la rama activa de la ZFS al bifurcarse la estructura, que continua hacia el O por Esperanza-Jaibón-Guayubín-Manzanillo.
6. Mann et al. (2002) proponen un modelo de deformación activa basado en medidas geodésicas GPS en el que la ZFS tiene una tasa de desplazamiento de 9,0 mm/año. En un modelo cinemático también basado en medidas GPS, Maneker et al. (2008) proponen tasas de desplazamiento similares de 8 ± 5 mm/año para la ZFS. Calais et al. (2002) determinan también a partir de datos GPS una tasa de desplazamiento de 12 mm/año para la ZFS. Aunque se trata de un valor máximo, esta tasa es compatible con las tasas de 6-12 mm/año obtenidas mediante datos de campo en el sector central de la ZFS por Prentice et al. (2003). Calais et al. (2002) deducen una tasa de desplazamiento acumulado para la ZFS y la ZFEPG de 19 mm/año, similar a la tasa de desplazamiento relativo entre las Placas de Caribe y Norteamérica calculada por DeMets et al. (2000).
7. Los estudios paleosísmicos realizados por Prentice et al. (1993, 1998; 2003) y Mann et al. (1997) en las trincheras excavadas en las localidades de Ojo de Agua y Salcedo en 1991-1993, y en Río Licey, Tamboril y Santiago en 1997, evidencian que la ruptura superficial más reciente en el segmento central de la ZFS ocurrió hace aproximadamente 800 años (entre 1150 y 1230 AD). Estos autores determinan una acumulación de desplazamiento de unos 5 m desde el último seísmo que originó ruptura superficial en esta parte central de la ZFS, por lo que estiman existe una elevada probabilidad que ocurra un seísmo

- de gran magnitud. En estos estudios se identifica un evento prehistórico que ocurrió en un momento post-30 AD (Prentice et al., 1998).
8. Los estudios paleosísmicos realizados en el Proyecto SYSMIN (1999) en las trincheras excavadas en la traza de la ZFS-O entre Navarrete y Villa Vásquez indican que la rama N fue deformada por un evento prehistórico con edades comprendidas entre 3570 y 2790 BP. Por tanto, resulta posible una recurrencia en periodos aproximados de 1000 años de grandes sismos a través de los segmentos activos de la ZFS: terremoto reciente de 1150-1230 AD; penúltimo después de 30 AD; y antepenúltimo a 3590-2790 BP (Proyecto SYSMIN, 1999). En las trincheras de Hatillo Palma 1 y 2, excavadas en la traza de la ZFS-HE entre Jaibón, Guayubín y Manzanillo, los estudios paleosísmicos indican que ha ocurrido un evento reciente entre 540 BP y hoy en día. Posiblemente, este evento se relaciona con los grandes eventos históricos de 1842 o 1897 que afectaron el NO de la isla. Por otro lado, este evento no se ha registrado en el segmento central de la ZFS en el valle del Cibao (Proyecto SYSMIN, 1999).
 9. Las estructuras de licuefacción desarrolladas en los sedimentos de edad Holoceno que rellenan la Cuenca del Cibao, resultan de la fuerte agitación del terreno producida por grandes terremotos en el área. Tuttle et al. (2003) recopilan datos bibliográficos sobre estructuras que interpretan fueron producidas por licuefacción. Así, los terremotos de 4, 8 y 21 de agosto de 1946 (M 7,8-8,0) produjeron estructuras de licuefacción en Arenoso (localizado al E de la Dorsal de San Francisco); el terremoto de 7 de mayo de 1842 produjo estructuras de licuefacción en Santiago de los Caballeros, así como un tsunami que golpeó la costa N de Haití (Mann et al., 1998), por lo que pudo formarse en el segmento ZFS-W o en el ZFS-Winward; y el terremoto de 29 de diciembre de 1897 (M 7,0) produjo estructuras de colapso y de licuefacción en Guayubín.
 10. Tuttle et al. (2003) describen también estructuras de licuefacción en la Cuenca del Cibao oriental y occidental que evidencian la existencia de fuertes movimientos del terreno en los últimos 1600 años. En el Cibao oriental, estas estructuras indican la existencia de al menos un evento histórico, probablemente el terremoto de 1946, y entre 2 y 4 eventos pre-históricos en los últimos 1100 años, posiblemente el terremoto de ~1200 AD. En el Cibao occidental, las estructuras de licuefacción indican la existencia de un evento histórico, probablemente el terremoto de 1842, y dos terremotos pre-históricos en los últimos 1600 años, que también se relacionarían con el evento de ~1200 AD. Todos estos sismos pudieron generarse por diferentes segmentos de la ZFS, o la ZFEN. Por otro lado, Prentice et al. (2003) describen estructuras de licuefacción que sugieren que el evento de 1040-1230 AD pudo haber implicado los segmentos ZFS-E y ZFS-C.
 11. La ZFEN y su prolongación en la zona marina al NE de la República Dominicana, donde conecta con la Fosa de Puerto Rico (FPR), marca el límite entre la placa de Norteamérica y las microplacas de Gônave, La Española-Puerto Rico y Septentrional (Figs. 3.2 y 3.3). La ZFS se extiende al O hasta el extremo SE de Cuba donde conecta con la Falla de Oriente. La traza superficial de la ZFEN presenta una longitud de entre 370 y 730 km, en función de su mayor o menor continuidad al N de La Española. Los datos batimétricos de la traza superficial de la ZFEN y de perfiles sísmicos, sugieren que la estructura consiste en un plano inclinado un ángulo bajo (<30°) al S (Dolan et al., 1998; Rodríguez-Zurrunero et al., 2019). La sismicidad instrumental (Dolan y Wald, 1998) y el modelo de deformación activa (Mann et al., 2002) indican que la ZFEN presenta un buzamiento de unos 30° hacia el S. Los mecanismos focales atribuibles

- a la ZFEN indican un desplazamiento inverso a lo largo de planos de dirección O-E inclinados un bajo ángulo hacia el S.
12. Para Mann et al. (1995, 1998, 2002), la ZFEN-FPR acomoda una parte significativa de la convergencia entre las Placas de Caribe y de Norteamérica, mientras que la ZFS resuelve gran parte del desplazamiento horizontal. En la zona de contacto entre placas, la Placa de Norteamérica subduce oblicuamente al E bajo la microplaca de La Española-Puerto Rico y al O bajo la microplaca Septentrional. La potente Plataforma de Bahamas, edificada sobre el sustrato oceánico o transicional oceánico-continental de la Placa de Norteamérica, colisiona con la Placa de Caribe en este sector O con la microplaca Septentrional.
 13. Tradicionalmente se ha considerado que la sismicidad instrumental asociada a la ZFEN es intensa el sector oriental de la estructura en el sector norte de La Española, pero disminuye de manera significativa hacia el O. Esta distribución de la sismicidad se interpretaba como consecuencia de la colisión de la Plataforma de Bahamas y una menor tasa de desplazamiento en la parte O de la ZFNE. Para Mann et al. (1995, 1998), Dolan et al. (1998) y Dolan y Wald, (1998), sin embargo, la distribución de la sismicidad en profundidad sugiere que la litosfera de la Placa de Norteamérica que subduce se rompe hacia el O a partir de la Longitud $-70,00^{\circ}$ O. Estas características sugieren un mayor acoplamiento de la potente Plataforma de Bahamas, que se resiste a ser subducida en la zona de colisión. Como consecuencia, se incrementa la energía elástica en la ZFEN que es liberada mediante grandes terremotos (Dolan y Wald, 1998).
 14. Debido a que la ZFEN se localiza *offshore*, no hay datos cuantitativos de su actividad prehistórica. Dolan y Wald (1998) han atribuido una serie de grandes terremotos de cabalgamiento (M_w de 6,2 a 8,1) entre 1943 y 1953 a la subducción oblicua de la Plataforma de Bahamas bajo la microplaca Septentrional. Estos eventos comenzaron el 29 de julio de 1943 y subsiguientes réplicas en el área del Pasaje de la Mona (NO de Puerto Rico; M_s de 7,5 a 7,8) y se desplazaron hacia el O a la posición del terremoto de 04 de agosto de 1946 (NE de La Española; M_s de 7,8 a 8,1) y hasta la posición del evento de 1953 (Pacheco y Sykes, 1992; Russo y Villaseñor, 1995; Dolan y Wald, 1998). La relocalización de los terremotos principales y las réplicas indican que la ZFEN conecta en profundidad con la ZFS, sin extenderse más al S. Dolan y Wald (1998) cartografiaban los límites de la ruptura del terremoto de 1943 en el plano de la ZFEN y establecen una profundidad máxima de unos 35 km, así como determinan un epicentro para el terremoto de 1946 al S de la Península de Samaná a unos 20 km de profundidad. Por otro lado, el terremoto de 1564, que produjo importantes daños en el sector central del Valle del Cibao, pudo haber sido producido por la ZFEN, ya que los estudios paleosísmicos de la ZFS-E y ZFS-C no han revelado eventos más jóvenes que 1200 AD.
 15. El terremoto de Puerto Plata (M de 6,5) de 23 de septiembre de 2003 es el evento más intenso que ha afectado el sector central de la microplaca Septentrional desde la secuencia de eventos 1943-1953 (Dolan y Wald, 1998). Las réplicas (hasta $M = 5,0$) continuaron a lo largo de un mes. El evento de 2003 ocurrió inmediatamente al O del epicentro del evento de cabalgamiento oblicuo de 1953 (Dolan y Wald, 1998). El mecanismo focal indica un plano de falla subvertical orientado subparalelo a la ZFS o a la ZFEN o, alternativamente, un cabalgamiento de bajo ángulo (Mann et al., 2004). Los datos de vectores de GPS obtenidos en la ciudad de Puerto Plata poco después del evento son consistentes con un cabalgamiento de dirección ONO-ESE.

16. En el Mapa de Fallas Activas de la Fig. 4.3, la ZFEN es sub-dividida en cinco segmentos: Cuba oriental (ZFEN-Cuba), final del occidental (ZFEN-O-Fin), el occidental (ZFEN-O), el oriental (ZFEN-E) y Fosa de Puerto Rico (FPR). El límite oriental corresponde al fin de la Plataforma de Bahamas, marcada por una anomalía magnética (EMAG2), la Zona de Falla de Bunce y el Rift de la Mona. El límite occidental está marcado por una zona de frecuente sismicidad que disminuye hacia el O.
17. Finalmente, aunque la ZFEN y la FPR se sitúan a varias decenas de kilómetros *offshore*, el riesgo de tsunamis causados por desplazamientos co-sísmicos o producidos por deslizamientos submarinos representa una considerable amenaza para la costa N de la República Dominicana y Puerto Rico (LaForge y McCann, 2005; Rodríguez-Zurrunero et al., 2019).

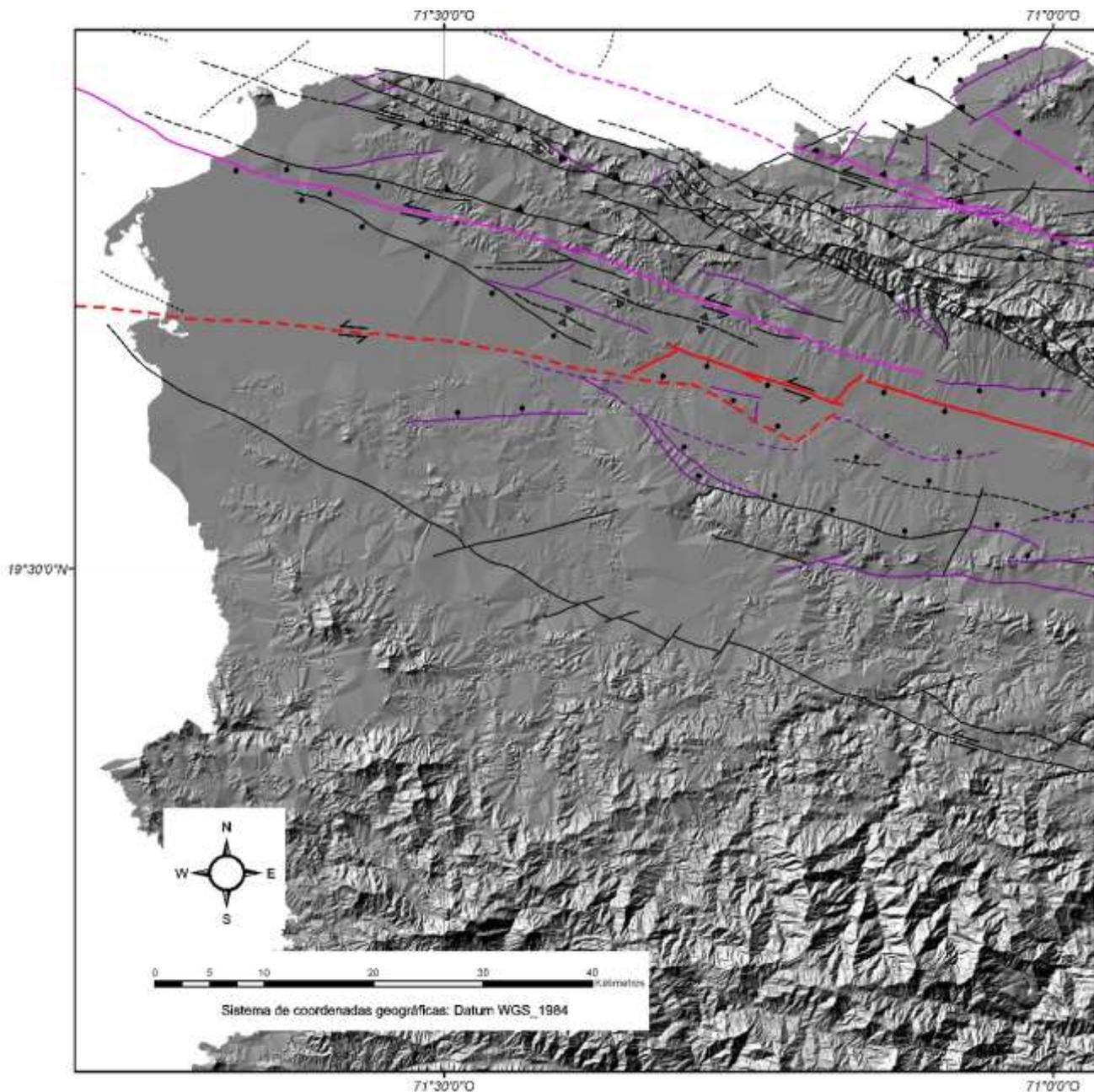


Fig. 4.4. Mapa Fallas Activas en el Cuaternario fraccionado regionalmente en tres sectores para una mayor claridad: (a) Cordillera Septentrional occidental; (b) Cordillera Septentrional oriental; y (c) Península de Samaná. El sombreado del modelo digital de terreno (MDT) procede de datos topográficos de SRTM30_PLUS.

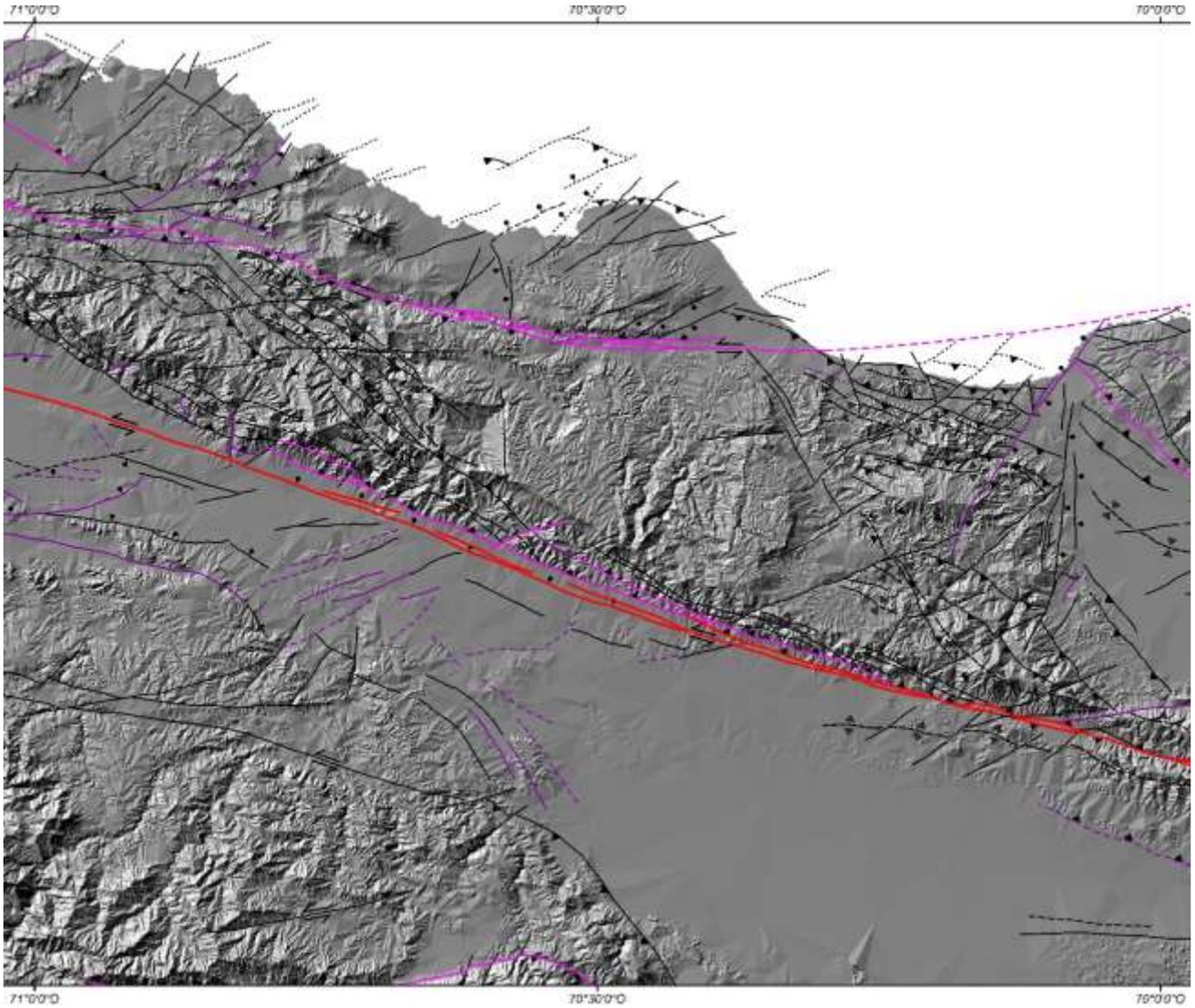


Fig. 4.4. (continuación).

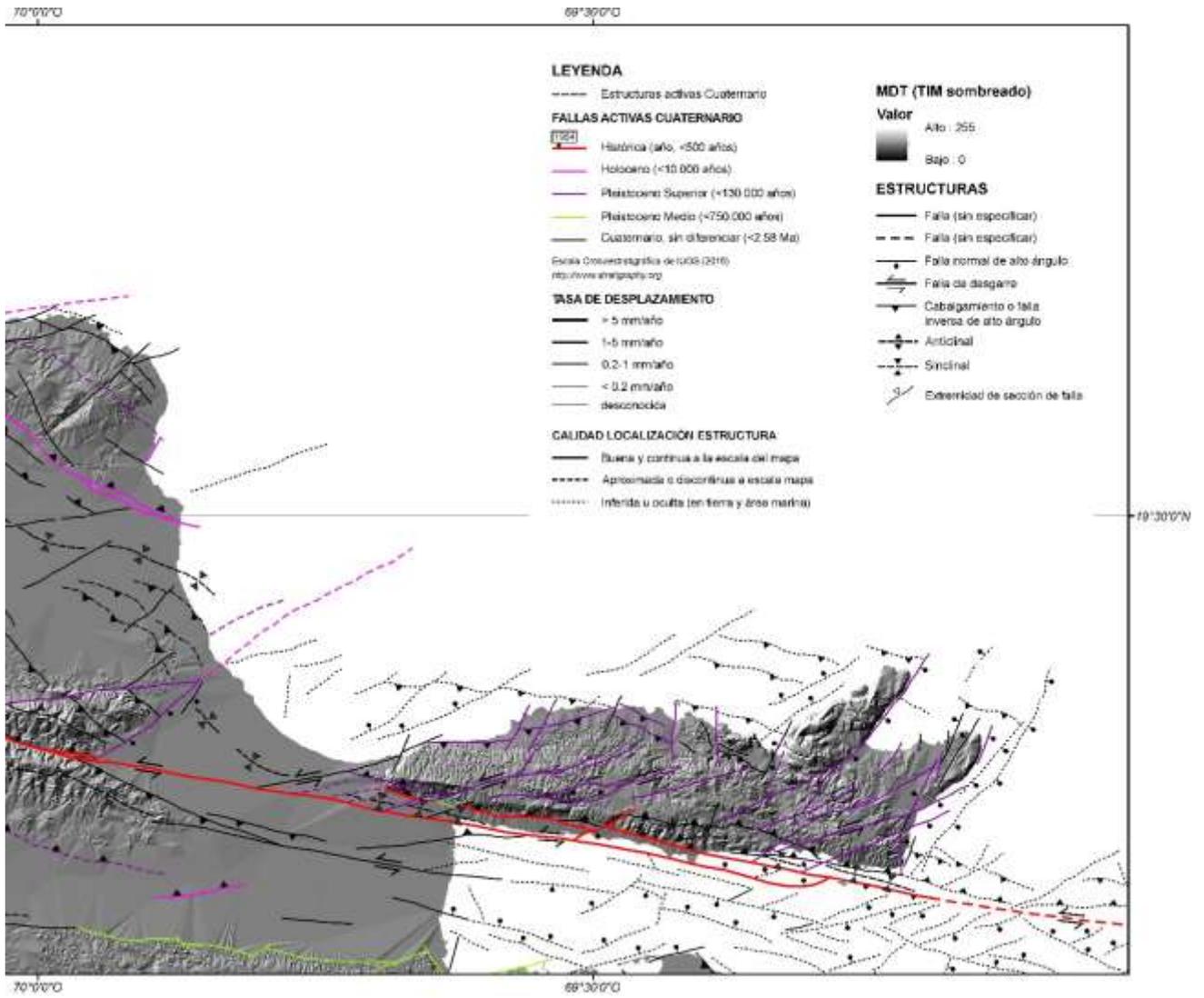


Fig. 4.4. (continuación).

4.5. Dinámica de las fallas y tensores de esfuerzo

4.5.1. Introducción al análisis dinámico de las fallas

La deformación frágil se cuantifica utilizando métodos de análisis dinámico de las fallas. Estos métodos se basan en la medida de los planos de fallas, las estrías y otros criterios cinemáticos observados a escala de afloramiento. El análisis dinámico de fallas sirve para determinar el tensor de esfuerzos y deducir las direcciones de los esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), junto con la relación de esfuerzos $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ en una determinada localidad o estación de medida de acuerdo con diversos métodos (Etchecopar et al., 1981; Yamaji, 2000; Shan et al., 2003; Yamaji et al., 2006). Por tanto, el análisis dinámico de fallas proporciona información sobre la orientación y forma del elipsoide de esfuerzos, aunque no proporciona los valores absolutos de las fuerzas que actúan en las rocas.

En el análisis dinámico de las fallas se asumen tres supuestos básicos cuyo cumplimiento debe ser verificados:

1. El tensor de tensión es simétrico, es decir, la deformación consiste en un cizallamiento puro coaxial.
2. La deformación es homogénea.
3. La falla es consistente con el criterio de Mohr-Coulomb, es decir, las fallas se desarrollan paralelamente a σ_2 y con un ángulo de fractura inherente al material (o ángulo de fricción interna) respecto a σ_1 .

No obstante, al interpretar dinámicamente los datos de fallas se debe tener en cuenta que ninguna de estas suposiciones se cumple en la naturaleza. Las asunciones (1) y (2) sobre una deformación por cizalla pura homogénea pueden ser reales en un análisis a pequeña escala (afloramiento), pero probablemente no se cumplen a escala regional (Tikoff y Wojtal, 1999; Gapais et al., 2000). Por tanto, los tensores de esfuerzo obtenidos reflejan más bien un estado de esfuerzos local.

La asunción (3) sólo es estrictamente válida en las rocas isótropas, donde las fallas pueden desarrollarse en paralelo a σ_2 a un ángulo de fractura respecto a σ_1 que varía entre 0° (fracturas de tensión pura) y 30° (fracturas de cizalla). Los ángulos de fractura medidos experimentalmente oscilan entre 0° y 40° , siendo en su mayoría de $\sim 30^\circ$, lo que podría ser una aproximación razonable en la mayoría de los casos naturales. Sin embargo, en rocas anisótropas, las discontinuidades preexistentes (fracturas, estratificación, etc.) pueden ser reactivadas independientemente de su orientación respecto a σ_1 . Si la tensión diferencial aplicada es baja y si las presiones del fluido en los poros son lo suficientemente altas para exceder la presión litostática, se observan incluso ángulos de $45-90^\circ$ (Sibson, 1985).

De lo anterior se desprende que los datos dinámicos de las fallas no deben interpretarse realmente como relacionados con el esfuerzo, sino que los tensores obtenidos son más bien un reflejo de la deformación finita local (ejes P, B, T). En la presente Memoria, sin embargo, los términos relacionados con el esfuerzo (tensor de esfuerzo, esfuerzos principales, relación de esfuerzos) se utilizan cuando se trata de resultados del análisis dinámico de las fallas, facilitando así su correlación con otros resultados regionales.

4.5.2. Adquisición de datos

En 230 estaciones de medidas distribuidas por toda la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, se midió la orientación de unos 2430 planos de falla neotectónicas junto con las estrías asociadas con el fin de realizar su análisis dinámico y deducir el régimen tectónico asociado al campo de esfuerzos. Las diferentes estaciones fueron situadas en las proximidades de las principales zonas de falla, en torno a las fallas de menor orden y en el interior de los bloques tectónicos individualizados por las mismas. La Fig. 4.5 muestra la situación de las estaciones de medida de mesoestructuras frágiles a lo largo de la zona estudiada.

En general, entre 12 y 30 estrías de falla fueron suficiente para obtener un tensor de esfuerzos estable estadísticamente. Los indicadores cinemáticos utilizados para inferir el sentido de movimiento sobre el plano de falla a lo largo de la dirección de las estrías fueron principalmente el crecimiento de cristales fibrosos (*slickensides*), saltos, acanaladuras y estructuras de cizalla Riedel (Petit, 1987). Los crecimientos de cristales fibrosos observados son predominantemente de cuarzo en rocas gneísico-graníticas y de calcita en rocas volcánicas y sedimentarias, observándose en ocasiones crecimientos de clorita y de óxidos/hidróxidos de hierro.

4.5.3. Tratamiento de datos

Para la visualización de la orientación de los planos de falla, la cinemática de las estrías, el procesamiento conjunto y el análisis estadístico de los datos de desplazamiento en fallas se ha utilizado el programa *TectonicsFP* de Reiter y Acs (2000) y Ortnet et al. (2002). Los datos de estrías de falla fueron representados gráficamente en el hemisferio inferior de proyecciones estereogramas equiareales. Estos diagramas muestran los planos de falla como círculos mayores y una flecha que apunta en la dirección de deslizamiento relativo del bloque superior. En este entorno, los conjuntos de datos medidos en una estación pueden incluir varias poblaciones de fallas consistentes con diferentes tensores de esfuerzo. La separación de las poblaciones de fallas referibles a cada tensor se realizó previamente al análisis dinámico, calculando los ejes de presión (eje P o compresional) y de tensión (eje T o extensional) para cada plano de falla junto con su proyección estereográfica. Ambos ejes se proyectan en un plano definido por el plano de falla y la estría, que se construye a un ángulo τ entre el plano de falla y el eje P. El ángulo de fractura τ pueden variar entre 0° y 90° . El mejor ajuste de ángulo τ es el ángulo en el que la agrupación de los datos de ejes P y T es máxima. La aparición de varios grupos o agrupaciones en el conjunto de los datos se interpretó como indicativa de la existencia de fallas pertenecientes a distintos tensores de esfuerzo, pudiéndose entonces separar éstas de forma conveniente.

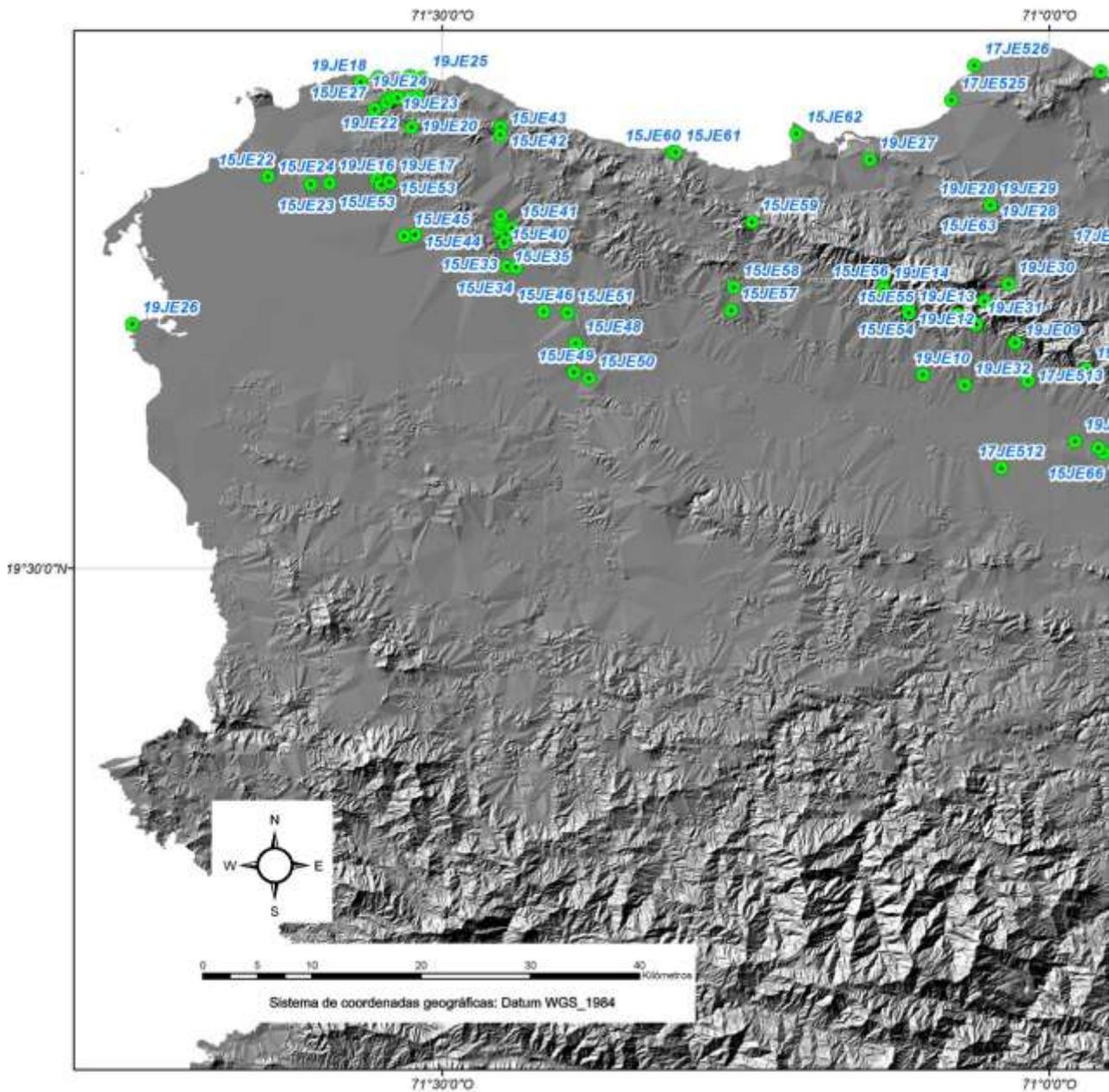


Fig. 4.5. Mapa de situación de estaciones de medida de datos estructurales fraccionado regionalmente en tres sectores para una mayor claridad: (a) Cordillera Septentrional occidental; (b) Cordillera Septentrional oriental; y (c) Península de Samaná. El sombreado del modelo digital de terreno (MDT) procede de datos topográficos de SRTM30_PLUS.

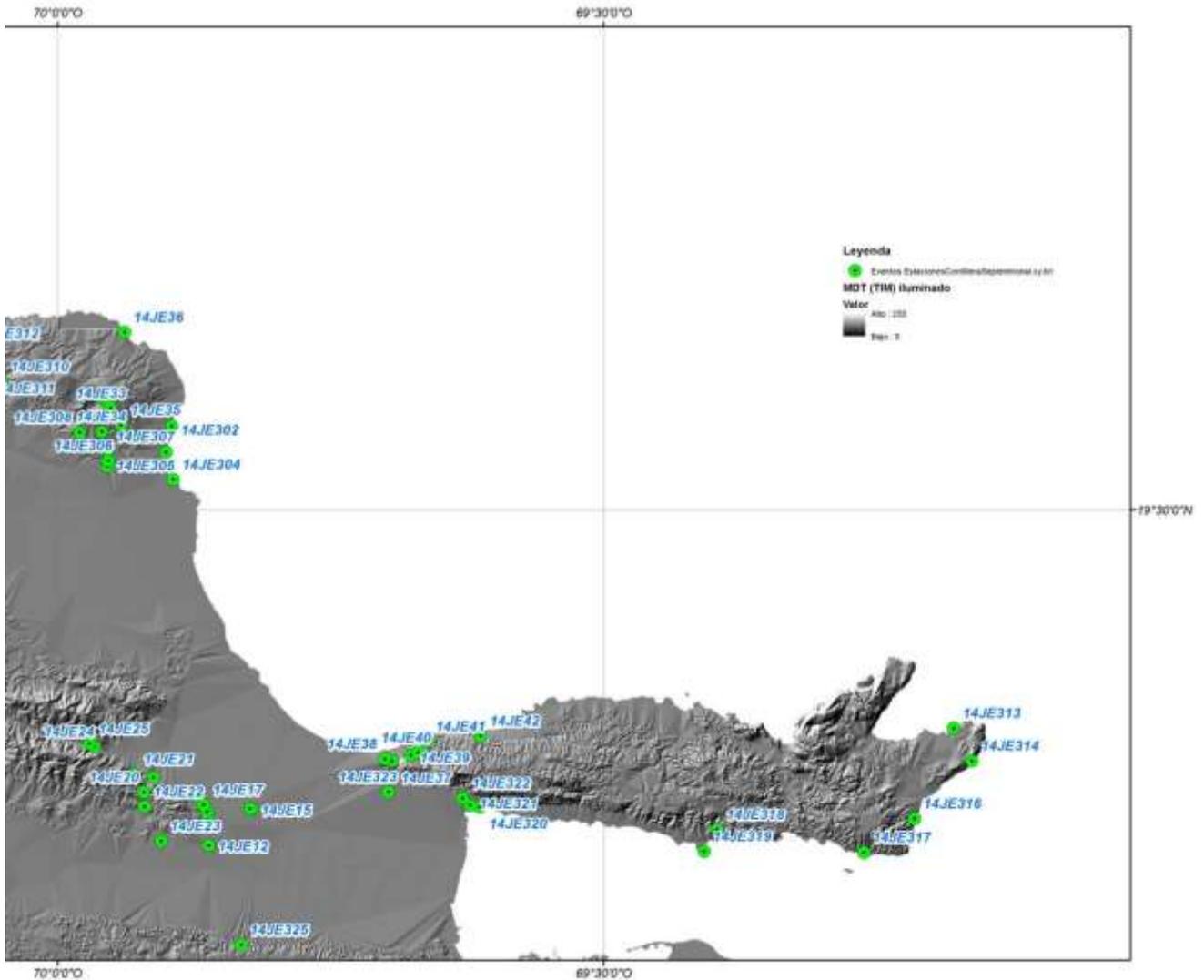


Fig. 4.5. (continuación).

4.5.4. Análisis dinámico de las fallas

El análisis dinámico de los datos de movimiento en las fallas es una modelización inversa que se realizó principalmente con tres métodos numéricos: diedros rectos (RDM; *right dihedral method*), análisis dinámico numérico (NDA; *numeric dynamic analysis*) e inversión directa (INVERS; *direct inversión*). A continuación, se describen algunos detalles sobre el tratamiento de los datos con cada método.

El resultado del análisis dinámico de fallas por el método de los diedros rectos es representado en una proyección estereográfica equiareal de hemisferio inferior, denominada gráfico de "balón de playa" (*beachball*), en el que quedan representados los diedros de compresión y extensión, así como los ejes de esfuerzo principales (Etchecopar et al., 1981). Para evitar mezclarse con la representación también en balones de playa de los diedros de mecanismos focales sísmicos (negro = extensivo, blanco = compresivo), los resultados del análisis cinemático de fallas se representan mediante diedros blancos (extensivo) y grises (compresivo).

El método NDA tiene un enfoque similar al método P-T de Turner (1953). Asumiendo la coincidencia de σ_1 con P y σ_3 con T (es decir, la deformación es no rotacional), NDA calcula un tensor de esfuerzo para cada conjunto de estrías de falla. La suma de los tensores de esfuerzo de cada uno de los conjuntos de estrías de falla en una localidad, dividido por el número de conjuntos produce el tensor de esfuerzo global. La orientación y los valores relativos de los esfuerzos principales se derivan de los eigenvalores y eigenvectores de propio tensor de esfuerzos global.

El método INVERS se basa en una minimización por mínimos cuadrados del ángulo entre la dirección calculada de esfuerzo máximo de cizalla que actúa a lo largo del plano de falla y la estría medida. El proceso conduce a la determinación del tensor de esfuerzo reducido, definido por la orientación de los ejes de esfuerzo principales y la relación de esfuerzos. La orientación y los valores relativos de los esfuerzos principales se derivan de los eigenvalores y eigenvectores del tensor de esfuerzos global. Las ventajas y desventajas del uso de NDA frente a INVERS son discutidas por diversos autores (ver por ejemplo Reiter y Acs, 2000).

Usando el tensor de esfuerzos general, tanto el método NDA como el INVERS calculan los ángulos β entre las direcciones calculadas del máximo esfuerzo de cizalla que actúa a lo largo de cada plano de falla y la correspondiente estría medida. La variación de β se visualiza en un diagrama de fluctuación (F), en el que el valor de F constituye la media aritmética de los ángulos β y puede ser utilizado como una medida de la calidad de la solución del tensor. Es decir, cuanto más baja sea la fluctuación F, mejor es la solución del tensor. Los datos de estrías de falla con $\beta > 30^\circ$ pueden ser parte de otra población de fallas. Un diagrama adimensional de círculo de Mohr permite visualizar en el plano σ_1 - σ_3 el esfuerzo normal (σ_n , abscisas) y el esfuerzo de cizalla (τ , ordenadas), introducidos por el vector de esfuerzo para cada plano de falla. En el diagrama, es posible calcular gráficamente las condiciones de rotura para cada plano de falla. La posición entre σ_1 y σ_3 , donde se encuentran los dos círculos, queda definida por la relación de esfuerzos $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. La normalización se logra cumpliendo $\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0$.

La Fig. 4.6 incluye un ejemplo del análisis dinámico de las estrías de falla en la estación 14JE24 y de cálculo del tensor de esfuerzos compatible. Dicha estación está litológicamente constituida por calizas arrecifales del Mb la Piedra de la Formación Villa Trina de edad Mioceno medio-Plioceno inferior en el dominio geológico de la Cordillera Septentrional. En dicha figura, se observa el diagrama de frecuencias (diagrama en rosa) de orientación de los planos de falla y de buzamiento, que indica una dirección predominante ONO-ESE a NO-SE para estas estructuras con un alto ángulo de buzamiento. La proyección estereográfica de los planos de falla y las estrías de bajo ángulo de cabeceo establece que se trata de fallas de desgarre. La proyección estereográfica de los ejes cinemáticos indica que la mayoría de las fallas se formaron durante una única fase deformativa en la que la orientación de los vectores promedio de ejes P, B y T ($R =$ factor de correlación) es N086°E/16 (76%), N227°E/63 (64%) y N351°E/19 (72%), respectivamente. El método de los diedros rectos da lugar a un orientación y valores de eigenvalores de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 de N075°E/07 (0,48), N186°E/71 (0,31) y N342°E/18 (0,21), respectivamente. Estos resultados establecen una compresión horizontal OSO-ENE bajo un régimen de desgarre (σ_2 es subvertical; $R = 0,37$), que queda reflejada en una intersección subvertical en el diagrama de los diedros de compresión y extensión. La orientación de los ejes principales de la deformación obtenida con el método de análisis dinámico numérico resulta compatible, con λ_1 , λ_2 y λ_3 de N085°E/14, N215°E/69 y N351°E/15 ($E = 0,52$), respectivamente.

En la estación 15JE56, sin embargo, el análisis dinámico de las estrías de falla da lugar a unos resultados indicativos de la existencia de dos tensores de esfuerzo diferentes. Dicha estación está litológicamente constituida por una alternancia de areniscas y lutitas de la Formación Monte Cristi de edad Mioceno medio a

superior, en el dominio geológico de la Cordillera Septentrional occidental. En la Fig. 4.7, la proyección estereográfica de los planos de falla y las estrías asociadas establece la existencia de fallas sub-verticales, con estrías que presentan ángulos de cabeceo tanto altos como bajos, que indican movimientos como fallas normales y también como fallas en dirección (Fig. 6). La proyección estereográfica de los ejes cinemáticos muestra una gran dispersión, donde la orientación de los vectores promedio de ejes P, B y T es N211°E/74 (34%), N116°E/50 (18%) y N117°E/08 (29%), respectivamente. El análisis dinámico ha permitido separar una primera familia de fallas compatible con un tensor de esfuerzo de desgarre y una segunda familia de fallas compatible con un tensor de esfuerzos extensional. El análisis cinemático ha permitido separar una primera familia de fallas compatible con un tensor de esfuerzo de desgarre y una segunda familia de fallas compatible con un tensor de esfuerzos extensional.

Como se observa en la Fig. 4.7, la aplicación del método de los diedros rectos a la familia de desgarres permite obtener un tensor de esfuerzos cuyos esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 presentan una orientación y valor relativo de N223°E/09 (0,50), N053°E/81 (0,33) y N313°E/01 (0,18), respectivamente. Análogamente, para la familia de fallas normales se obtiene un tensor con σ_1 , σ_2 y σ_3 de orientaciones y valores relativos N305°E/54 (0,45), N159°E/31 (0,31) y N059°E/16 (0,24), respectivamente. Como consecuencia, los diagramas de diedros de compresión y extensión (*beachball*) para cada tensor de esfuerzos resultan diferentes, siendo en el primer caso de desgarre y en el segundo extensional (Fig. 4.7). La aplicación del método de inmersión directa da lugar a resultados similares. La orientación de los ejes principales de la deformación obtenida con el método de análisis dinámico para la familia de desgarres resulta compatible, con λ_1 , λ_2 y λ_3 de N217°E/17, N072°E/69 y N310°E/11 ($E = 0,63$), respectivamente. De forma similar, los ejes principales obtenidos para la familia de fallas normales son también compatibles, con λ_1 , λ_2 y λ_3 de N300°E/77, N135°E/13 y N044°E/03 ($E = 0,36$), respectivamente. Por otro lado, los datos de campo indican que las estrías y fallas extensionales se superponen a las fallas de desgarre, por lo que el tensor de esfuerzos extensional es más reciente en el tiempo.

Estación Microtectónica 14JE24

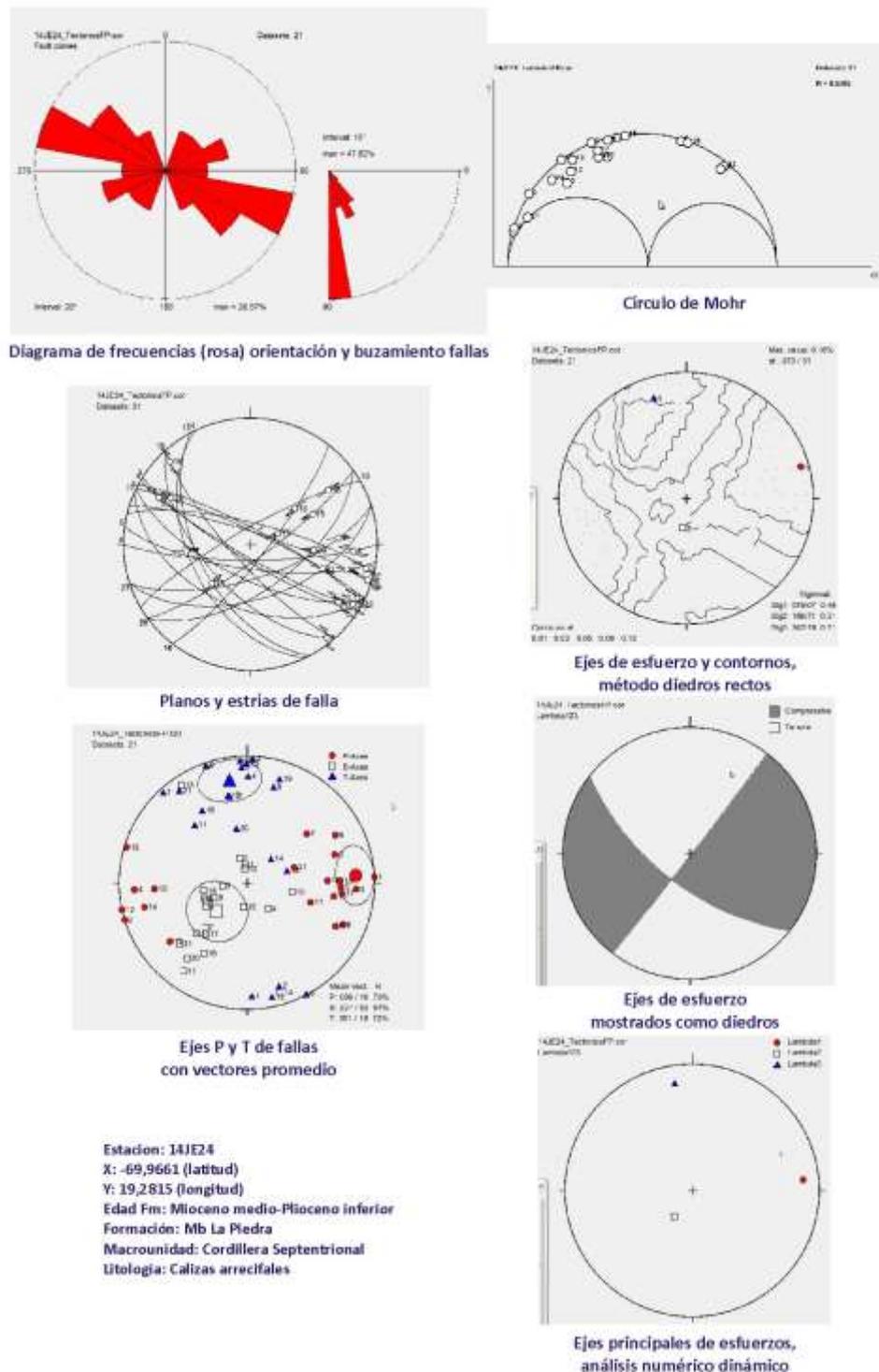


Fig. 4.6. Ejemplo de cálculo del tensor de esfuerzos en la estación 14JE24, que incluye la representación de direcciones de orientación y buzamiento de planos de falla en un diagrama de rosa, la proyección estereográfica de planos de fallas y estrías, la construcción de círculo de Mohr, la orientación de los ejes cinemáticos, la proyección estereográfica de los resultados obtenidos mediante el método de los diedros rectos, el diagrama de los diedros de compresión y extensión (*beachball*) y la orientación de los ejes principales de la deformación obtenida por el método de análisis dinámico numérico.

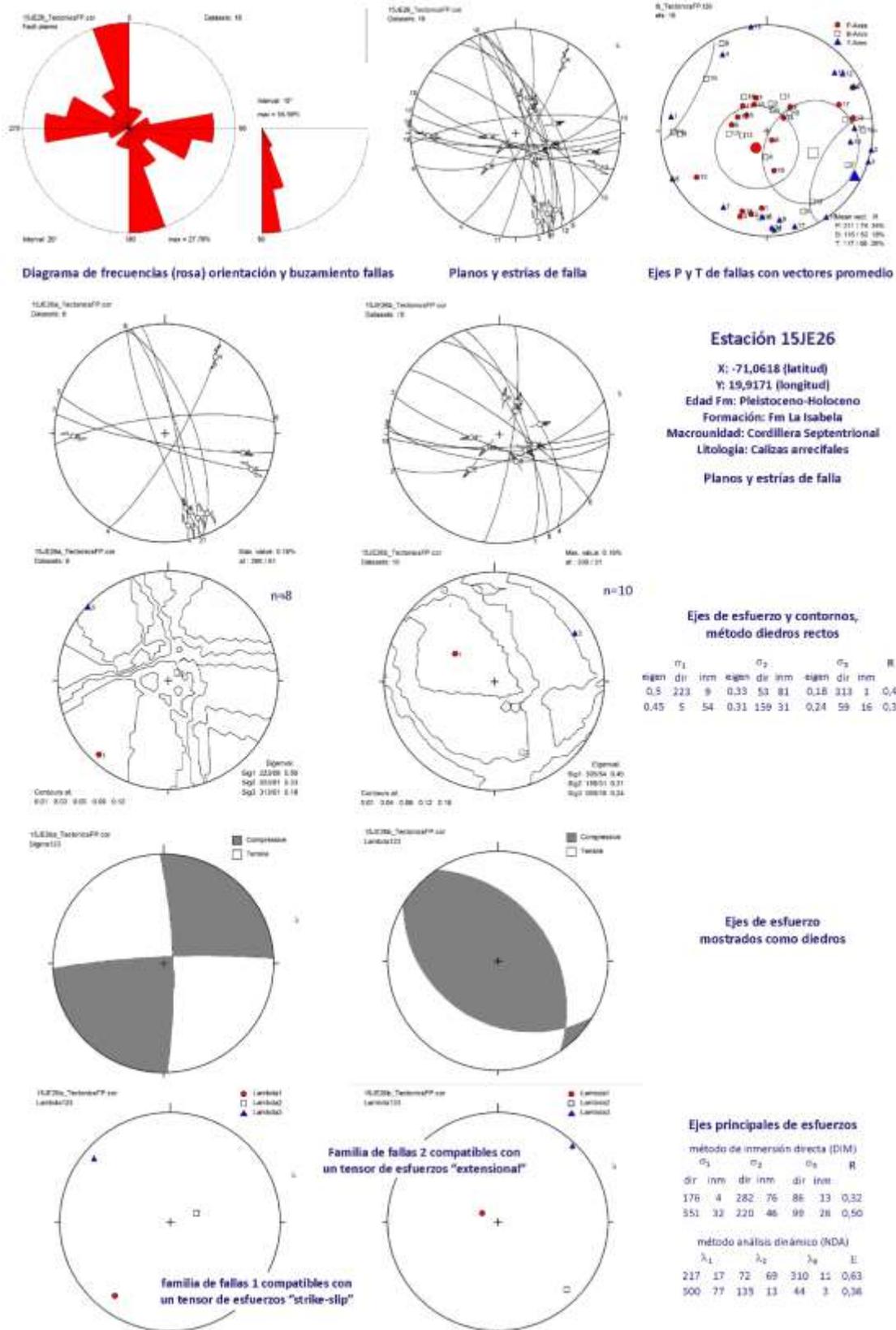


Fig. 4.7. Ejemplo de análisis cinemático y de cálculo de tensores de esfuerzo en la estación 15JE26, que ha permitido identificar dos familias de fallas y estrías asociadas compatibles con diferentes tensores de esfuerzo: uno de desgarre más antiguo y otro extensional superpuesto más reciente.

4.5.5. Resultados del análisis cinemático de fallas

El análisis dinámico realizado en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná ha dado lugar a 28 tensores de esfuerzo. La localización y características de las estaciones donde se obtuvieron los datos microestructurales quedan recogidas en la Tabla 4.1. Como puede observarse, la compilación de tensores de esfuerzo sólo incluye datos derivados de fallas desarrolladas en rocas sedimentarias de edad Mioceno medio-superior a Holoceno. Las características de los tensores de esfuerzo resultantes del análisis dinámico de estrías en planos de falla son resumidas en la Tabla 4.2 y la proyección estereográfica de sus orientaciones para cada estación se muestra en sobre el mapa neotectónico regional en las Figs. 4.8a y b. Para cada tensor de esfuerzo, la Tabla 4.3 incluye datos sobre la orientación del esfuerzo máximo horizontal y del esfuerzo mínimo horizontal, así como del régimen de esfuerzo, principal tipo de fallas generado y método de inmersión utilizado. Como puede observarse, los resultados obtenidos mediante el método de los diedros rectos (RDM), el método de inmersión directa (DIM) y el método de análisis dinámico numérico (NDA), son por lo general consistentes entre sí.

Los métodos dinámicos calculan el ángulo β entre la dirección de máximo esfuerzo de cizalla obtenida a lo largo de un plano de falla particular y la estría medida. La fluctuación F es la media aritmética de los ángulos β medidos en diferentes fallas, que puede ser utilizada como una medida de la calidad del tensor calculado (Reiter y Acs, 2000). Los valores de F obtenidos en el análisis son generalmente $< 15^\circ$ ($\pm 5^\circ$, 1σ de desviación estándar) para conjuntos de datos $>20\%$, que indican una alta calidad en los tensores de esfuerzos calculados. La calidad de cada tensor de esfuerzos ha sido cuantificada introduciendo un factor $Q = N$ (número de fallas medidas)/ F (fluctuación) y definiendo las tres clases siguientes: $Q < 0,67$ (pobre); $Q = 0,67-1,33$ (buena); y $Q > 1,33$ (excelente). Siguiendo este criterio, los tensores calculados son de calidad excelente (20) y buena (8). Las relaciones de esfuerzos obtenidas tienen un promedio de $R = 0,42$ ($\pm 0,1$; 1σ de desviación estándar). En función de la orientación de los ejes de esfuerzo principales, los tensores se agrupan en fallas de desgarre (inmersión de los ejes $B > 45^\circ$), fallas normales (ejes $P > 45^\circ$) y fallas inversas (inmersión de los ejes $T > 45^\circ$). Entre los diversos regímenes de esfuerzo obtenidos, 17 indican deformación por desgarre, 7 por fallas normales y 4 por movimiento inverso.

Tabla 4.1. Datos de las estaciones microestructurales utilizadas en la obtención de tensores de esfuerzos a partir de estrías de falla.

Estación	Longitud (X)	Latitud (Y)	Edad Formación	Formación	Macrounidad	Litología	Localización Hoja 50k y observaciones
14JE15	-69,821723	19,223845	Mioceno inferior-medio	Conglomerado El Firme	Cresta San Francisco	Conglomerados	Villa Riva
14JE19	-69,912110	19,252925	Mioceno inferior-medio	Conglomerado El Firme	Cresta San Francisco	Conglomerados	Villa Riva. Fallas desgarre e inversas
14JE24	-69,966135	19,281452	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm VillaTrina - Haitises	Cordillera Septentrional	Calizas bioclásticas	Guayabito. Mb La Piedra. ZFS. Rio Nagua
14JE25	-69,970873	19,284017	Mioceno inferior-medio	Conglomerado El Firme	Cordillera Septentrional	Conglomerados brecc	Guayabito. Afloramiento ZFS. Rio Nagua
14JE37	-69,693538	19,268267	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista El Catey-Las Terrenas
14JE38	-69,700215	19,270002	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista El Catey-Las Terrenas
14JE39	-69,676407	19,273343	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista El Catey-Las Terrenas
14JE42	-69,612355	19,291188	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista El Catey-Las Terrenas
14JE318	-69,395750	19,204900	Mioceno inferior-medio	Conglomerado Samaná	Península de Samana	Conglomerados	Santa Bárbara de Samana. Callejón Javieles
14JE342	-70,439628	19,777875	Pleistoceno Medio	Fm Isabela	Cordillera Septentrional	Calizas coralinas	Sabaneta de Yásica. Cabo Macoris. T1-T2
15JE25	-71,554170	19,822773	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. PepilloSalcedo. Jaiqui
15JE25	-71,554170	19,822773	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. PepilloSalcedo. Jaiqui
15JE26	-71,550569	19,832477	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. PepilloSalcedo.
15JE26	-71,550569	19,832477	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. PepilloSalcedo.
15JE32	-71,499961	19,814581	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. Pepillo Salcedo.
15JE32	-71,499961	19,814581	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. Pepillo Salcedo.
15JE37	-71,452829	19,781842	Mioceno medio a superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Conglomerados, arer	Villa Vasquez
15JE44	-71,522585	19,776796	Mioceno medio a superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Conglomerados, arer	Monte Cristi. PepilloSalcedo.
15JE53	-71,543491	19,821316	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. Presa de Jaiqui. Ab. aluviales
15JE53	-71,543491	19,821316	Mioceno medio a (base) superior	Unidad Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Alternancia arenisca	Monte Cristi. Presa de Jaiqui. Ab. aluviales
15JE56	-71,136516	19,732577	Plioceno Superior	Fm Mao	Cuenca del Cibao	Calizas, arenas y mar	El Mamey
15JE65	-71,028368	19,686247	Paleoceno-Eoceno medio	Fm Hidalgos	Cordillera Septentrional	Calizas recristalizadas	El Mamey. El Maizal. Abanicos aluviales
15JE71	-70,727911	19,537451	Pleistoceno-Holoceno	Abanicos aluviales	Cordillera Septentrional	Gravas, arenas y lutit	San Francisco Arriba. Ab. aluviales modernos
15JE82	-70,412024	19,423904	Oligoceno Superior - Mioceno Inferior	Fm La Toca	Cordillera Septentrional	Conglomerados y are	Salcedo. Fm La Toca. Pliegues vergentes SSO
15JE86	-70,379758	19,397135	Oligoceno Superior - Mioceno Inferior	Fm Las Lavas	Cordillera Septentrional	TurbiditasDistales	Salcedo. Ojo de Agua. Rio Cenová. ZFS
17JE514	-70,819375	19,748189	Eoceno inferior-medio	Fm Imbert	Cordillera Septentrional	Areniscas y lutitas, t	Imbert. Zona Falla Camú.
17JE523	-70,930573	19,761977	Pleistoceno-Holoceno	Terrazas fluviales	Cordillera Septentrional	Gravas y arenas	Imbert. Zona Falla Camú
17JE523	-70,930573	19,761977	Pleistoceno-Holoceno	Terrazas fluviales	Cordillera Septentrional	Gravas y arenas	Imbert. Zona Falla Camú

Tabla 4.2. Compilación de los tensores de esfuerzo Cuaternarios obtenidos por la inversión de datos de estrías de falla.

Datos		RDM										DIM						NDA							
Estación	Núm	σ_1			σ_2			σ_3				σ_1		σ_2		σ_3		λ_1		λ_2		λ_3			
		Eigen	Dir	Inm	Eigen	Dir	Inm	Eigen	Dir	Inm	R	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	Dir	Inm	E	
14JE15	19	0,44	47	7	0,31	208	83	0,25	317	2	0,32	165	72	359	18	268	4	0,97	59	12	216	77	328	5	0,50
14JE19	16	0,52	204	3	0,29	311	79	0,19	113	10	0,30	19	3	210	87	109	1	0,14	32	3	285	81	122	9	0,39
14JE24	21	0,48	75	7	0,31	186	71	0,21	342	18	0,37	120	0	30	3	215	87	0,39	85	14	215	69	351	15	0,52
14JE25	16	0,48	233	1	0,31	327	76	0,21	142	14	0,37	190	5	99	5	326	83	0,64	239	8	358	74	147	14	0,49
14JE37	20	0,43	223	2	0,34	321	73	0,23	133	17	0,55	17	4	208	86	107	1	0,45	43	11	237	78	134	3	0,69
14JE38	24	0,43	67	3	0,34	185	84	0,23	336	5	0,55	93	27	260	63	0	5	0,37	73	33	257	56	164	2	0,77
14JE39	29	0,40	40	1	0,30	306	81	0,30	130	9	0,00	193	5	294	64	101	25	0,67	51	20	201	67	317	10	0,64
14JE42	22	0,43	256	24	0,32	44	63	0,25	160	13	0,39	273	7	4	4	120	82	0,47	258	22	71	68	167	2	0,65
14JE318	23	0,44	240	6	0,29	129	73	0,27	332	15	0,12	195	10	287	13	68	74	0,35	246	1	345	82	156	8	0,36
14JE342	21	0,42	223	3	0,31	125	69	0,27	314	21	0,27	23	29	182	59	288	9	0,83	44	1	144	85	314	5	0,61
15JE25	8	0,48	40	4	0,33	224	86	0,19	130	0	0,48	289	77	83	11	174	6	0,74	29	6	222	84	119	1	0,65
15JE25	12	0,47	40	80	0,35	277	5	0,18	187	8	0,59	345	75	247	3	156	5	0,31	120	85	273	4	3	2	0,56
15JE26	8	0,50	223	9	0,33	53	81	0,18	313	1	0,47	176	4	282	76	86	13	0,32	217	17	72	69	310	11	0,63
15JE26	10	0,45	5	54	0,31	159	31	0,24	59	16	0,33	351	32	220	46	99	26	0,50	300	77	135	13	44	3	0,36
15JE32	8	0,46	224	6	0,33	92	82	0,20	315	6	0,50	95	1	4	63	186	27	0,03	233	7	93	81	324	6	0,58
15JE32	10	0,41	198	65	0,30	88	9	0,29	354	23	0,08	269	13	114	76	1	5	0,61	222	81	62	8	332	3	0,15
15JE37	12	0,44	103	66	0,31	287	24	0,25	196	1	0,32	285	71	118	18	27	4	0,04	57	83	292	4	201	6	0,34
15JE44	16	0,40	53	11	0,32	312	43	0,28	154	45	0,33	277	3	11	53	184	36	0,06	71	10	314	70	165	18	0,53
15JE53	15	0,45	70	63	0,31	268	26	0,23	174	7	0,36	125	53	7	20	265	30	0,91	76	78	258	12	168	0	0,41
15JE53	9	0,48	224	8	0,38	314	3	0,14	78	84	0,71	338	7	243	36	77	53	0,62	49	10	319	1	225	79	0,72
15JE56	12	0,47	16	6	0,33	106	0	0,21	197	84	0,46	164	10	73	4	324	79	0,87	355	22	99	31	236	50	0,12
15JE65	20	0,45	80	11	0,31	334	56	0,24	177	32	0,33	99	75	242	12	334	9	0,34	80	22	317	53	182	28	0,52
15JE71	10	0,45	294	83	0,33	41	2	0,22	132	7	0,48	115	67	302	23	211	1	0,14	92	89	220	1	310	1	0,45
15JE82	14	0,50	236	5	0,34	146	6	0,15	5	82	0,54	56	18	325	2	230	72	0,05	52	4	143	9	296	80	0,55
15JE86	14	0,46	211	15	0,29	111	31	0,26	324	55	0,15	41	2	311	1	194	88	0,23	211	22	58	65	305	10	0,33
17JE514	15	0,48	60	7	0,31	181	76	0,22	328	12	0,35	275	10	21	57	179	31	0,08	69	10	191	71	336	16	0,47
17JE523	15	0,44	230	1	0,33	347	88	0,23	140	2	0,48	85	52	287	36	189	10	0,20	67	14	254	76	157	2	0,69
17JE523	15	0,49	60	84	0,33	279	5	0,18	189	4	0,48	23	76	261	8	169	12	0,17	330	87	103	2	193	2	0,49

Resultados software *TectonicsFP*: RDM (*Right Dihedra Method*), Método de los Diedros Rectos; DIM (*Direct Inmersion Method*), Método de Inmersión Directa; NDA (*Numerical Dynamical Analysis*, Theta: 30°), Análisis Dinámico Numérico. Núm, número de planos de falla; Eigen, eigenvalor; Dir, dirección; Inm, inmersión; R, relación de esfuerzos ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; $0 \leq R \leq 1$); E, relación de deformación.

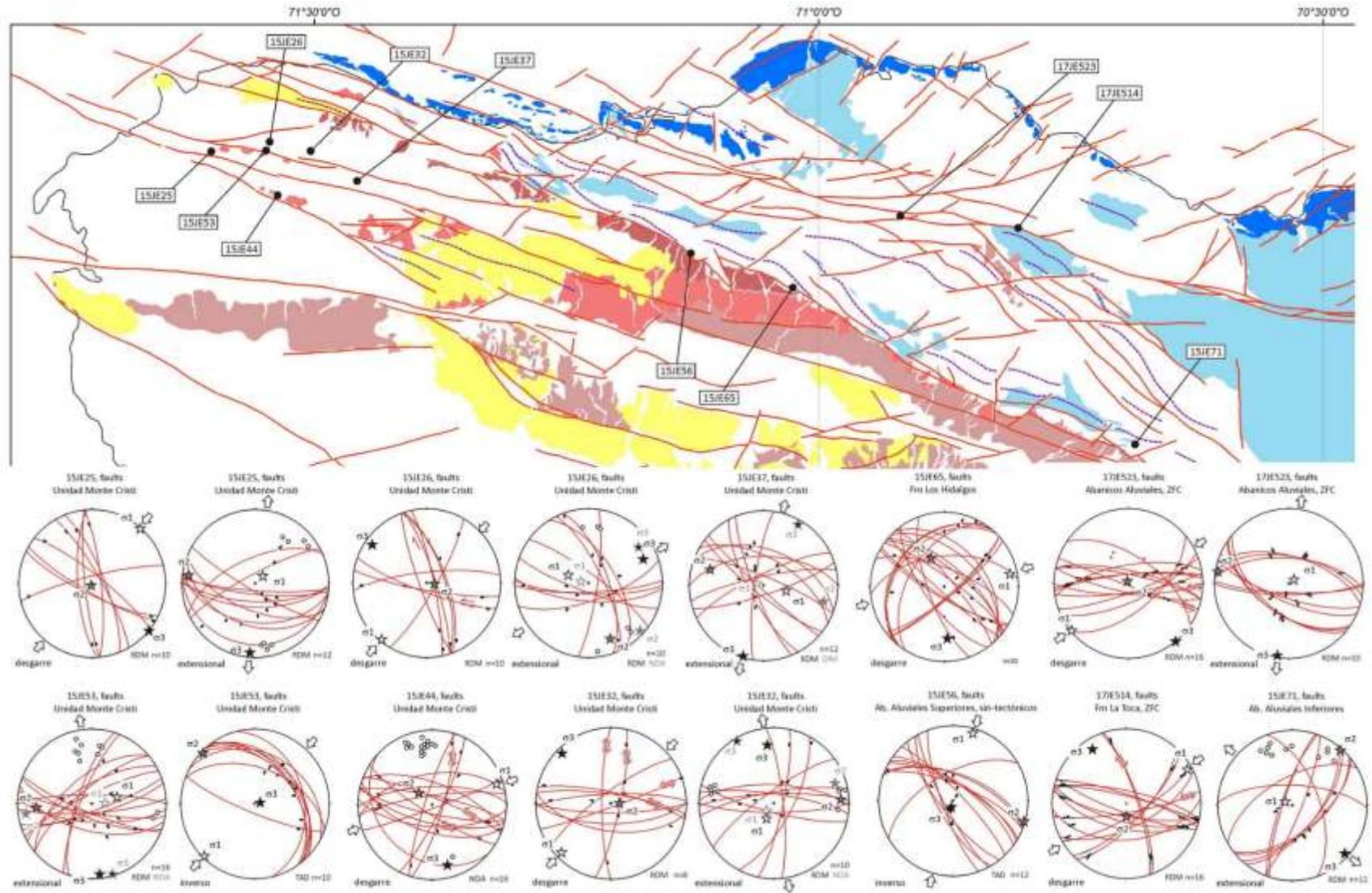


Fig. 4.8a. Proyección estereográfica sobre el mapa neotectónico de los resultados del análisis dinámico de las fallas en estaciones microtectónicas situadas en la Cordillera Septentrional occidental. La leyenda de unidades y símbolos geológicos es como en la Fig. 5.

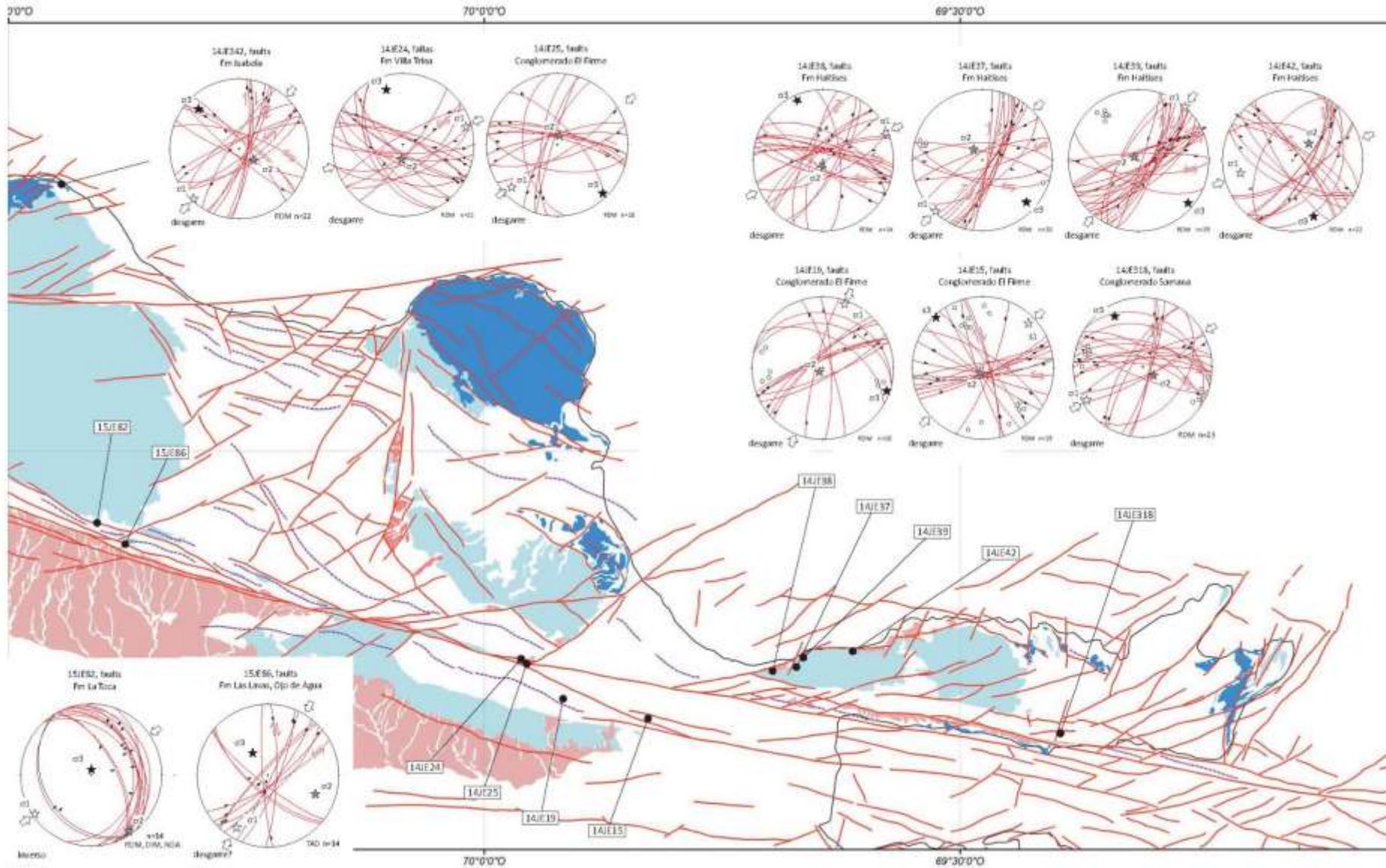


Fig. 4.8a. Proyección estereográfica sobre el mapa neotectónico de los resultados del análisis dinámico de las fallas en estaciones microtectónicas situadas en la Cordillera Septentrional oriental y Península de Samaná. La leyenda de unidades y símbolos geológicos es como en la Fig. 4.3.

Tabla 4.3. Compilación de esfuerzos horizontales, régimen de esfuerzo y método de inmersión utilizado.

Datos	Tensor de Esfuerzos				Régimen Esfuerzo			
	σ_H (máx)		σ_h (mín)					
Estación	Dir	Inm	Dir	Inm	R	Tipo Fallas	Método	Observaciones
15JE53	224	8	78	84	0,71	falla inversa	RDM	NDA consistente con RDM
15JE56	16	6	197	84	0,46	falla inversa	RDM	RDM y DIM consistentes
15JE82	236	5	146	6	0,54	falla inversa	RDM, DI	Los 3 métodos son consistentes
15JE86	211	15	111	31	0,15	falla inversa	RDM	NDA da un regimen 2 strike-slip
14JE15	47	7	317	2	0,32	falla desgarre	RDM	
14JE19	19	3	109	1	0,30	falla desgarre	DIM	
14JE24	75	7	342	18	0,37	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE25	233	1	142	14	0,37	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE37	223	2	133	17	0,55	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE38	67	3	336	5	0,55	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE39	40	1	130	9	0,00	falla desgarre	RDM	Los 3 métodos consistentes
14JE42	256	24	160	13	0,39	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE318	240	6	332	15	0,12	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
14JE342	223	3	314	21	0,27	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE25	40	4	130	0	0,48	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE26	223	9	313	1	0,47	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE32	224	6	315	6	0,50	falla desgarre	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE44	71	10	165	18	0,33	falla desgarre	NDA	NDA consistente con RDM
15JE65	80	11	177	32	0,33	falla desgarre	RDM	NDA consistente con RDM
17JE514	60	7	328	12	0,35	falla desgarre	RDM	NDA consistente con RDM
17JE523	230	1	140	2	0,48	falla desgarre	RDM	NDA consistente con RDM
15JE25	277	5	187	8	0,59	falla extensional	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE26	135	13	44	3	0,33	falla extensional	NDA	NDA es consistente con RDM
15JE32	88	9	354	23	0,08	falla extensional	RDM	NDA es consistente con RDM
15JE37	287	24	196	1	0,32	falla extensional	RDM	DIM y NDA consist. con RDM
15JE53	258	12	168	0	0,36	falla extensional	NDA	RDM consistente con NDA
15JE71	41	2	132	7	0,48	falla extensional	RDM	NDA consistente con RDM
17JE523	279	5	189	4	0,48	falla extensional	RDM	NDA consistente con RDM

σ_H (máx), orientación del esfuerzo máximo horizontal; σ_h (mín) orientación del esfuerzo mínimo horizontal; Dir, dirección; Inm, inmersión. RDM (*Right Dihedra Method*), Método de los Diedros Rectos; DIM (*Direct Inmersion Method*), Método de Inmersión Directa; NDA (*Numerical Dynamical Analysis, Theta: 30°*), Análisis Dinámico Numérico.

4.5.6. Interpretación del análisis cinemático de fallas

Los resultados del análisis dinámico de las fallas permiten establecer que la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como los sectores adyacentes de la Cuenca del Cibao y su prolongación oriental en la Bahía de Samaná, están sometidos en la actualidad a un campo de esfuerzos Plioceno a Cuaternario de orientación relativamente uniforme y constante a escala regional. Sin embargo, en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao se han obtenido dos tensores de esfuerzos, uno consistente con un régimen tectónico de desgarre y otro extensional (Fig. 4.9).

En el sector de Samaná, Dorsal de San Francisco, Nagua, Guayabito, Salcedo-Tenares y Santiago de los Caballeros, la orientación predominante del esfuerzo horizontal máximo (σ_H) varía entre NE-SO y ENE-OSO. Como σ_3 es subhorizontal y σ_2 subvertical, es tensor compatible con un régimen tectónico transcurrente (régimen de desgarre o *strike-slip*). El tensor de esfuerzo obtenido a partir del análisis dinámico de fallas es consistente con las medidas geodésicas GPS, las cuales sugieren para el centro de La Española la existencia de un tensor de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal (σ_{Hmax}) de dirección ENE-OSO y un esfuerzo mínimo horizontal (σ_{Hmin}) de dirección NNO-SSE (ver síntesis en Bertil et al., 2010, 2015). La relación de esfuerzos R varía entre 0,25 y 0,5. El método de inversión aplicado permite deducir además que los esfuerzos son compatibles con un régimen de deformación transpresivo. El tensor de esfuerzos es oblicuo respecto a la dirección ONO-ESE general de las principales fallas de desgarre de la Cordillera Septentrional (ZFS, ZFC, ZFEN). La oblicuidad produce partición en la deformación, un deslizamiento senestro a lo largo de las fallas ONO-ESE y un acortamiento ortogonal en la dirección NO-SE. Este tensor es compatible también con el movimiento simultáneo de las fallas subverticales de dirección NNO-SSE en sentido dextro.

A pesar de la frecuente localización de las estaciones microestructurales cercana a las principales zonas de falla activas, la consistencia del tensor de esfuerzos deducido a través de toda la microplaca Septentrional, indica que su orientación y características tienen un significado regional. Sin embargo, algunas variaciones pueden producir estructuras transtensivas locales, tales como depresiones graven o semigraven, zonas de divergencia de fallas, cuencas de *pull-apart* y ramas en *horse-tail*. Otras variaciones locales del tensor de esfuerzo que producen extensión en estructuras transpresivas son las relacionadas con la fracturación asociada a un arqueamiento por levantamiento tectónico o las fallas producidas en la cresta anticlinal durante el plegamiento. Estos cambios de esfuerzo locales suelen ser identificables debido a que la orientación del tensor es esencialmente la misma, pero varía la magnitud de los esfuerzos principales. Se trata de permutaciones del tensor de esfuerzos, en las que los esfuerzos principales máximo e intermedio intercambian su posición y por tanto el régimen tectónico.

El campo de esfuerzos regional deducido es consistente con la cinemática de las cinco principales familias de fallas activas en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná: (1) fallas de desgarre senestras ONO-ESE a O-E, algunas con geometría de planos de cizalla P; (2) fallas senestras NO-SE a NNO-SSE, sintéticas a las fallas anteriores; (3) fallas normales a normal-direccionales senestras NNE-SSO a NE-SO; (4) fallas de desgarre dextrales NNO-SSE a N-S, antitéticas a las fallas ONO-ESE; y (5) fallas inversas y cabalgamientos ONO-ESE a NO-SE, sub-paralelas a la dirección de las trazas axiales de los pliegues relacionados. En resumen, este campo de esfuerzos regional somete a la región emergida de la microplaca Septentrional a un régimen transpresivo *s.l.* (compresivo-transcurrente), generado como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas de Caribe y Norteamérica.

En el sector de Esperanza, Villa Vásquez y Monte Cristi, así como entre Imbert a La Isabela, se han obtenido tensores de esfuerzos de tipo extensional, caracterizados por una posición subvertical del esfuerzo máximo principal (σ_1). En varias estaciones se han obtenido tanto tensores de desgarre como extensionales, donde las evidencias de superposición de estructuras observadas indican que las fallas normales cortan a las de desgarre. El tensor de esfuerzos extensional presenta una orientación para el esfuerzo mínimo (σ_3) subhorizontal que varía de NNE-SSO a NNO-SSE. La relación de esfuerzos $R \sim 0,5$ es compatible con una extensión planar. Este tensor de esfuerzos extensional afecta geográficamente el sector occidental de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao y se interpreta como relacionado con reciente transferencia del movimiento senestro de la ZFS en su rama N (ZFS-O, ZFVV y ZFMC) a la rama S (ZFS-HE).

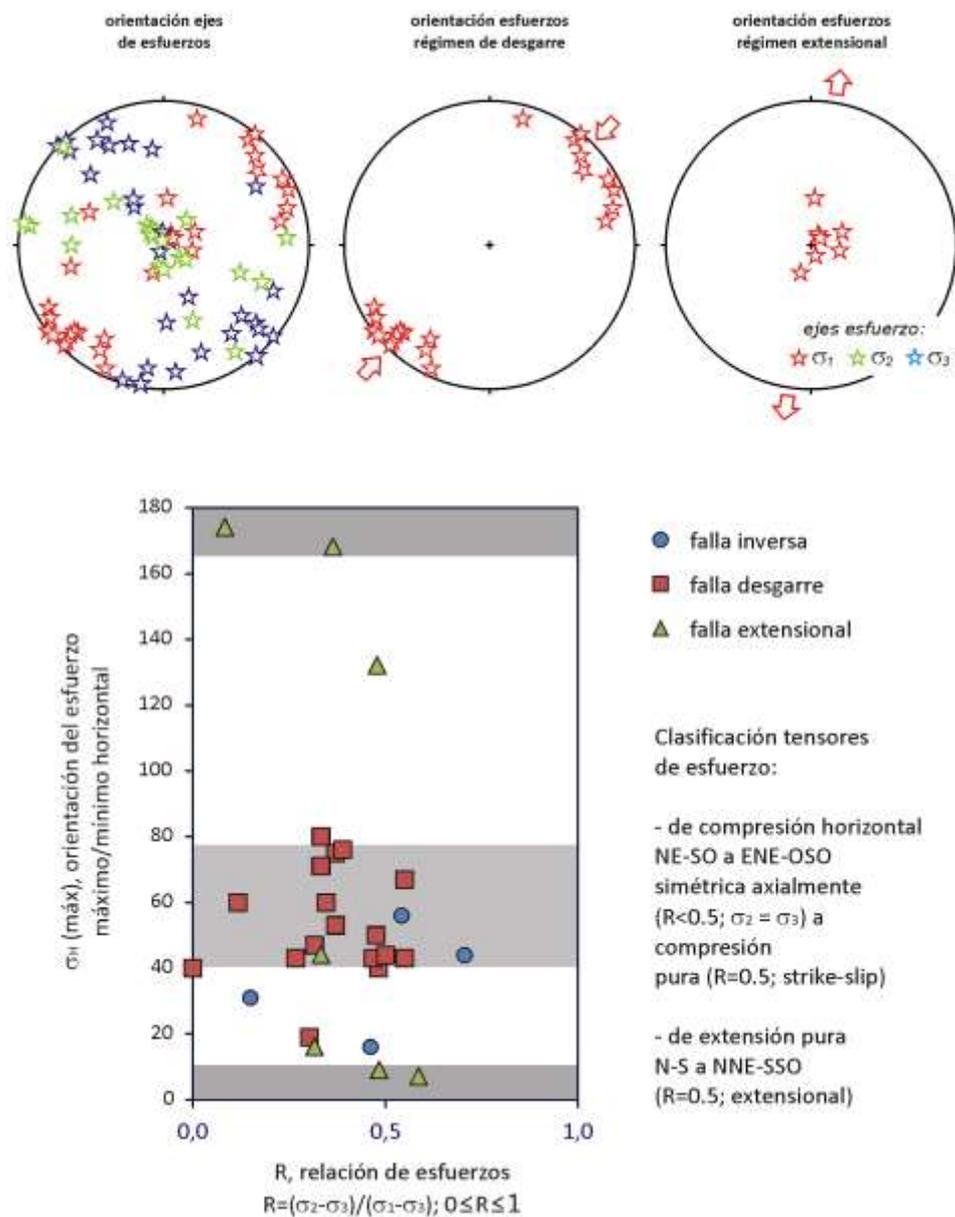


Fig. 4.9. Proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo principales de los tensores obtenidos en el análisis cinemático de fallas (arriba), junto con su clasificación en función del régimen tectónico (abajo).

4.6. Análisis estadístico de las fracturas y tensores de esfuerzo

4.6.1. Introducción a la distribución de Bingham

La agrupación y clasificación de las fracturas en base a su orientación resulta importante en los aspectos de la mecánica de rocas y en la tectónica frágil. En este último caso, los estudios incluyen el análisis de los paleo-esfuerzos que han formado fracturas de extensión que albergan diques o filones mineralizados. En el presente Apartado, se utiliza el método de agrupación no supervisada de las orientaciones de las fracturas de extensión utilizando las distribuciones mixtas de Bingham propuesto por Yamaji y Sato (2011). El método no solo detecta las agrupaciones y guirnalda elípticas definidas por los polos de estas características planares, sino que también determina el número apropiado de esos grupos por medio del criterio de información Bayesiano (BIC), sin contar con información *a priori*. La aplicación del método ha permitido establecer el estado de esfuerzos que ha deformado a los depósitos de calizas arrecifales de edad Cuaternario en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná.

La distribución de Bingham es la extensión más simple de una distribución normal multivariable a la distribución de orientación tridimensional de líneas (p.e. Love, 2007). Es conveniente considerar los puntos distribuidos antípodamente en una esfera para representar las líneas que se encuentran en el centro de la esfera. La distribución de Bingham está representada por una guirnalda o un grupo elíptico de tales puntos. Un cúmulo elíptico o una guirnalda es de simetría ortorrómbica si está descrita por la distribución de Bingham. Es decir, los tres ejes de simetría se encuentran formando ángulos rectos. Dos de ellos indican la orientación de las concentraciones máxima y mínima, y el eje restante se conoce como la orientación de la concentración intermedia. Siguiendo a Love (2007), usamos los vectores de columna unidad, e_1 , e_2 y e_3 , para referirnos a las orientaciones de las concentraciones mínimas, intermedias y máximas, respectivamente. El centro del clúster está representado por e_3 , que se identifica con el eje σ_3 (Jolly y Sanderson, 1997; Yamaji et al., 2010).

La distribución de Bingham o la distribución de orientaciones con simetría ortorrómbica ha sido aplicada en familias de dique magmáticos para inferir el estado de esfuerzos durante su formación por Jolly y Sanderson (1997). Esos autores identificaron los ejes de simetría de la distribución e_1 , e_2 y e_3 , con los ejes de esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente. Recientemente, Yamaji et al. (2010) y Yamaji y Sato (2011) han mostrado que la relación de esfuerzos $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, del estado de esfuerzos que originó la formación de un sistema de venas mineralizadas epitermales, podría ser aproximada por la relación de los parámetros de concentración κ_2 / κ_1 . Como consecuencia, cuando una distribución de orientaciones de planos de fractura, diques o filones mineralizados se ajusta a la distribución de Bingham mixta, podemos interpretar los ejes de simetría de cada componente de Bingham como los ejes principales del estado de esfuerzos que dio lugar a la formación de las correspondientes estructuras. De esta forma, los parámetros de concentración se convierten en relaciones de esfuerzos.

No obstante, existen factores como la fluctuación en el estado de esfuerzos, las interacciones entre fracturas, etc., que dan lugar a errores de los ejes de esfuerzos de $\sim 10^\circ$ en el análisis cinamático. La diferencia de las orientaciones principales a este nivel se corresponde con una diferencia de 0,2 en la relación de esfuerzos (Yamaji y Sato, 2006). Por lo tanto, resulta necesaria una tolerancia en la incertidumbre de la relación de un 0,2. Además, la relación se determina con una menor precisión que los ejes de esfuerzo, debido a que los errores de los parámetros de concentración propagan los de la relación (Yamaji y Sato, 2011).

4.6.2. Adquisición y tratamiento de los datos de fracturas

Siguiendo esta metodología, las anisotropías planares medidas en 44 estaciones distribuidas a lo largo de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná (Fig. 4.5) fueron utilizadas para la determinación del tensor de esfuerzo local y el campo de esfuerzo regional Cuaternario. Pequeñas fallas, fracturas de cizalla, fracturas extensionales y venas de calcita fueron las anisotropías planares medidas en unidades litológicas de edad Mioceno Medio-Superior a Cuaternario, particularmente las calizas de coral de la Formación La Isabela. Las estaciones se situaron en las proximidades de las fallas de diverso tipo cinemático y en el interior de los bloques poco deformados individualizados por ellas.

Los indicadores cinemáticos utilizados para inferir el sentido de deslizamiento en el plano de falla a lo largo de la dirección de la estría, fueron el crecimiento de cristales fibrosos (*slickensides*), saltos, acanaladuras, *grooves*, media lunas, estructuras R y R', entre otros (e.g. Petit, 1987). Algunos de estos indicadores cinemáticos y el desplazamiento de marcadores geométricos también sirvieron para deducir el sentido de movimiento en las fracturas de cizalla subverticales. La existencia de familias conjugadas de cizallas permitió en ocasiones deducir el diedro de acortamiento. La elongación de cristales de calcita que rellenasn las venas y grietas de extensión *en-échelon* permitió el establecimiento de la orientación de σ_3 .

La visualización de los datos de anisotropías planares en proyección estereográfica, el cálculo de los tres eigenvectores para la distribución ortorómbica de Bingham y la inversión de los datos de deslizamiento fue realizada con el programa *TectonicsFP* de Reiter y Acs (2000) y Ortnet et al. (2002). Se obtuvieron distribuciones mixtas de Bingham estables estadísticamente utilizando entre 16 y 35 datos de planos de anisotropías medidos en cada estación geográfica. En cada distribución mixta de anisotropías planares, la orientación de la concentración máxima calculada e_3 fue comparada con la del eje del esfuerzo principal mínimo σ_3 deducida desde datos de venas de calcita contemporáneas, que proporcionan una información independiente del campo de esfuerzos local. En todos los casos, las anisotropías planares medidas en cada estación fueron consistentes con un tensor de esfuerzo monofásico. En unos pocos casos, se obtuvieron tensores de esfuerzos independientes a partir de datos de estrías de falla.

4.6.3. Resultados del análisis estadístico de las fracturas

Los resultados del análisis estadístico mediante la distribución de Bingham de las fracturas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como sectores adyacentes de la Cuenca del Cibao, incluyen 44 tensores de esfuerzo. Las características de las estaciones donde se obtuvieron tensores de esfuerzos a partir de la orientación de planos de fracturas, junto con datos de venas de calcita y de estrías de falla, quedan recogidas en la Tabla 4.4. Las características de los tensores de esfuerzo resultantes del análisis cinemático de planos de fractura por el método de la distribución de Bingham (1964) están resumidas en la Tabla 4.5 y su orientación espacial mostrada en proyección estereográfica sobre el mapa neotectónico regional de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná de la Fig. 4.10. Los tensores obtenidos se clasifican según su régimen como de desgarre (37, con el σ_2 subvertical) y extensional (7, con el σ_1 subvertical). La Fig. 4.11 muestra la proyección estereográfica de los ejes principales de ambos tipos de tensores.

Tabla 4.4. Datos de las estaciones microestructurales utilizadas en la obtención de tensores de esfuerzos a partir de fracturas

Estación	Longitud (X)	Latitud (Y)	Edad Formación	Formación	Macrounidad	Litología	Localización Hoja 50k y observaciones
14JE32	-69,953160	19,597788	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm VillaTrina	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Terraza Coral T11
14JE34	-69,959453	19,572322	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Terraza Coral T9-T10
14JE35	-69,941542	19,578580	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Terraza Coral T8-T9
14JE36	-69,938478	19,663990	Pleistoceno Medio-Superior (límite)	Fm Haitises	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Cabo Francés Viejo
14JE37	-69,693538	19,268267	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista Las Terrenas
14JE40	-69,669945	19,275982	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista Las Terrenas
14JE41	-69,660672	19,285972	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Península de Samana	Calizas coralinas	Sánchez. Autopista Las Terrenas
14JE43	-70,180107	19,342427	Mioceno Inferior - Medio	Congl. La Piragua	Cordillera Septentrional	Conglomerado	Guayabito. San Francisco Macoris
14JE301	-69,900663	19,553262	Pleistoceno Superior	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. La Entrada. Terraza Coral T1 (5e)
14JE303	-69,925008	19,565630	Pleistoceno Inferior (Calabriense)	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas y margas	Cabrera. Pozo Amarillo. Terraza T5-T6
14JE305	-69,954395	19,539950	Pleistoceno Inferior (Calabriense)	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Terraza Coral T6
14JE307	-69,954207	19,555418	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Terraza Coral T8-T9
14JE308	-69,979695	19,571513	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Cabrera. Terraza Coral T10-T11
14JE309	-70,051037	19,615157	Pleistoceno Inferior (Calabriense)	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Rio San Juan. Terraza Coral T7
14JE310	-70,051343	19,618645	Pleistoceno Inferior (Calabriense)	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Rio San Juan. Terraza Coral T7
14JE311	-70,063017	19,629512	Pleistoceno Medio	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Rio San Juan. Terraza Coral T2
14JE312	-70,078730	19,648920	Pleistoceno Medio (límite)	Fm Isabela	Macizo de Cabrera	Calizas coralinas	Rio San Juan. Laguna GriGri. Terraza T1?
14JE313	-69,179255	19,298415	Pleistoceno Medio-Superior (límite)	Fm Isabela	Península de Samana	Calizas coralinas	Las Galeras. Terraza arrecifal T1
14JE314	-69,162290	19,268215	Pleistoceno Medio-Superior (límite)	Fm Isabela	Península de Samana	Calizas coralinas	Las Galeras. El Frontón. Terraza T1
14JE315	-69,218483	19,198684	Pleistoceno Medio-Superior (límite)	Fm Isabela	Península de Samana	Calizas coralinas	Las Galeras. El Frances. Terraza T1
14JE318	-69,395750	19,204900	Mioceno inferior-medio	Congl. Samaná	Península de Samana	Conglomerados	Santa Bárbara de Samana
14JE325	-69,831840	19,098305	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Haitises	Haitises	Calizas arrecifales	Cevicos. Autopista Samana
14JE326	-70,357335	19,397122	Oligoceno-Mioceno Inferior	Fm La Toca	Cordillera Septentrional	Congl., aren. y lut.	Tenares. ZFS
14JE327	-70,346455	19,462282	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Villa Trina	Cordillera Septentrional	Calizas	Tenares. ZFS
14JE329	-70,297927	19,532005	Mioceno Medio	Congl. La Piragua	Cordillera Septentrional	Conglomerados	Gaspar Hernández
14JE330	-70,116410	19,617165	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Villa Trina	Cordillera Septentrional	Calizas coralinas	Gaspar Hernández. Virgen Cueva
14JE331	-70,424457	19,664563	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm La Toca	Cordillera Septentrional	Areniscas y lutitas	Sabaneta de Yásica. Veragua. ZFC
14JE335	-70,447638	19,639455	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Villa Trina	Cordillera Septentrional	Calcarenitas	Gaspar Hernández. Jamao
14JE337	-70,437413	19,691625	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Mb La Piedra	Cordillera Septentrional	Calizas	Sabaneta de Yásica. La Catalina
14JE338	-70,430300	19,684237	Mioceno Medio-Plioceno Inferior	Fm Villa Trina	Cordillera Septentrional	calizas y margas	Sabaneta de Yásica. Caño río Veragua
14JE340	-70,443593	19,779768	Pleistoceno Medio	Fm Isabela	Cordillera Septentrional	Calizas coralinas	Sabaneta de Yásica. Terraza T1-T2
15JE22	-71,643491	19,825167	Mioceno medio a (base) superior	U. Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Areniscas y lutitas	Monte Cristi. Pepillo Salcedo.
15JE23	-71,608151	19,818518	Mioceno medio a (base) superior	U. Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Areniscas y lutitas	Monte Cristi. Pepillo Salcedo.
15JE29	-71,526585	19,908440	(Oligoceno?) - Mioceno Inferior	Fm Las Lavas	Cordillera Septentrional	Areniscas y congl.	Monte Cristi. Playa Popa
15JE33	-71,446803	19,750414	Mioceno medio a superior	U. Monte Cristi	Cordillera Septentrional	Congl., aren. y lutit.	Villa Vasquez
15JE46	-71,416697	19,713009	Plioceno Medio - Superior	Fm Mao	Cuenca del Cibao	Arenas y margas	Pepillo Salcedo. Fm Mao
15JE57	-71,262171	19,714106	Plioceno Superior	Fm Mao	Cuenca del Cibao	Areniscas y margas	Villa Vasquez. Villa Elisa
15JE58	-71,259874	19,733440	Plioceno Superior	Fm Mao	Cuenca del Cibao	Arenas y margas	Villa Vasquez. Villa Elisa
15JE60	-71,310098	19,845362	Pleistoceno Medio a Superior	Fm Isabela	Cordillera Septentrional	Calizas arrecifales	Buen Hombre. El Papayo
15JE61	-71,308074	19,845537	Pleistoceno Medio a Superior	Fm Isabela	Cordillera Septentrional	Calizas arrecifales	Buen Hombre
15JE68	-70,688869	19,521653	Oligoceno Superior - Mioceno Inf.	Fm Altamira	Cordillera Septentrional	Aren., lutit. y margas	San Francisco Arriba. Cantera Odelbrech
15JE71	-70,727911	19,537451	Pleistoceno-Holoceno	Ab. Aluv. modernos	Cordillera Septentrional	Gravas, arenas y lutit.	San Francisco Arriba. Contacto falla
15JE74	-70,627007	19,504715	Oligoceno Superior - Mioceno Inf.	Fm Altamira	Cordillera Septentrional	Areniscas y lutitas	San Francisco Arriba. Coluviones
17JE509	-70,863165	19,582004	Pleistoceno	Ab. Aluv. modernos	Cuenca del Cibao	Gravas, arenas y lutit.	Esperanza. Abanicos aluviales
17JE526	-71,061885	19,917185	Pleistoceno-Holoceno	La Isabela	Cordillera Septentrional	Calizas coralinas	Barracón. Cabo Punta Isabela

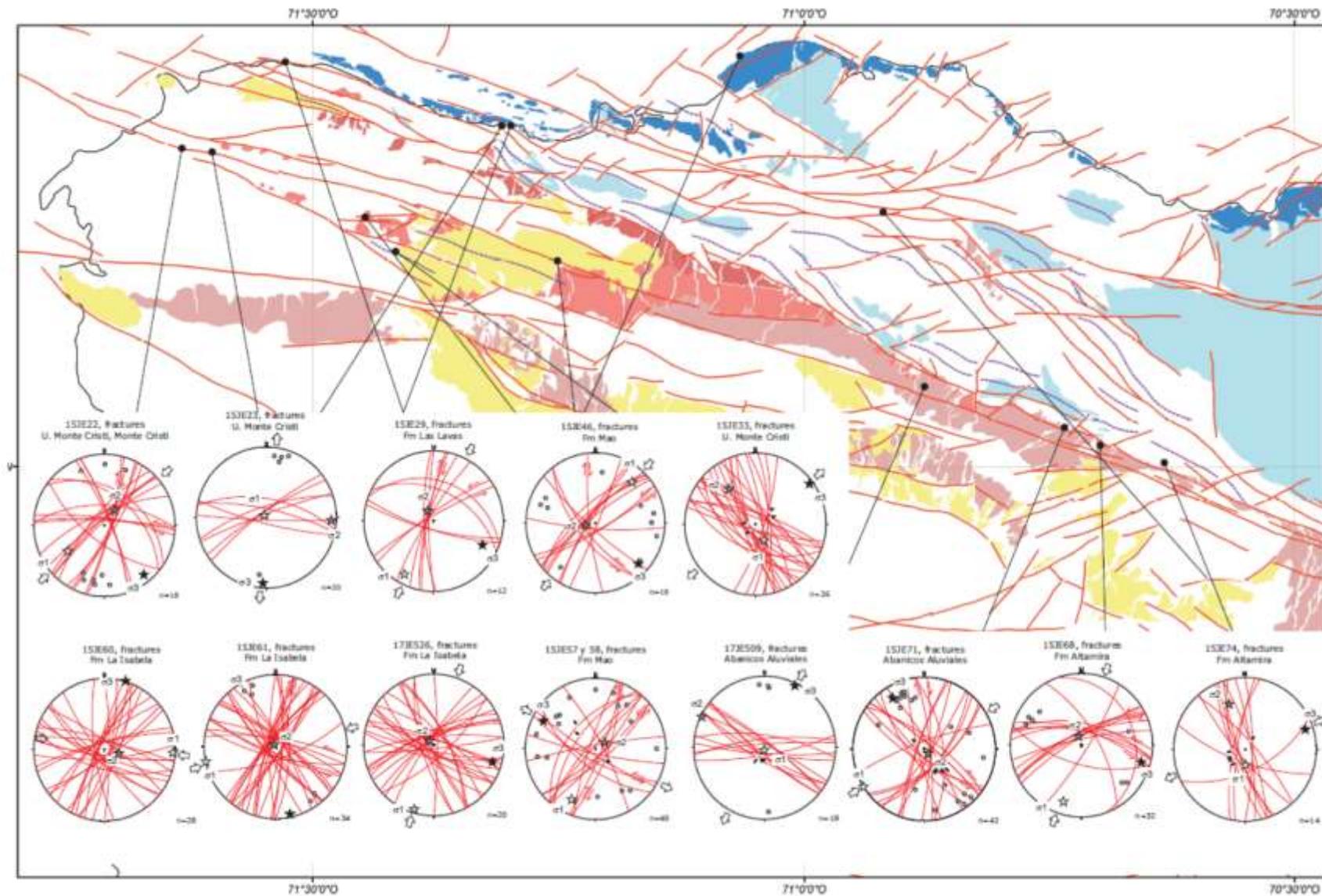


Fig. 4.10. Proyección estereográfica de los resultados del análisis de la distribución Bingham (1964) de planos de fractura en la Cordillera Septentrional occidental y la Península de Samaná. La leyenda de unidades y símbolos geológicos es como en la Fig. 5.

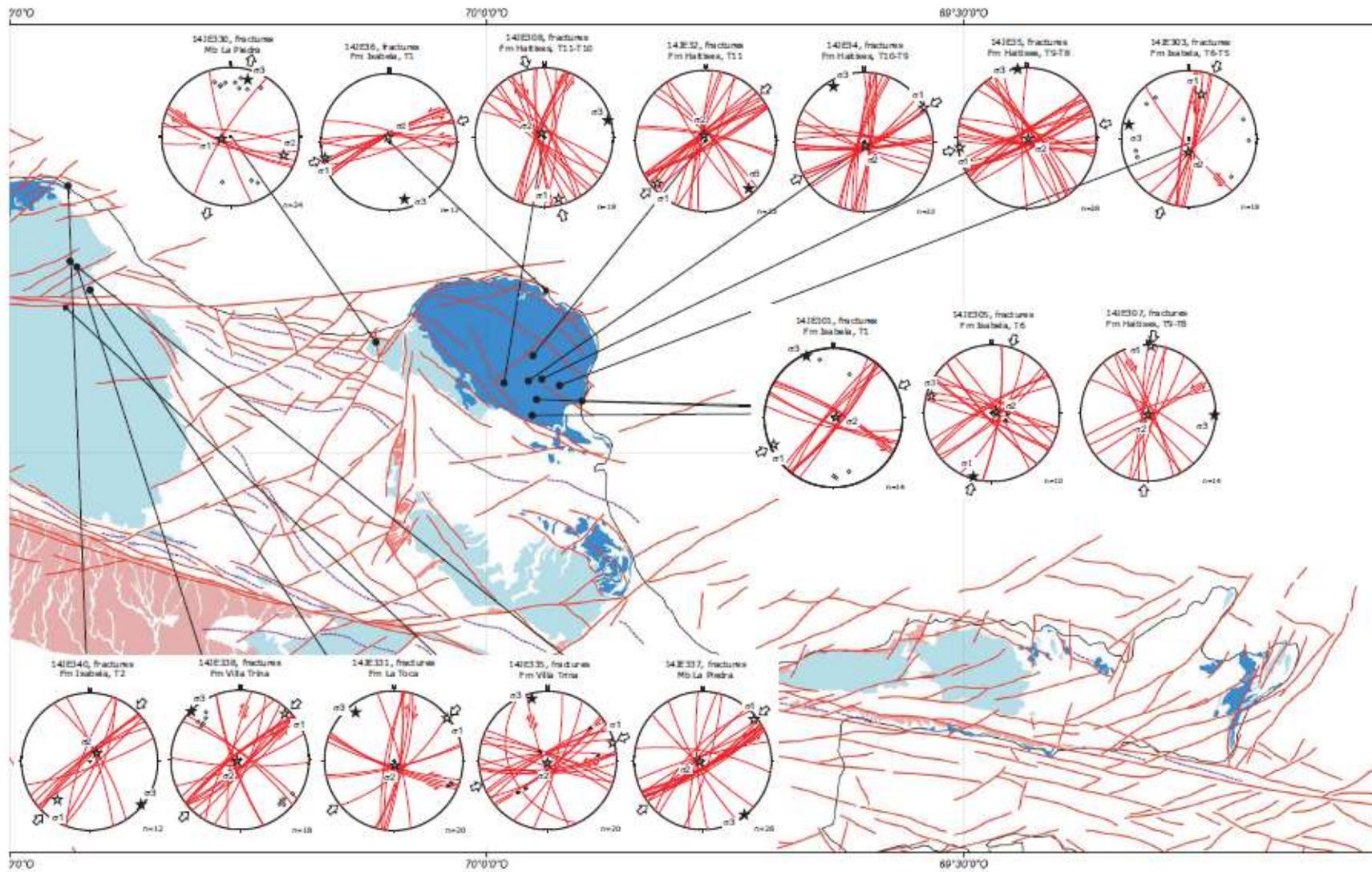


Fig. 4.10. (continuación).

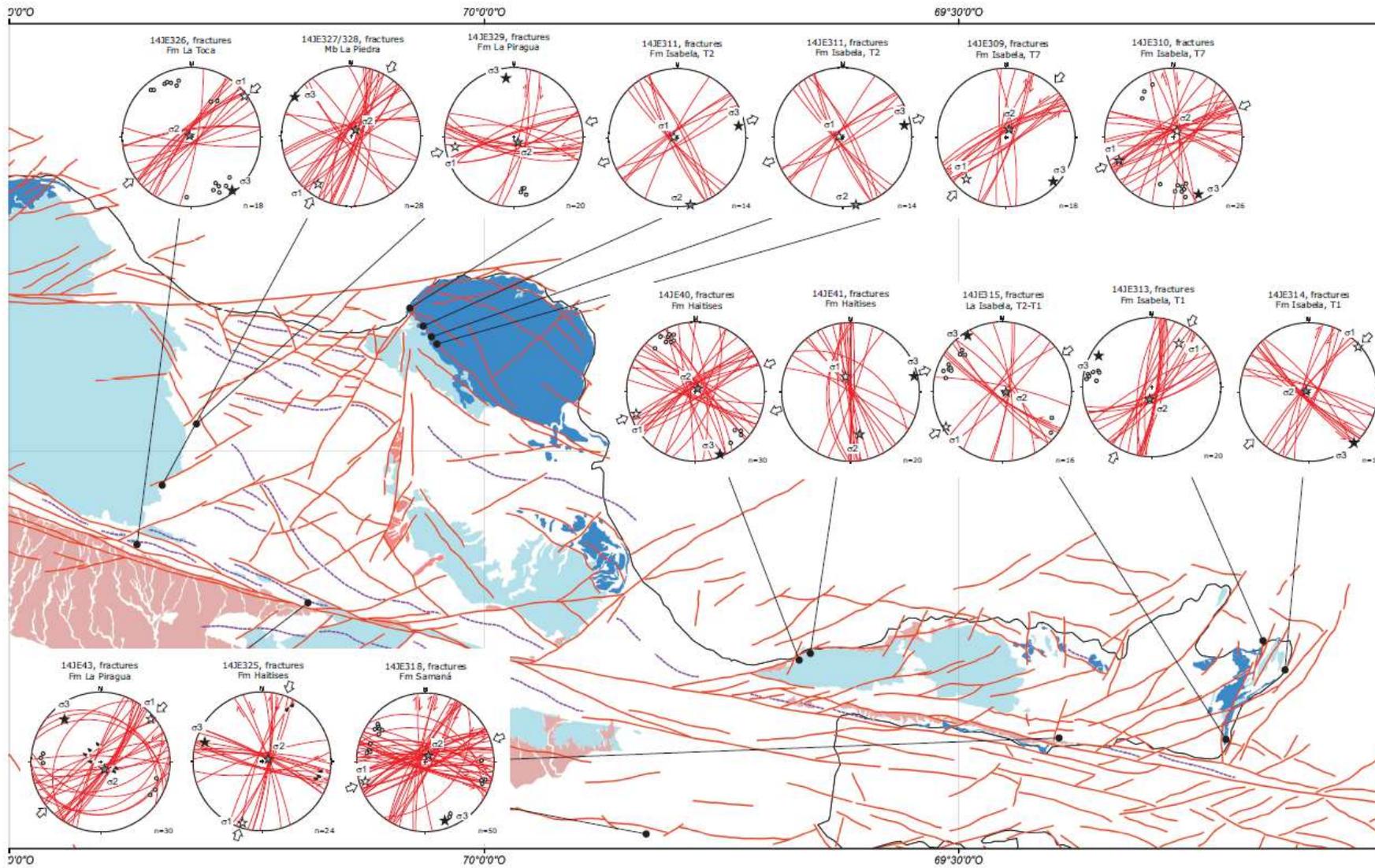


Fig. 4.10. (continuación).

Tabla 4.5. Tensores de esfuerzos obtenidos por el método de Bingham (1964) a partir de planos de fractura.

Datos		e_1			e_2			e_3			Régimen deformación y	
Estacion	Núm	Eigen	Dir	Inm	Eigen	Dir	Inm	Eigen	Dir	Inm	edad absoluta	deformación
14JE32	22	0,03	228	4	0,31	351	83	0,67	138	5	2	
14JE34	22	0,02	61	1	0,36	159	85	0,62	331	5	2	
14JE35	28	0,04	261	2	0,31	111	88	0,65	352	1	2	
14JE36	12	0,02	256	2	0,06	2	82	0,92	165	8	2	
14JE37	20	0,28	220	3	0	319	71	0	129	19	2	
14JE40	31	0,05	249	5	0,44	43	85	0,51	159	2	2	
14JE41	20	0,05	342	65	0,17	168	25	0,78	77	2	3	
14JE43	30	0,13	50	3	0,26	153	77	0,62	319	13	2	
14JE301	14	0,11	246	3	0,33	96	86	0,56	336	2	2	post-129 ka (U-Th)
14JE303	10	0,01	16	20	0,13	179	69	0,85	284	6	2	
14JE305	18	0,04	196	2	0,38	79	85	0,58	286	5	2	
14JE307	13	0,03	2	0	0,34	183	90	0,64	92	0	2	
14JE308	18	0,04	166	5	0,22	326	84	0,74	76	2	2	
14JE309	17	0,10	224	10	0,15	19	79	0,75	133	4	2	
14JE310	26	0,05	247	9	0,27	34	79	0,68	156	6	2	
14JE312	22	0,04	216	0	0,34	123	84	0,62	306	6	2	post-287 ka (U-Th)
14JE313	23	0,04	33	17	0,16	190	71	0,80	300	7	2	post-136 ka (U-Th)
14JE314	18	0,04	48	3	0,37	252	87	0,59	138	1	2	post-132 y 119 ka (U-Th)
14JE315	14	0,05	238	2	0,34	125	86	0,61	328	4	2	post-145 y 129 ka (U-Th)
14JE318	50	0,08	252	5	0,31	18	81	0,62	162	7	2	
14JE325	24	0,03	198	4	0,40	79	81	0,57	288	8	2	
14JE326	17	0,04	53	2	0,13	287	87	0,83	143	2	2	
14JE327	27	0,05	214	10	0,27	39	80	0,68	304	1	2	
14JE329	19	0,07	261	8	0,18	131	78	0,75	352	9	2	
14JE331	20	0,04	52	1	0,43	153	83	0,53	322	7	2	
14JE335	20	0,09	76	1	0,22	176	86	0,69	346	4	2	
14JE337	28	0,04	52	2	0,27	239	88	0,69	142	0	2	
14JE338	18	0,05	45	3	0,27	219	87	0,69	315	0	2	
14JE340	12	0,03	220	18	0,21	37	72	0,76	130	1	2	post-159 ka (U-Th)
15JE22	17	0,04	234	28	0,39	36	61	0,56	140	7	2	
15JE29	12	0,11	209	9	0,30	329	73	0,59	117	14	2	
15JE46	16	0,04	42	14	0,33	256	73	0,63	134	9	2	
15JE57	20	0,04	205	13	0,26	64	73	0,70	298	10	2	
15JE60	28	0,06	93	2	0,41	211	86	0,54	3	3	2	
15JE61	33	0,05	258	0	0,40	351	88	0,55	168	2	2	
15JE68	31	0,11	197	11	0,33	343	76	0,56	105	7	2	
15JE71	41	0,11	238	1	0,37	143	80	0,52	328	10	2	
17JE526	29	0,06	197	2	0,35	298	82	0,59	107	8	2	
14JE311	13	0,03	272	85	0,42	169	1	0,55	79	5	3	
14JE330	8	0,02	251	74	0,23	109	12	0,75	17	9	3	
15JE23	15	0,04	314	85	0,32	93	4	0,64	183	4	3	
15JE33	26	0,09	149	61	0,19	322	28	0,72	53	3	3	
15JE58	12	0,13	281	76	0,35	135	12	0,52	43	7	3	
15JE74	13	0,06	176	66	0,18	340	23	0,77	72	6	3	
17JE509	16	0,04	175	88	0,23	296	1	0,73	26	2	3	

Resultados software *TectonicsFP* para la distribución estadística de Bingham (1964). Núm, número de planos de fractura; Eigen, eigenvalor; Dir, dirección; Inm, inmersión e_1 , e_2 y e_3 son la concentración de polos de planos de fractura mínima, intermedia y máxima. La edad absoluta de deformación procede de dataciones de terrazas coralinas por el método U-Th. $e_3 = \sigma_3$.

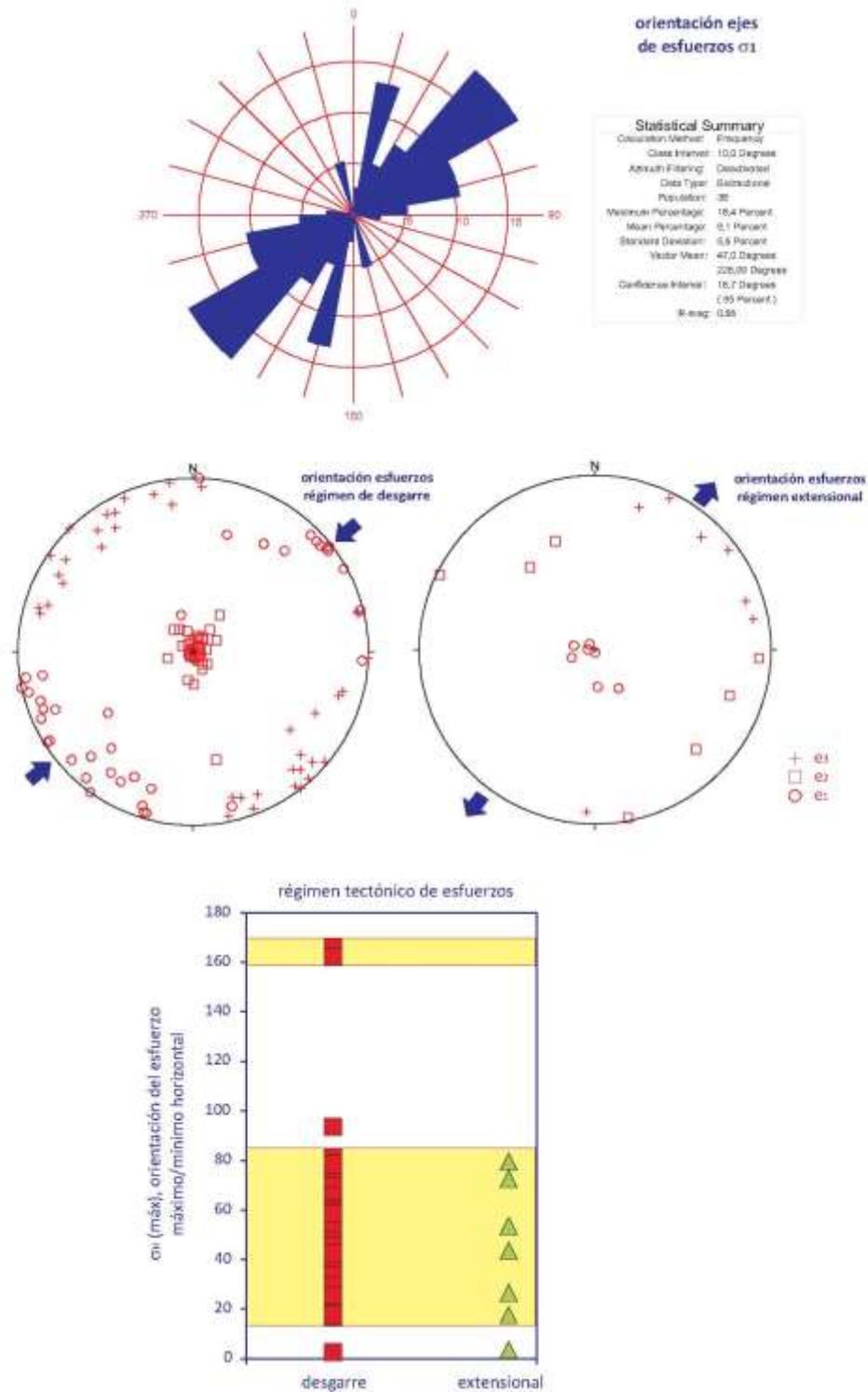


Fig. 4.11. Diagrama de orientaciones del eje de esfuerzo e_1 (σ_1) obtenido en el análisis de fracturas (arriba). Proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo principales de los tensores obtenidos en el análisis cinemático de fracturas (en medio). Clasificación de tensores en función del régimen tectónico (abajo).

4.6.4. Interpretación del análisis cinemático de fracturas

Adicionalmente al análisis dinámico de las estrías de falla, el análisis estadístico de las fracturas permite también establecer que la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná están sometidas a un campo de esfuerzos Cuaternario de orientación relativamente uniforme a escala regional. En general, la orientación predominante del tensor de esfuerzos de desgarre es NE-SO/ENE-OSO para el esfuerzo horizontal máximo (σ_1) y NO-SE/NNO-SSE para el esfuerzo horizontal mínimo (σ_3). La disposición subhorizontal de σ_1 y σ_3 indica que la zona estudiada ha estado sometida a un régimen de desgarre durante el Cuaternario. Sin embargo, en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao adyacente se ha obtenido además un tensor de esfuerzos extensional.

El tensor de desgarre aparece bien representado en las estaciones realizadas en las terrazas marinas y las calizas arrecifales de la Formación La Isabela del sector costero de Samaná, Nagua, Cabrera, Sabaneta de Yásica y Barrancón, de edad Pleistoceno medio y superior, por lo que se trata del régimen tectónico actual. Este tensor de desgarre aparece también en las estaciones realizadas en las rocas de edad Mioceno medio a Plioceno inferior (Formación Villa Trina) y Plioceno medio-superior (Formación Mao) de la Cordillera Septentrional. Como también se relaciona con estructuras formadas en depósitos de abanicos aluviales de edad Pleistoceno medio-superior, este tensor de esfuerzos también afecta a ciertos sectores de la Cuenca del Cibao.

El tensor de esfuerzos de desgarre es oblicuo a un alto ángulo respecto a la dirección ONO-ESE general de las principales estructuras en la Cordillera Septentrional. La oblicuidad es consecuencia de un particionamiento de la deformación, en la que coexiste un acortamiento ortogonal en la dirección NE-SO a ENE-OSO y un movimiento de desgarre senestro a lo largo de las fallas ONO-ESE. Las estaciones microtectónicas de medida de planos de fracturas están a menudo localizadas lejos de las principales zonas de falla activas, por lo que el acortamiento regional NE-SO a ENE-OSO también afecta al interior de los bloques tectónicos localizados entre ellas y que están relativamente menos deformados.

El acortamiento subhorizontal regional de dirección NE-SO a ENE-OSO explica la cinemática de las fallas activas a todas las escalas y de las fracturas de cizalla en el área estudiada. Así, los planos subverticales de orientación ONO-ESE a O-E y ENE-OSO a NE-SO operan como fallas de desgarre senestras (tipos P y R), y los planos subverticales de orientación NNO-SSE a N-S como fallas de desgarre dexas (tipo R'). Simultáneamente, los planos de alto ángulo de buzamiento de dirección NNE-SSO a NE-SO se activan como fallas normales o abren como venas de calcita subverticales (tipo T), y los planos de bajo a medio ángulo de buzamiento de orientación ONO-ESE a NO-SE operan como cabalgamientos y fallas inversas oblicuas.

En el área de Esperanza, Villa Vásquez y Monte Cristi, así como en sectores del Macizo de Cabrera y entre Imbert a La Isabela, se ha obtenido un tensor de esfuerzos indicativo de un régimen tectónico extensional. Dicho tensor presenta una orientación subvertical para el esfuerzo máximo (σ_1) y NNE-SSO a ENE-OSO subhorizontal para el esfuerzo mínimo (σ_3), similar al obtenido a partir de los datos de fallas. Sin embargo, a diferencia de con los datos de estrías de falla, no se han observado criterios de superposición de familias de fracturas que permitan establecer relaciones temporales entre los tensores de desgarre y extensionales.

5. GEODESIA MEDIANTE GPS

Los estudios geodésicos mediante *Global Positioning System* (GPS) han permitido corroborar la existencia de una deformación elástica activa en la isla de La Española (Mann et al., 2002; Calais et al., 2010, 2016; Benford et al., 2012; Symithe et al., 2015). Esta deformación consecuencia del movimiento de la Placa de Caribe en dirección ENE respecto a la Norteamérica a una velocidad de 18-20 mm/año (De Meets et al., 1990; 1994, 2002; Drewes y Angermann, 2001; Kreemer et al., 2003; Mann et al., 2002; Sella et al., 2002). Las principales conclusiones de estos estudios son:

1. La deformación elástica interseísmica que tiene lugar en la zona límite entre las placas de Caribe y Norteamérica afecta a una región de unos 250 km de anchura de la isla de La Española.
2. La diferente cinemática en el sector N de la placa de Caribe y el sector S de la placa de Norteamérica permite diferenciar 4 microplacas, siendo una de ellas la microplaca Septentrional (Fig. 5.1; Rosencrantz y Mann, 1991; Mann et al. 1995; Jansma et al. 2000; Jansma y Mattioli, 2005; DeMets y Wiggins-Grandison, 2007; Manaker et al. 2008; Benford et al. 2012).
3. El movimiento relativo entre las placas de Caribe y Norteamérica está dominado por una convergencia oblicua (DeMets et al. 2000, 2007; Mann et al., 2002; López et al. 2006; DeMets et al. 2010).
4. La isla de La Española está siendo deformada de forma compleja, distinguiéndose las zonas de desgarre activas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden, así como otras zonas de falla sísmicamente activas en las áreas *offshore* alrededor de la isla.
5. La tasa de deslizamiento lateral senestro predicha para la Zona de Falla Septentrional por Mann et al. (2002) es de $9,8 \pm 2$ mm/a. Esta estimación se sitúa a la mitad del intervalo de velocidades de entre 6 y 12 mm/a estimado geológicamente por Prentice et al. (2003) y resultanda un poco más baja pero consistente con las tasas de 12 ± 2 mm/a calculada mediante GPS por Calais et al. (2010) y de 13 mm/a por Benford et al. (2012).
6. La tasa de deslizamiento lateral senestro predicha para la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden es de $6,8 \pm 1.0$ mm/a (Mann et al., 2002; Symithe et al., 2015; Calais et al., 2016).
7. Las zonas de falla principales limitan microplacas en cuyo interior tiene lugar acortamiento, que queda evidenciado por la magnitud y dirección de movimiento de los vectores de velocidad en ellas.

La Fig. 5.1 muestra los vectores de movimiento superficial horizontal para la isla de La Española respecto a la placa de Norteamérica obtenidos tanto mediante geodesia GPS como por modelización por Mann et al. (2002), Calais et al. (2010, 2016), Benford et al. (2012) y Symithe et al. (2015). Como puede observarse, los vectores de velocidad muestran un patrón que indica la existencia de particionamiento de la deformación (Mann et al., 2004). Las direcciones de deslizamiento obtenidas a lo largo de la microplaca Septentrional presentan un alto ángulo respecto al límite de la placa, reflejando el cabalgamiento sobre la placa de Norteamérica a lo largo de la Zona de Falla de La Española Norte. Hacia el sur, sin embargo, los vectores en la microplaca de la Española - Puerto Rico se paralelizan respecto a la traza de la Zona de Falla Septentrional. Esto indica que la microplaca

Septentrional (*forearc sliver*) acomoda permanentemente una parte del componente paralelo a la fosa de la convergencia oblicua entre placas en el sistema de desgarre senestro de la Zona de Falla Septentrional.

Este proceso de particionamiento de la deformación es consistente con la tipología de mecanismos focales (ver después), que sugieren movimientos de cabalgamiento orientados en una dirección perpendicular a la fosa a lo largo del margen norte de La Española y de desgarre oblicuo (inverso) asociado a las grandes fallas subverticales desarrolladas en la placa Caribeña superior (ZFS y ZFEPG). La Fig. 5.2 muestra en detalle los vectores de movimiento GPS relativos a la placa de Norteamérica en el sector septentrional de la República Dominicana. Como se observa en la figura, entre la microplaca Septentrional y la de La Española existe una oblicuidad en los vectores de movimiento y una diferente magnitud, siendo compatible con el particionamiento de la deformación.

Manaker et al. (2008) señala el diferente patrón de las velocidades GPS obtenido en la isla de La Española. Estos autores describen una rotación de los vectores de velocidades en sentido anti-horario respecto al vector de movimiento de la placa de Caribe, así como la existencia de un gradiente decreciente en sus magnitudes a lo largo de la dirección N-S. Desde un movimiento similar al de la placa del Caribe en la punta S de la isla de ~ 20 mm/a (relativo a Norteamérica), la velocidad decrece a $\sim 2-3$ mm/a en la costa N. Para Calais et al. (2002), este patrón probablemente resulta de la acumulación de deformación elástica en las fallas del borde de la placa.

La Fig. 5.3 muestra los vectores de movimiento para la isla de La Española relativos a la placa de Caribe obtenidos mediante geodesia GPS por Mann et al. (2002), Calais et al. (2010, 2016), Benford et al. (2012) y Symithe et al. (2015). Como se observa en la figura, siguiendo un gradiente N-S los vectores de movimiento rotan en sentido anti-horario a lo largo de La Española, desde una orientación oblicua al borde de placas a otra más ortogonal, así como disminuye progresivamente su magnitud. Esta distribución de la deformación horizontal interseísmica (corto intervalo de tiempo) sugiere una deformación puramente elástica de la isla de La española, sin un claro particionamiento del movimiento en las zonas de falla de desgarre.

Por otro lado, las diferencias en la magnitud y orientación de los vectores de velocidad GPS también indican un cambio en las características del límite entre las placas de Caribe y Norteamérica a lo largo de la ZFEN. Para Mann et al. (2002), la transición desde un límite de placas completamente particionado en La Española a no particionado en Puerto Rico, para un similar movimiento oblicuo de la placa, coincide con la subducción de la plataforma carbonatada de Bahamas bajo la microplaca Septentrional. La zona de colisión oblicua se correlaciona geográficamente con la localización de los terremotos de mayor magnitud registrados instrumentalmente en el NE del Caribe (Dolan y Wald, 1998; Russo y Villaseñor, 1995). También marca la terminación oriental de las grandes zonas de falla de desgarre, bien desarrolladas en La Española, y más al O, hacia Jamaica y el S de Cuba.

Mann et al. (2002) propusieron también un aumento del acoplamiento entre placas a medida que la plataforma de las Bahamas entra en la zona de subducción. Como consecuencia, la microplaca Septentrional y una parte de la de La Española quedan fijas tectónicamente, mientras que la microplaca de Puerto Rico se mueve hacia el E a una velocidad similar a la de la placa del Caribe. Esta interpretación requiere la existencia de extensión cortical en el área entre La Española y Puerto Rico, la cual es consistente con los datos de GPS (Jansma et al. 2000) y la observación en la zona *offshore* de fallas normales activas en el Paso Mona (Grindlay et al. 1997; van Gestel et al. 1998).

Benford et al. (2012) defienden la existencia de la microplaca de La Española, independiente de la microplaca de Gónaves, definida al E por el graven de La Mona y al O por un límite difuso dentro de la parte emergida de

la Española o fuera de ella en la región *offshore*. Estos autores predicen un movimiento de desgarre senestro de $6,8 \pm 1,0$ mm/a para la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden, de $9,8 \pm 2,0$ mm/a para la Zona de Falla Septentrional, y de $\sim 14-15$ mm/a para la Zona de Falla de Oriente al S de Cuba.

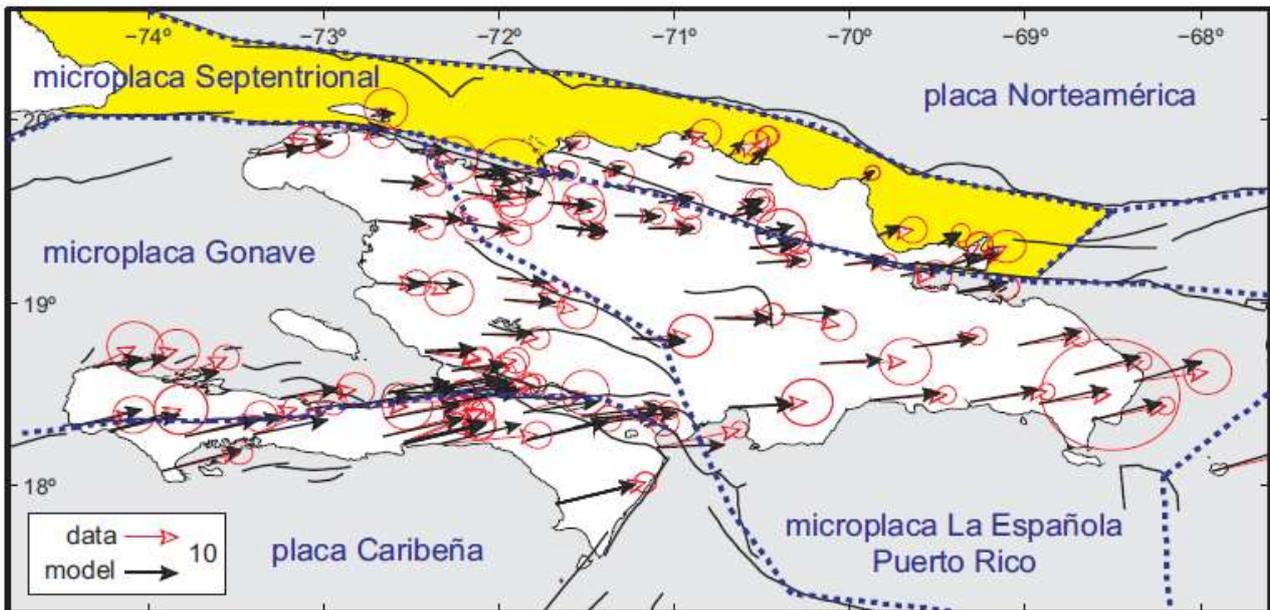


Fig. 5.1. Vectores de movimiento obtenidos mediante geodesia GPS y modelización por Mann et al. (2002), Calais et al. (2010, 2016), Benford et al. (2012) y Symithe et al. (2015), para la isla de La Española relativos a la placa de Norteamérica. Las líneas azules discontinuas marcan los límites tectónicos entre microplacas. Las elipses de error son de 95% de confianza.

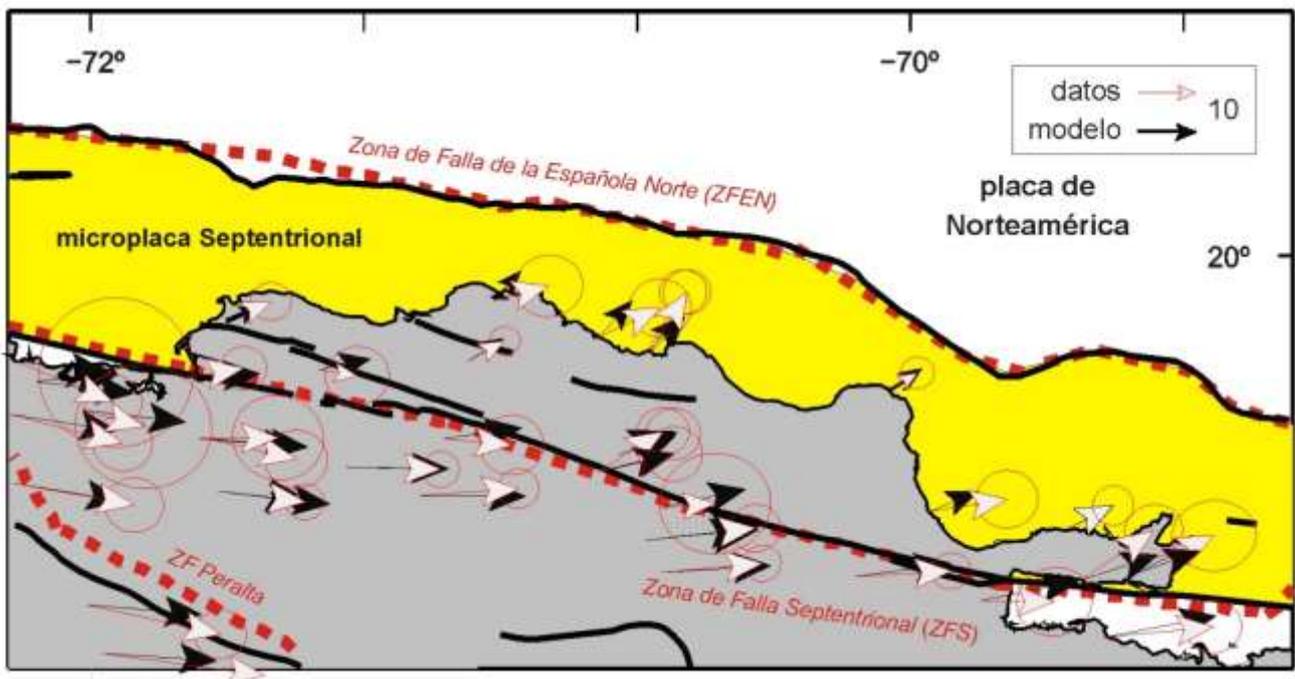


Fig. 5.2. Detalle de los vectores de movimiento GPS relativos a la placa de Norteamérica en el sector central de la microplaca Septentrional *sensu* Mann et al. (2002), Calais et al. (2010, 2016) y Symithe et al. (2015).

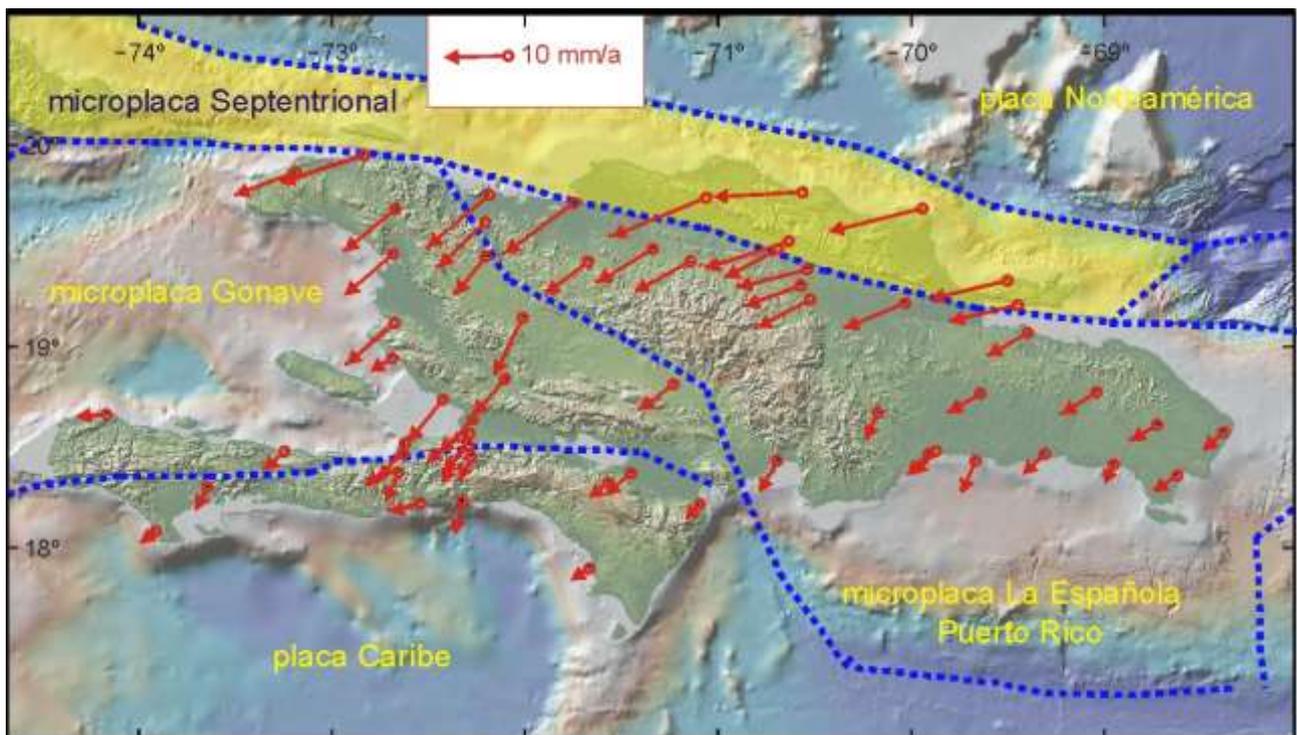


Fig. 5.3. Vectores de movimiento obtenidos mediante geodesia GPS por Mann et al. (2002), Calais et al. (2010, 2016), Benford et al. (2012) y Symithe et al. (2015), relativos a la placa de Caribe para la isla de La Española. Las líneas azules discontinuas marcan los límites tectónicos entre microplacas.

6. SISMICIDAD Y SOLUCIONES DE MECANISMOS FOCALES

6.1. Catálogo de sismicidad

6.1.1. Contexto sísmico

La isla de La Española se localiza en la zona de límite entre las placas de Caribe y Norteamérica. Aunque la isla de La Española presenta una sismicidad relativamente difusa, la región ha sido históricamente afectada por varios eventos destructivos, entre los que destacan (compilados por Bertil et al., 2010):

- Los seísmos para los que han sido estimadas intensidades epicentrales de VIII a VIII-IX siguientes: 20 de abril de 1564, de La Vega; 9 de noviembre de 1701, de Haití; 21 de noviembre de 1751, de Haití; 3 de junio de 1770, del Oeste de Haití; 29 de julio de 1784, de Haití; 8 abril de 1860, del Golfo de Gônaives en Haití; 29 de diciembre de 1897, del Norte de la República Dominicana; y 24 abril de 1916 del Este de la República Dominicana.
- El seísmo de 18 de octubre de 1751, de intensidad epicentral de IX a IX-X, y que se produjo en el mar a lo largo del SE de La Española. Pudo sentirse en Martinica a unos 1000 km de distancia.
- El seísmo del 7 de mayo 1842, de intensidad epicentral de IX a IX-X, localizado en la Isla Tortuga en Haití.
- El seísmo del 23 de septiembre de 1887, de intensidad epicentral X, situado en el Paso de los Vientos en Haití.
- El seísmo del 29 de julio de 1943, de $M_s = 7,5$ a $7,8$, y situado al N de Puerto Rico
- El seísmo de 4 de agosto de 1946, de $M_s = 7,8$ a $8,1$, localizado al NE de La Española, y acompañado de numerosas réplicas (Dolan y Wald, 1998).
- El seísmo de 22 septiembre 2003, de $M_w = 6,4$ y producido en la costa norte de la Isla La Española, causando importantes destrozos en la ciudad de Puerto Plata y en Santiago (Dolan y Bowman, 2004).
- El seísmo de 12 enero de 2010, de magnitud $M_w = 7,0$, que devastó Puerto Príncipe en Haití y se sintió en toda la isla de La Española (Intensidad V en Santiago).

6.1.2. Datos disponibles de la sismicidad

El conocimiento de la sismicidad en la región de estudio resulta clave en el establecimiento de la amenaza sísmica, ya que es necesario conocer la ocurrencia de terremotos en el pasado para establecer un patrón de sismicidad y extrapolarlo al futuro. Para ello se hace necesaria la recopilación de información de terremotos ocurridos en época preinstrumental o histórica y de eventos registrados instrumentalmente.

Para la isla de La Española, los terremotos históricos o preinstrumentales han sido determinados a partir de información macrosísmica, especialmente derivada del estudio de la distribución de daños e intensidades. Su localización se determina generalmente en el centro del área de mayor daño, o isosista de mayor intensidad,

por lo que su ubicación es bastante imprecisa y subjetiva. Los registros instrumentales incluyen información bastante completa de los terremotos ocurridos desde mediados del siglo XX. Sin embargo, existe falta de homogeneidad en el establecimiento de su magnitud y localización epicentral, debido a la evolución de las redes sísmicas y a la intervención de diferentes agencias en el cálculo de los parámetros focales.

La integración de la información de todos los terremotos que potencialmente pueden afectar a la zona a estudio se realiza construyendo un catálogo sísmico. La construcción de un catálogo de sismicidad precisa en primer lugar definir los límites de la zona de estudio. La Cordillera Septentrional y la Península de Samaná están situadas aproximadamente entre las coordenadas 19,00°N y 20,00°N de latitud y 69,00°O y 72,00°O de longitud. Sin embargo, existen zonas de falla activas que se localizan fuera de los límites del área a estudio en el presente Proyecto, como es el caso de la ZFEN. Por tanto, en el presente trabajo se ha estudiado la sismicidad en una zona localizada entre las latitudes 17,00°N y 21,00°N y las longitudes 68,00°O y 72,60°O, que cubre totalmente la República Dominicana y se extiende más hacia el O llegando a incluir la parte más oriental de Haití.

6.1.3. Sismicidad histórica

La compilación de un catálogo de sismicidad requiere revisar los datos de sismicidad histórica. El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) ha realizado un catálogo de sismicidad uniformizado para la región de América Central y el Caribe, acompañado por un mapa de amenaza sísmica de la región (Tanner y Shepherd, 1997). Denominado también catálogo MIDAS (*MIDdle America Seismograph consortium*), se encuentra disponible on-line (<http://midas.upr.clu.edu/mds-ipgh.html>).

El catálogo MIDAS incluye los seísmos históricos de la región desde 1564. Para cada seísmo, se realiza una estimación en escala de la magnitud de volumen m_b o de superficie M_s , con una conversión sistemática en magnitud M_w . El catálogo se completa con la sismicidad instrumental del IUGS/NEIC hasta 1994.

Por otro lado, la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA; *National Oceanic and Atmospheric Administration*) en Estados Unidos, dispone de una base de datos de los seísmos más destructivos del mundo desde 2150 antes de Cristo hasta hoy en día. El catálogo NOAA se encuentra disponible on-line (<http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=1&d=1>).

Para la Isla de La Española, el catálogo NOAA incluye 22 eventos históricos entre 1502 y 1900, de los que 10 son en la República Dominicana y 12 en Haití. La mayoría de estos eventos no tienen información sobre la magnitud o intensidad, incluyendo sólo una calificación del nivel de daños o víctimas graduado de 1 a 4. Sin embargo, una gran parte de estos eventos no aparecen en el catálogo MIDAS, probablemente por no existir datos suficientes de su intensidad.

6.1.4. Sismicidad instrumental

La construcción de un catálogo de sismicidad requiere incluir los datos de sismicidad instrumental. Para ello se consultaron varios catálogos que son descritos a continuación.

El catálogo ISC (1964-2002), completado con el catálogo ISS (1904-1963), es la fuente principal usada para la sismicidad instrumental.

El catálogo on-line del *National Earthquake Information Center* (NEIC)/*United States Geological Survey* (USGS) ha sido utilizado para la inclusión de los datos más recientes (2003-2010). La mayor parte de los datos de magnitud inferiores a 4,5 en la República Dominicana provienen de la red sísmica de Puerto Rico. El catálogo NOAA se encuentra disponible on-line (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map>).

El catálogo Engdahl y Villaseñor (2002) constituye un catálogo global de localización y magnitud para la sismicidad instrumental entre 1900 y 2002. La magnitud mínima del catálogo es de 5,5 para el periodo posterior a 1964 y de 6,5 para el periodo anterior. Las relocalizaciones se efectúan con el método EHB (Engdahl et al., 1998). La determinación de localización y profundidad de eventos se supone son más precisas que las del ISC. El catálogo sólo incluye unos 15 eventos en la zona de estudio.

El catálogo de sismicidad regional de la red de Puerto Rico no ha podido utilizarse en este estudio. Por un lado, sólo detecta la sismicidad de la parte oriental de la República Dominicana. Además, la escala de magnitud utilizada (magnitud de duración M_b) no es muy fiable en el rango M_d entre 3,0 y 5,0. Para el cálculo probabilístico de la amenaza de Puerto Rico, Mueller et al. (2010) no utilizaron estos datos debido a problemas de uso de esta escala de magnitud con la magnitud M_w .

La República Dominicana dispone de una red sísmica local. Sin embargo, no fue posible obtener el catálogo de sismicidad de la red en formato numérico.

Recientemente, el Observatorio Sismológico del Instituto Politécnico Loyola almacena mediante una conexión *NetQuakes* los sismos registrados desde 2013 en 9 estaciones localizadas en el SO y en el N del país (San Cristóbal, Neyba, Barahona, Oviedo, Bahía de las Águilas, Duvergé, Nagua, Punta Rusia y Dajabón), que va progresivamente ampliándose. Posiblemente, constituye el catálogo de sismos de la República Dominicana con una mayor precisión en su localización y la profundidad. La magnitud de los sismos es almacenada en la escala Richter o local (M_L). El catálogo ISPL se encuentra disponible on-line (<http://ospl.ipl.edu.do/>).

6.1.5. Uniformización del catálogo de sismicidad

El catálogo final se ha constituido añadiendo los datos del catálogo histórico MIDAS hasta 1903, del catálogo instrumental ISC entre 1964 y 2002, el catálogo instrumental NEIC entre 2003 y 2013, y el catálogo instrumental ISPL entre 2013 y 2018. Las localizaciones ISC fueron reemplazados por aquellas de Engdahl y Villaseñor (2002) cuando estaban disponibles. El catálogo histórico se completa con una decena de eventos contenidos en la base de datos NOAA, de los que la información para estimar una intensidad epicentral máxima es a menudo insuficiente.

6.1.6. Uniformización de magnitudes del catálogo de sismicidad

La instauración del catálogo de sismicidad necesita de una magnitud de referencia única. La escala de magnitud M_w (*moment magnitude*) es la mejor referencia posible ya que no se satura para magnitudes altas (y los seísmos de magnitud $>8,0$ son posibles en la región). Por otro lado, las relaciones de atenuación más recientes que han sido usados para el cálculo de la amenaza sísmica fueron calculadas en esta escala de magnitud (Bertil et al., 2010).

El catálogo CMT Harvard (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) calcula las magnitudes de momento M_w de los seísmos más fuertes en el mundo desde 1976. Desde esa fecha, 45 seísmos de magnitud M_w entre 4,8 y 7,0 aparecen en la base de datos para la República Dominicana y Haití. Estos datos, aunque poco numerosos, nos permiten verificar la validez de las fórmulas de conversión existentes (conversiones m_b/M_w y M_S/M_w) para la región.

Para la conversión en M_w del catálogo MIDAS, para el catálogo unificado se han utilizado las dos fórmulas siguientes:

$$M_w = 1,7284 m_b - 3,8888, \text{ para } m_b \geq 4,5 \text{ y } M_w = m_b, \text{ para } m_b < 4,5; \text{ y}$$

$$M_w = 0,6653 M_S + 2,2444$$

En base a decenas de miles de seísmos del mundo entero contenidos en los boletines internacionales USGS/NEIC y ISC, Scordilis (2006) propuso unas relaciones empíricas de conversión a M_w . Estas relaciones de conversión son las siguientes:

$$M_w = 0,85 m_b + 1,03; \text{ y}$$

$$M_w = 0,67 M_S + 2,07$$

Siguiendo a Bertil et al. (2010), en la conversión de las magnitudes M_S y m_b en M_w en este trabajo se utilizaron las relaciones de Scordilis (2006). Para los eventos contenidos en el catálogo CMT Harvard, se mantiene la magnitud M_w sin conversión.

Por otro lado, Bertil et al. (2010) detectan una pobre correlación entre los datos de magnitud m_b del ISC y M_d de la red de Puerto Rico, que indica que la magnitud M_d es sistemáticamente inferior a m_b . Aunque los datos de sismicidad instrumental reciente de la red de Puerto Rico son muy numerosos, presentan por ello problemas de aplicación de magnitud. También, los datos sísmicos de la red de Puerto Rico presentan problemas de detección y no cubren de forma homogénea la zona de estudio. Por tanto, estos datos no fueron utilizados en el presente estudio.

Kadirioğlu y Kartal (2016) proponen unas formulas empíricas para la conversión de magnitudes de sismos m_b , M_L , M_d , and M_S a M_w , que resultan útiles para la conversión d alguos datos de sismos, particularmente los del catálogo del ISPL. Estas ecuaciones y su error estándar asociado son:

$$M_w = 1,0319 (\pm 0,025) m_b + 0,0223 (\pm 0,130), 3,9 \leq m_b \leq 6,8;$$

$$M_w = 0,7947 (\pm 0,033) M_d + 1,3420 (\pm 0,163), 3,5 \leq M_d \leq 7,4; \text{ y}$$

$$M_w = 0,8095 (\pm 0,031) M_L + 1,3003 (\pm 0,154), 3,3 \leq M_L \leq 6,6$$

6.1.7. Catálogo final de sismicidad

La Fig. 6.1 incluye el mapa de sismicidad para la Isla de La Española obtenido a partir del catálogo unificado en magnitud M_w . La Fig. 6.2 muestra el mapa de la sismicidad en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná. El catálogo unificado final obtenido cubre la sismicidad del periodo de tiempo entre 1502 y el 31/12/2018. El catálogo integra la sismicidad histórica e instrumental de toda la isla, incluyendo el territorio de la República Dominicana y Haití, en una zona situada entre las latitudes $17,00^\circ\text{N}$ y $21,00^\circ\text{N}$ y las longitudes $68,00^\circ\text{O}$ y $72,60^\circ\text{O}$. El catálogo contiene 5444 eventos sísmicos, donde 4958 están asociados a una magnitud M_w convertida. La magnitud mínima observada es $M_w = 1,5$ y la magnitud máxima es $M_w = 8,0$. Muchos de los datos históricos, esencialmente réplicas de los mayores eventos, no presentan estimaciones de magnitud.

En la Fig. 6.3 se ha representado la distribución por años de sismos de intensidad $M_w > 3,5$ para La Isla de La Española. Como puede observarse, el catálogo unificado sólo incluye eventos históricos de magnitud $M_w > 6$, que se distribuyen con una periodicidad aproximada de unos 50 años. Por lo tanto, el catálogo debe ser corregido por falta de completitud, para una correcta estimación de la tasa de sismicidad.

Dicha figura incluye también una representación de la distribución de sismos de intensidad $M_w > 1,5$ en el intervalo 1950 y 2020 para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná. En dicha distribución, los eventos de $M_w > 6$ son muy raros y están espaciados aproximadamente unos 30 años, a la vez de que sólo existe un registro de los eventos de $M_w < 4$ ocurridos en los últimos 20 años.

En la Fig. 6.3 se ha representado también la distribución acumulada de sismos de intensidad $M_w > 1,5$ en el intervalo 1950 y 2020 para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná. La distribución acumulada muestra que el catálogo compilado es exhaustivo en el sentido de Bertin et al. (2010), pero presenta varios cambios de pendiente probablemente condicionadas por el registro desigual de los catálogos compilados.

La Fig. 6.4 incluye los datos del catálogo unificado de sismos para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná. En cada sección se han representado los sismos almacenados en intervalos geográficos de 1° de longitud en función de la profundidad. Como puede observarse, el catálogo incluye un mayor número de sismos y de un mayor rango de profundidades de O a E. Existe un predominio de sismos superficiales, de profundidad < 30 km, en toda la zona, distinguiéndose varias agrupaciones (*clusters*) elongados subverticalmente. A diferencia de los estudios previos de Mann et al. (1995) y Dolan y Ward (1998), existe un registro de sismos profundos y recientes en el tiempo que definen una banda inclinada hacia el S en el sector O de la Cordillera Septentrional.

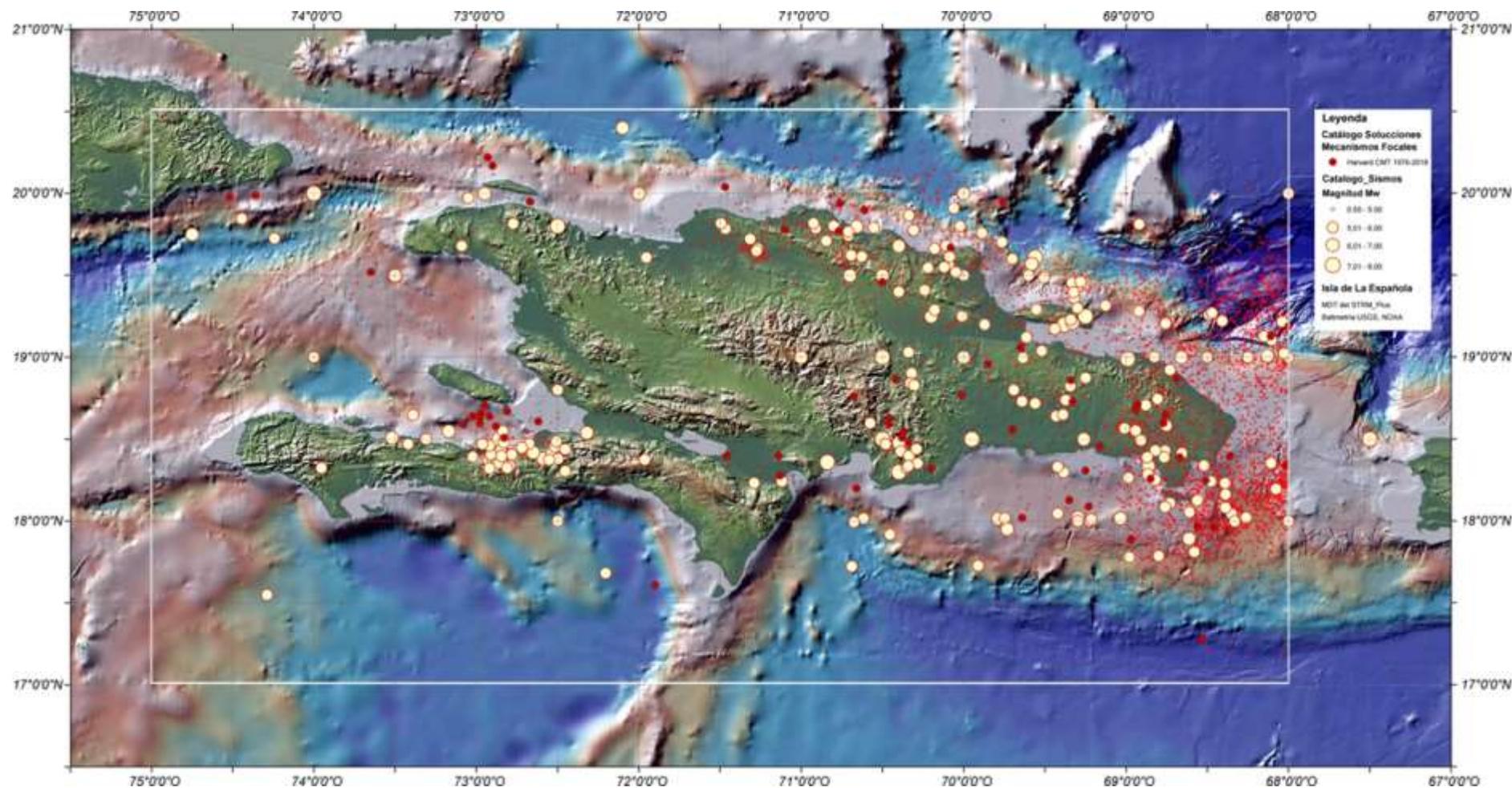


Fig. 6.1. Mapa de sismicidad obtenido a partir del catálogo unificado en magnitud M_w para el periodo 1564-2018 (fuentes ISC, NEIC, NOAA, ISPL), incluyendo también las soluciones mecanismos focales del catálogo global Harvard CMT para el periodo 1976-2018. El rectángulo amarillo señala los límites geográficos del catálogo, que incluye 5444 sismos y 67 mecanismos focales. El MDT procede del STRM_Plus y la batimetría del USGS-NOAA.

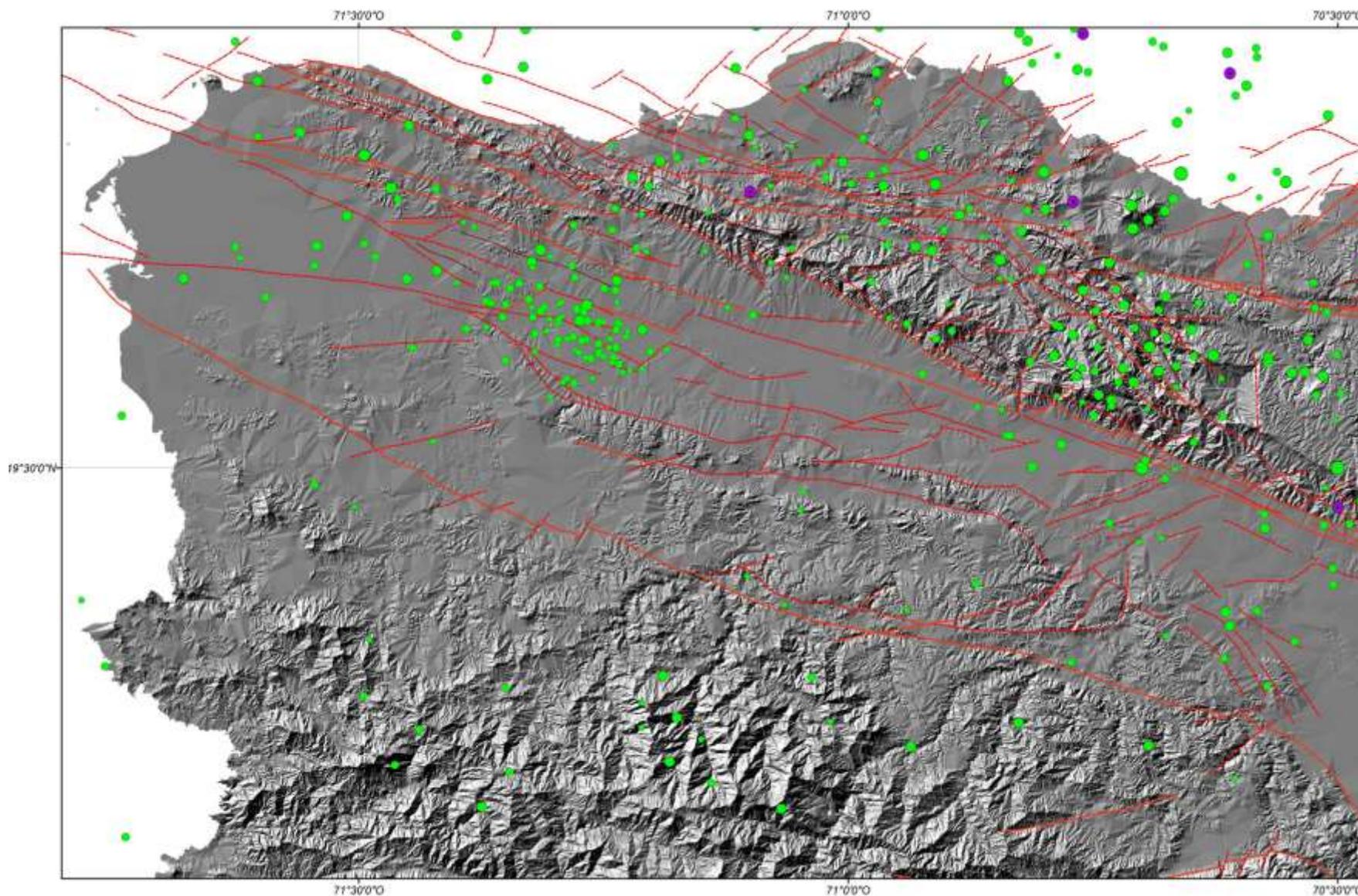


Fig. 6.2. Mapa de la sismicidad en la Cordillera Septentrional occidental obtenido a partir del catálogo unificado en magnitud M_w del periodo 1564-2018 (fuentes ISC, NEIC, NOAA, ISPL), incluyendo también la localización de los mecanismos focales del catálogo global Harvard CMT para el periodo 1976-2018.

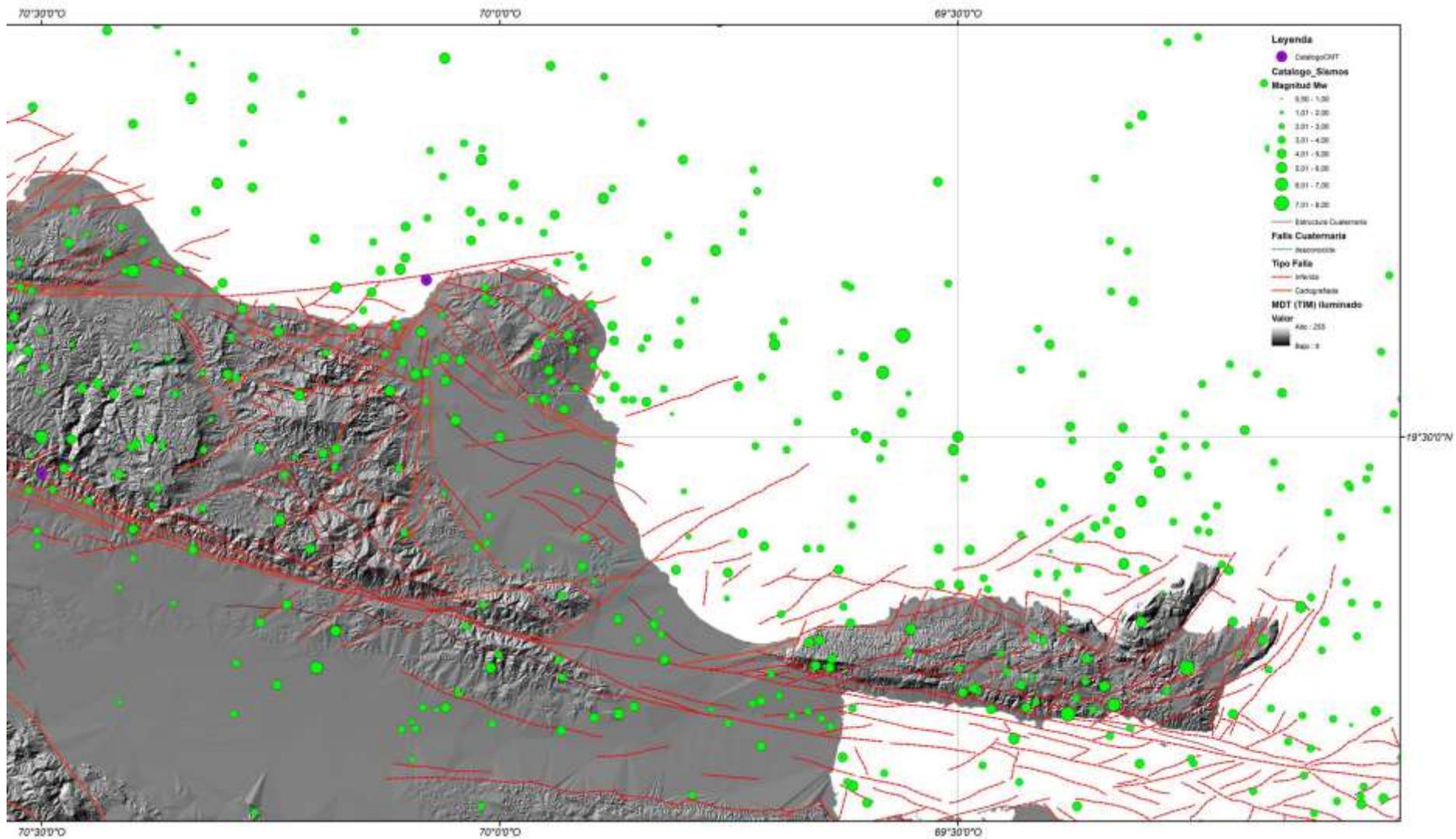


Fig. 6.2. (continuación)

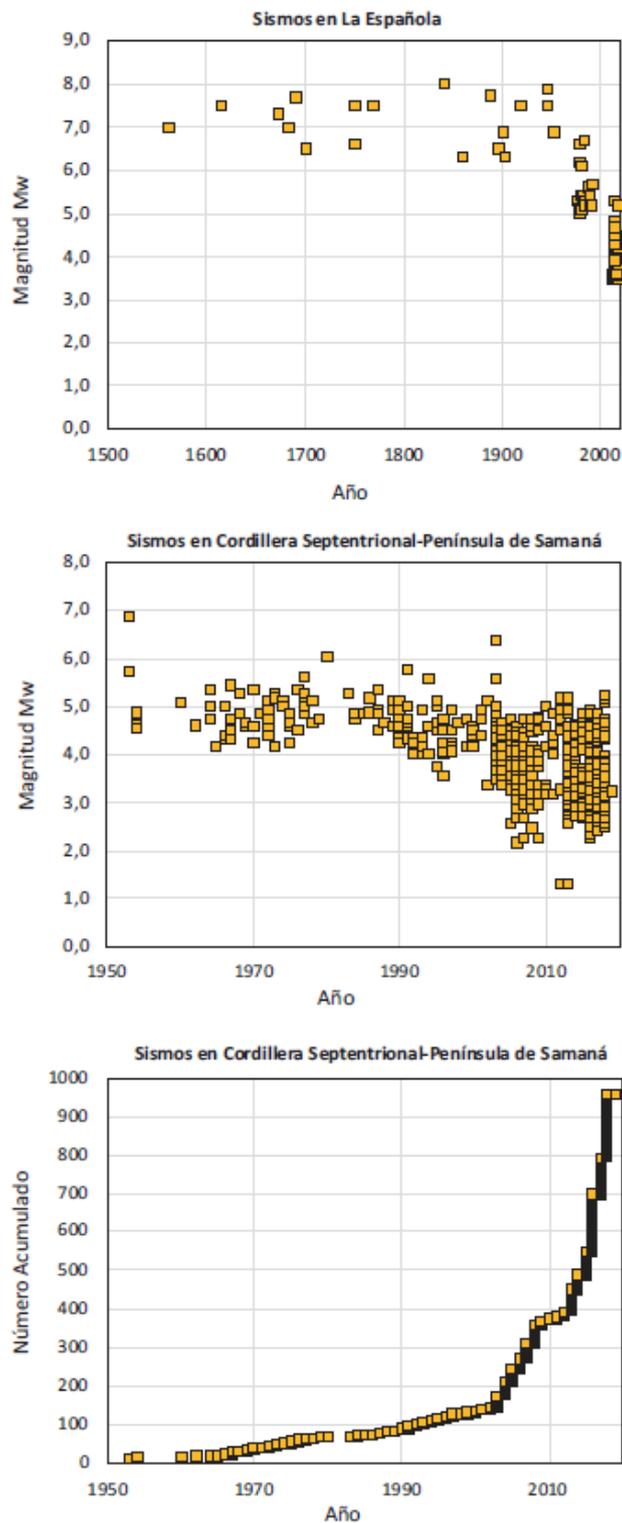


Fig. 6.3. Datos del catálogo unificado de sismos obtenido Arriba se ha representado la distribución por años de sismos de intensidad $M_w > 3,5$ para La Isla de La Española. En medio se ha representado la distribución de sismos de intensidad $M_w > 1,5$ en el intervalo 1950 y 2020 para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná. Abajo se se ha representado la distribución acumulada de sismos de intensidad $M_w > 1,5$ en el intervalo 1950 y 2020 para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná.

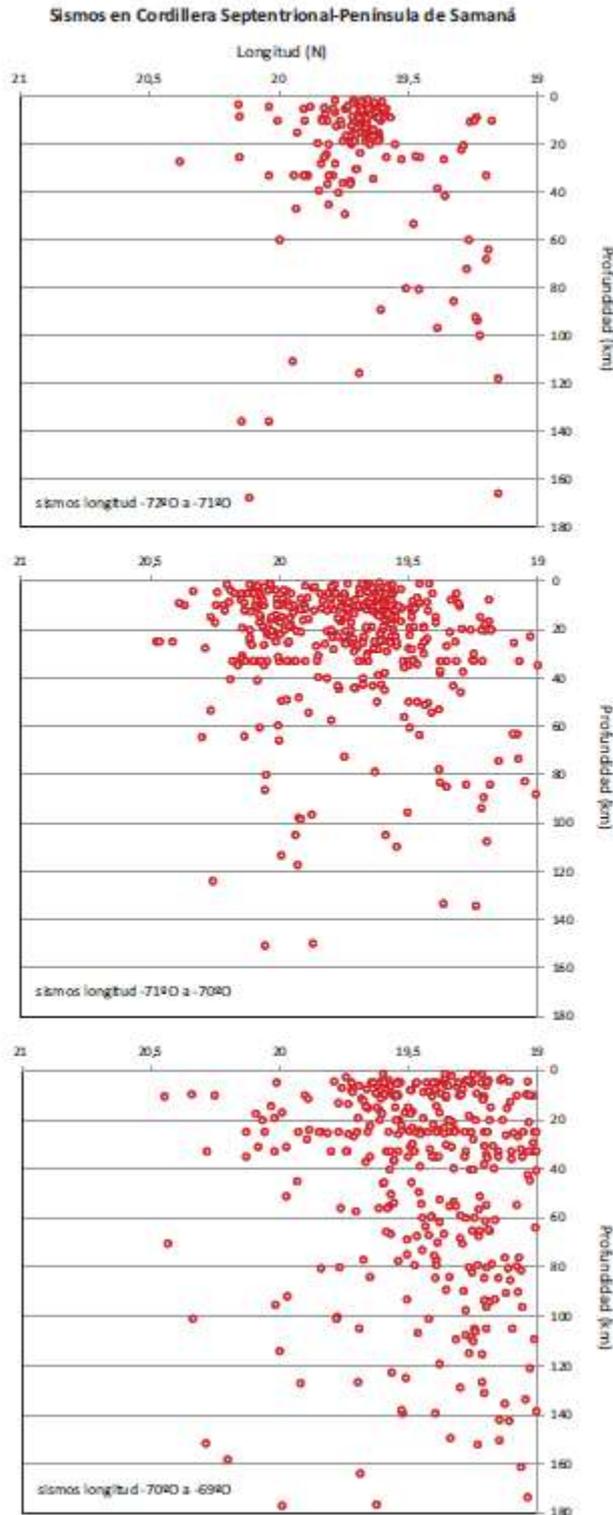


Fig. 6.4. Datos del catálogo unificado de sismos obtenido para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná a lo largo de tres secciones corticales. En cada sección se han representado los sismos almacenados en intervalos geográficos de 1° de longitud en función de la profundidad.

6.1.8. Interpretación de la sismicidad

La distribución de la sismicidad en la isla de La Española está claramente relacionada con la ubicación de las zonas de deformación neotectónica, que generalmente se corresponden con las áreas de relieve positivo, como son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central y la Sierra de Bahoruco.

En el sector central del borde septentrional de la placa del Caribe, Dolan et al. (1988) definen tres zonas principales de sismicidad instrumental, en función de la localización de los terremotos. Estas zonas son:

- Una lámina de dirección O-E y buzamiento al S, situada entre Puerto Rico y las Islas Vírgenes y que se continua más al E en las Antillas Menores, en la que actualmente la litosfera oceánica Atlántica subduce bajo los bordes NE y E de la placa del Caribe.
- Una zona de dirección ONO-ESE a NO-SE y con buzamiento casi vertical, situada bajo el Pasaje de la Mona y la zona oriental de la Isla de La Española, en la que la distribución de terremotos es difusa y se extiende desde 75 a 210 km de profundidad.
- Una zona de suave buzamiento al N, situada bajo La Española y Puerto Rico, asociada con la subducción dirigida al N de la placa Caribeña a nivel de la Fosa de Los Muertos.

Dolan et al. (1988) muestran que la sismicidad en la zona central y occidental de La Española está relativamente poco definida. En este sector, la sismicidad es somera (esencialmente < 30 km de profundidad) y probablemente ocurre a lo largo de la ZFS y estructuras contractivas tanto *onshore* como *offshore*. Sin embargo, existe una cierta sismicidad de mayor profundidad, generalmente intermedia (> 40 km), localizada bajo el extremo oriental de la Cordillera Central.

En base a la distribución espacial de la sismicidad, Dolan et al. (1988) presentan un mapa de contornos estructurales del techo de la lámina Atlántica (buzando al S) y de la lámina Caribeña (buzando al N), que se sitúan bajo la litosfera de arco en las islas de La Española y de Puerto Rico. Los contornos definen también una zona casi vertical de sismicidad, situada bajo el sector oriental de la República Dominicana y el Pasaje de la Mona meridional, así como cambios en la dirección y buzamiento de la litosfera Atlántica subducida en la zona de colisión con la Plataforma de Bahamas. No obstante, como ya señalaban McCann y Pennington (1990), la sismicidad es de profundidad somera a intermedia y presenta un patrón difuso en el sector del borde de placas al oeste del paralelo 71,00°O, lo que dificulta su contorneado.

Para McCann y Sykes (1984), la presencia de una zona de quietud sísmica de unos 40 km de anchura bajo el Pasaje de la Mona, separando la parte profunda de la lámina Atlántica vertical subducida de la parte somera con un suave buzamiento al S, puede evidenciar su ruptura y hundimiento en la astenosfera. Estos autores, señalan que un modelo de hundimiento de la lámina Atlántica es compatible con los mecanismos focales de los terremotos profundos en la zona, la mayoría de los cuales exhiben ejes T casi verticales que sugieren una extensión vertical de la misma.

Sin embargo, Dolan et al. (1988) señalan que la zona de quietud sísmica es de limitada extensión y no justifica la ruptura de la lámina vertical de litosfera oceánica Atlántica subducida, que seguiría todavía en continuidad mecánica con su parte somera, excepto quizá en una pequeña región bajo el Pasaje de la Mona. En base a estos

argumentos, estos autores proponen que ambas láminas de litosfera (Atlántica y Caribeña) han subducido y colisionan en la actualidad bajo la región oriental de La Española y el Pasaje de la Mona.

La reciente puesta en marcha de la red del Observatorio Sismológico del Instituto Politécnico Loyola (ISPL) en Santo Domingo, permite una mejor caracterización de la distribución espacial de la sismicidad en La Española. Esta sismicidad, aunque restringida a un corto intervalo de tiempo, resulta ser difusa y de pequeña a moderada magnitud en el intervalo 2013-2018 (Fig. 6.4). Esta distribución apoya la idea de que la zona de borde de placas es bastante ancha y la actividad tectónica está distribuida a lo largo de numerosas fallas dentro de un cinturón cinemáticamente activo. Por otro lado, esta distribución espacial de la sismicidad da lugar a que establecer asociaciones sismotectónicas no sea una tarea fácil.

Atendiendo a su profundidad, la sismicidad es en general somera (< 30 km) en los sectores septentrional y meridional de la Isla de La Española, coincidiendo con las elevaciones de la Cordillera Septentrional y la Sierra de Bahoruco-Hotte-La Serre. Los sectores central y centro-oriental de la isla se caracterizan por una sismicidad de profundidad intermedia (entre 70 y 150 km) principalmente, aunque siguen produciéndose sismos a profundidad somera. La sismicidad más profunda (entre 150 y 300 km) se localiza en el extremo suroriental de la República Dominicana y el Pasaje de la Mona, aunque existen también terremotos de profundidad somera e intermedia. El sector centro-oeste y noroeste de isla, en cambio, registra una sismicidad dispersa y menos significativa. Sin embargo, con los nuevos datos del ISPL, la sismicidad en este sector de la isla queda mejor definida.

Esta distribución de sismos corrobora en general los modelos geodinámicos propuestos por McCann y Sykes (1984) y Dolan et al. (1988), en los que tiene lugar la subducción de litosfera oceánica Atlántica hacia el S/SSO y de litosfera oceánica Caribeña hacia el N, así como su interacción en profundidad bajo la litosfera del arco Caribeño. La mayor densidad de sismos someros se localiza en las zonas de colisión oblicua del arco con la Plataforma de Bahamas al norte y con la Dorsal de Beata al sur, donde como consecuencia tiene lugar la formación de estructuras transpresivas. La indentación de la Dorsal de Beata produce la formación y reactivación de estructuras siguiendo un arco de cabalgamientos dirigidos al N y NE en el flanco septentrional de la Cordillera Central, y de retrocabalgamientos dirigidos al S y SO (San José-Restauración) en el flanco meridional, dando lugar a la elevación topográfica de la Cordillera Central. Este proceso también controla la localización del volcanismo alcalino de edad Cuaternario.

En la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, la distribución de la sismicidad instrumental a lo largo de las principales zonas de falla define algunos agrupamientos y vacíos (*clusters* y *gaps*). Los principales *cluster* se alinean en general paralelamente a grandes estructuras transpresivas, como las Zonas de Falla Septentrional rama S, rama N, Camú, del Yabón, o el mega-cabalgamiento de La Española Norte. De ESE a ONO, estos *cluster* son: (1) el sector de la Bahía de Samaná; (2) sector del Promontorio de Cabrera; (3) sector de La Isabela-Imbert-Puerto Plata; (4) sector *offshore* al norte de Puerto Plata; y (5) sector de Guayubín.

Los principales *gaps* son: (1) sector *offshore* de la zona de Falla Septentrional al este de la Península de Samaná; (2) sector centro-oriental de la zona de Falla Septentrional, desde Sánchez-Nagua a Santiago de los Caballeros; (3) y sector *onshore* más occidental de la zona de Falla Septentrional, desde Guayubín-Manzanillo hasta la costa norte de Haití. Estos *gaps* sísmicos actuales se ajustan relativamente bien con los segmentos de fallas individuales que, se interpreta, experimentaron ruptura durante algunos de los mayores terremotos históricos más recientes.

6.2. Mecanismos focales

La compilación de soluciones de mecanismos focales incluida en el presente Proyecto se obtuvo de la consulta del catálogo global CMT (<https://www.globalcmt.org>). El catálogo CMT incluye una determinación sistemática de los momentos de los tensores de terremotos de magnitud $M > 5$ de todo el mundo (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Los parámetros de consulta en la base de datos CMT fueron: día inicial; 01/01/1976, día final; 28/02/2019, latitud; entre 17,00°N y 21,00°N, longitud; entre -75,00°O y -68,00°O, profundidad; entre 0 y 1000 km; y magnitud (m_b , M_s , M_w) entre 0 y 10.

Se obtuvieron 65 soluciones de mecanismos focales para sismos en la isla de La Española entre 1976 y 2018, que quedan recogidos en la Tabla 6.1. La compilación también incluye 4 soluciones de mecanismos focales obtenidas por el Instituto Sismológico Politécnico Loyola (ISPL). La información obtenida incluye datos sobre su localización y tiempo del evento, profundidad, magnitud, orientación de los dos planos nodales (dirección, buzamiento y cabeceo), y orientación de los 3 ejes principales del tensor (T, N y P). La representación geográfica de los mecanismos focales está incluida en la Fig. 6.5, junto la localización de la secuencia de sismos 1946-1953 de Dolan y Wald (1988).

De forma análoga al tensor de esfuerzos derivado de los datos geológicos, las soluciones de mecanismo focales muestran una buena consistencia en la orientación de los ejes P y T a lo largo de la Isla de La Española. Como se observa en los diagramas de densidad de la Fig. 6.6, los ejes P (presión) y T (tensión) de mecanismos focales presentan una orientación predominante NE-SO a ENE-OSO, y NO-SE a NNO-SEE o subvertical, respectivamente. En función de la orientación del eje T se distinguen mecanismos focales inversos (NO-SE subhorizontal) y de desgarre (subvertical). No se han encontrado mecanismos focales indicativos de tipo normal o extensional.

Por tanto, dos conjuntos de datos independientes (tensores de esfuerzo derivados geológicamente a partir de estrías de falla y los ejes P y T derivados de soluciones de planos nodales en mecanismos focales) reflejan una misma dirección de acortamiento subhorizontal de dirección NE-SO a ENE-OSO a lo largo del sector noroeste de La Española. A niveles corticales someros (< 40 km), los mecanismos focales inversos se asocian a estructuras de cabalgamiento dirigidas hacia el N y NE de bajo a medio ángulo de inclinación; y los mecanismos focales de desgarre se relacionan con zonas de falla subverticales con movimiento en dirección. En consecuencia, las soluciones de mecanismos focales aportan evidencias adicionales sobre la actividad actual y cinemática de las diversas familias de fallas presentes en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná. Dichas soluciones aportan también evidencias de los procesos de partición de la deformación, ya que las soluciones focales muestran principalmente un movimiento inverso o de desgarre puro. Especialmente, los mecanismos inversos se localizan principalmente en el sector N *offshore* de la microplaca Septentrional, mientras que los mecanismos de desgarre aparecen al S a lo largo de la Zona de Falla Septentrional.

En resumen, la cinemática de fallas activas derivada de soluciones de mecanismos focales de terremotos someros (< 30 km), es consistente con los indicadores cinemáticos en los planos de falla geológicos en la zona estudiada. Las orientaciones de los ejes P de soluciones focales coinciden con la orientación subhorizontal del esfuerzo máximo principal σ_1 obtenido para el tensor de esfuerzos.

Además de la deformación cortical previamente descrita, se han detectado terremotos de profundidad intermedia (hasta 200 km) bajo la Cordillera Oriental y Plataforma Costera de la República Dominicana, así como en el Pasaje de la Mona (McCann y Sykes, 1984; Calais et al., 1992; Mann et al., 1994; Dolan et al., 1998). Estos terremotos han sido atribuidos, utilizando soluciones focales y tomografía sísmica, a la lámina oceánica

Atlántica que subduce hacia el SSO en la fosa de La Española – Puerto Rico. Las soluciones focales reflejan el régimen compresivo en la zona de acoplamiento entre las dos placas en profundidad.

Tabla 6.1. Soluciones de mecanismos focales para sismos en La Española entre 1976 y 2018.

Información localización y tiempo del evento							Magnitud			Planos Nodales								Ejes Principales momento tensor						Ref.
ID	longitud (deg)	latitud (deg)	Localización Geográfica	Fecha (dd/mm/aa)	Tiempo Centroide	Profundidad (km)	Mw	Mb	Ms	str1	dip1	rake1	str2	dip2	rake2	sc	iexp	strT	dipT	strN	dipN	strP	dipP	Código
060677A	-70,42	18,87	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	06/06/1977	6:38:54.4 GMT	69,9	5,3	4,9	4,2	34	78	2	304	88	168	1,29	24	258	10	117	78	350	7	CMT
031579C	-68,69	18,87	MONA PASSAGE ☒	15/03/1979	6:58:34.2 GMT	92,7	5	4,9	0	348	41	62	203	54	112	3,85	23	168	71	10	18	278	7	CMT
032379C	-68,97	17,89	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	23/03/1979	19:32:38.7 GMT	73	6,6	6,1	0	118	17	112	276	74	83	11,7	25	176	61	277	6	11	29	CMT
110579A	-68,46	17,96	NICARAGUA ☒	05/11/1979	1:51:15.8 GMT	78,3	6,2	5,9	0	93	22	87	277	68	91	2,42	25	189	67	96	1	6	23	CMT
111779A	-69,65	19,06	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	17/11/1979	14:17:34.2 GMT	96,3	5,1	5,1	0	223	40	23	115	76	128	5,23	23	64	46	285	36	178	22	CMT
092780B	-69,16	18,46	MONA PASSAGE ☒	27/09/1980	6:25:35.4 GMT	127,9	5,4	4,9	0	156	43	139	279	63	55	1,59	24	141	57	296	31	33	12	CMT
021581A	-69,34	18,86	MONA PASSAGE ☒	15/02/1981	14:36:43.4 GMT	131,2	5,1	5,1	0	126	58	179	216	90	32	4,9	23	86	23	217	58	346	22	CMT
091481A	-68,76	18,65	MONA PASSAGE ☒	14/09/1981	12:44:33.6 GMT	159,6	6,1	5,8	0	78	25	85	263	66	92	1,73	25	178	69	82	2	352	20	CMT
052083A	-70,2	18,32	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	20/05/1983	17:40:18.7 GMT	15	5,3	5,2	4,9	352	15	147	115	82	78	1,26	24	11	51	116	12	215	36	CMT
092083A	-68,67	18,39	MONA PASSAGE ☒	20/09/1983	8:51:1.0 GMT	95,7	5,4	5,6	0	50	43	64	264	52	113	1,47	24	235	72	70	18	338	5	CMT
062484A	-69,23	18,09	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	24/06/1984	11:17:21.3 GMT	16,4	6,7	6	6,7	352	6	155	107	88	85	1,41	26	12	47	108	5	202	42	CMT
062484C	-69,64	18,02	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	24/06/1984	18:18:55.6 GMT	33,4	5,2	5,1	4,8	54	24	-140	287	75	-71	7,42	23	2	27	101	18	221	56	CMT
062584B	-69,35	18,13	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	25/06/1984	18:45:12.5 GMT	42	5,5	5,1	5	261	25	75	98	66	97	2,25	24	21	68	275	6	182	21	CMT
090184E	-69,25	18,31	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	01/09/1984	23:39:7.1 GMT	138,2	5,2	5,2	0	216	30	49	81	68	111	7,73	23	23	62	253	19	156	20	CMT
072185A	-68,11	19,13	MONA PASSAGE ☒	01/09/1984	23:39:7.1 GMT	23	5,6	5,7	5,4	76	23	14	333	84	113	3,68	24	267	46	151	23	44	35	CMT
090588A	-70,46	18,63	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	05/09/1988	6:13:21.8 GMT	18	5,6	5,5	5	276	18	1	185	90	108	2,79	24	113	43	5	18	258	42	CMT
021289C	-74,52	19,98	CUBA REGION ☒	12/02/1989	14:26:50.1 GMT	25,5	5,2	5,2	0	286	29	43	157	71	112	7,45	23	97	58	329	21	230	23	CMT
030289A	-68,77	18,6	MONA PASSAGE ☒	02/03/1989	7:13:48.4 GMT	116,1	5,4	5,6	0	300	40	74	141	52	103	1,81	24	101	78	312	10	221	6	CMT
061889A	-68,53	17,28	MONA PASSAGE ☒	18/06/1989	14:6:30.8 GMT	73,2	5,4	5,9	0	34	64	-22	134	70	-153	1,76	24	263	4	167	57	355	33	CMT
101190C	-69,7	18,56	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	11/10/1990	15:14:48.7 GMT	101,5	5,2	5,4	0	70	49	167	168	80	42	9,44	23	38	36	179	47	292	20	CMT
032691D	-69,76	19,95	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	26/03/1991	12:34:56.5 GMT	23,1	5,8	5,6	5,9	104	84	-4	195	86	-174	6,2	24	330	1	228	83	60	7	CMT
011592C	-70,66	18,2	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	15/01/1992	6:58:35.4 GMT	15	5,7	5,8	5,2	255	18	45	122	78	103	4,19	24	48	56	299	13	201	31	CMT
040893D	-71,46	18,4	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	08/04/1993	19:13:15.8 GMT	15	5,1	5,1	4,7	139	9	131	277	83	84	6,16	23	180	52	278	6	12	38	CMT
030294A	-72,67	19,95	HAITI REGION ☒	02/03/1994	3:38:4.6 GMT	34	5,4	5,3	0	110	68	12	16	79	157	1,62	24	331	24	171	65	65	7	CMT
071294B	-70,77	19,77	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	12/07/1994	13:47:38.4 GMT	15,1	5,6	4,9	5,1	161	10	143	287	84	82	3,09	24	188	51	288	8	25	38	CMT
042496E	-70,01	18,77	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	24/04/1996	18:56:24.1 GMT	60,5	5,1	5,2	0	118	42	106	278	50	76	5,5	23	127	79	287	10	17	4	CMT
010897A	-71,9	17,61	HAITI REGION ☒	08/01/1997	6:43:9.3 GMT	15	5,4	5,3	4,8	275	8	53	132	83	95	14	23	48	51	312	5	218	38	CMT
081098B	-70,5	19,46	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	10/08/1998	21:3:1.7 GMT	52,3	5,1	4,9	0	242	42	3	150	88	132	6,17	23	94	33	328	42	207	30	CMT
032103A	-68,02	18,34	MONA PASSAGE ☒	21/03/2003	1:9:55.5 GMT	66,5	5,1	4,9	0	74	33	48	302	66	114	5,53	23	249	61	112	22	14	18	CMT
092203B	-70,61	19,9	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	22/09/2003	4:45:42.6 GMT	15	6,4	6,2	6,6	110	10	85	295	80	91	5,26	25	206	55	115	1	24	35	CMT
092203C	-70,76	19,94	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	22/09/2003	5:30:23.4 GMT	15	5,6	5,1	5,5	92	8	84	278	82	91	3,2	24	190	53	98	1	8	37	CMT
200812181	-69,33	18,73	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	18/12/2008	17:13:48.8 GMT	93	5,1	5,3	0	158	41	106	317	51	77	6,19	23	174	78	325	10	56	5	CMT
200902140	-68,93	18,71	MONA PASSAGE ☒	14/02/2009	7:48:40.6 GMT	116,2	5	5,1	4,8	338	35	29	224	74	122	3,79	23	170	51	34	30	290	22	CMT
200909040	-71,47	20,04	DOMINICAN REPUBLIC REG. ☒	04/09/2009	9:45:15.2 GMT	15,8	4,8	4,4	0	110	36	100	277	55	83	2,07	23	160	79	282	6	13	10	CMT

Información localización y tiempo del evento							Magnitud			Planos Nodales								Ejes Principales momento tensor						Ref.
ID	longitud (deg)	latitud (deg)	Localización Geográfica	Fecha (dd/mm/aa)	Tiempo Centroide	Profundidad (km)	M _w	M _b	M _s	str1	dip1	rake1	str2	dip2	rake2	sc	iexp	strT	dipT	strN	dipN	strP	dipP	Código
201001122-72,62	18,61	HAITI REGION	12/01/2010	21:53:17.1 GMT	12	7	0	7	152	69	159	250	71	22	4,39	26	112	29	289	61	21	1	CMT	
201001122-72,88	18,58	HAITI REGION	12/01/2010	22:04:46.1 GMT	12	6	6	0	113	43	80	306	48	99	1,22	25	277	83	120	7	30	3	CMT	
201001130-72,97	18,66	HAITI REGION	13/01/2010	0:59:10.3 GMT	12	5,2	5,2	0	126	39	120	269	57	68	0,9	24	131	69	281	19	14	10	CMT	
201001130-72,98	18,63	HAITI REGION	13/01/2010	1:32:47.7 GMT	13,5	5,6	5,3	0	106	37	91	284	53	89	3,44	24	189	82	285	1	15	8	CMT	
201001130-72,98	18,6	HAITI REGION	13/01/2010	1:36:36.5 GMT	13,2	5,6	5,4	0	101	44	99	268	46	81	2,8	24	104	84	274	6	4	1	CMT	
201001130-73,08	18,59	HAITI REGION	13/01/2010	1:55:17.3 GMT	14,1	5,1	4,9	0	274	47	58	136	52	119	6,34	23	109	67	296	22	205	3	CMT	
201001130-73,02	18,64	HAITI REGION	13/01/2010	1:57:37.0 GMT	12	5,4	5,4	0	111	45	106	269	47	74	1,77	24	103	79	279	11	10	1	CMT	
201001130-72,92	18,64	HAITI REGION	13/01/2010	5:3:0.1 GMT	12	5,8	5,7	5,8	285	44	89	106	46	91	5,35	24	43	89	285	1	195	1	CMT	
201001130-72,83	18,51	HAITI REGION	13/01/2010	5:18:5.7 GMT	14,1	5,2	5,4	0	125	38	74	324	54	102	0,93	24	277	78	137	10	46	8	CMT	
201001131-72,95	18,71	HAITI REGION	13/01/2010	14:43:46.7 GMT	12	5,1	5,2	0	273	42	91	91	48	89	5,78	23	347	87	92	1	182	3	CMT	
201001201-72,81	18,67	HAITI REGION	20/01/2010	11:3:47.6 GMT	12	5,8	5,9	5,9	114	45	95	287	45	85	0,73	25	111	87	290	3	20	0	CMT	
201004182-68,51	18,25	MONA PASSAGE	18/04/2010	20:16:42.0 GMT	77,4	5,1	5,1	5	49	57	17	310	76	146	5,73	23	265	34	111	53	3	13	CMT	
201011130-68,56	17,97	MONA PASSAGE	13/11/2010	4:35:41.5 GMT	81,9	5,4	5,6	5,6	54	34	52	277	64	113	1,8	24	225	64	87	20	351	16	CMT	
201201050-70,34	18,48	DOMINICAN REPUBLIC REG.	05/01/2012	9:35:34.7 GMT	29,6	5,5	5,2	5,5	294	62	15	196	77	151	1,95	24	152	30	354	58	247	10	CMT	
201201190-68,85	18,26	MONA PASSAGE	19/01/2012	6:28:21.1 GMT	94,6	5	5	5	20	24	-40	147	75	-109	4,18	23	253	27	153	19	33	56	CMT	
201201232-70,08	19,67	DOMINICAN REPUBLIC REG.	23/01/2012	20:50:18.0 GMT	17,2	5,2	5,1	5,1	82	23	27	327	80	111	7,07	23	260	51	143	20	40	32	CMT	
201207072-71,13	18,28	DOMINICAN REPUBLIC REG.	07/07/2012	20:32:41.7 GMT	34,4	5	5,1	0	291	30	105	94	61	81	3,92	23	343	73	98	8	190	15	CMT	
201210170-70,68	18,76	DOMINICAN REPUBLIC REG.	17/10/2012	3:30:46.9 GMT	12,1	4,7	4,7	0	230	76	-6	322	84	-166	1,56	23	95	5	345	75	187	14	CMT	
201302261-68	19,19	MONA PASSAGE	26/02/2013	17:7:38.6 GMT	19,9	5,2	5	5	83	14	15	338	86	104	7,55	23	263	47	158	14	56	40	CMT	
201405282-68,36	18,4	MONA PASSAGE	28/05/2014	21:15:7.9 GMT	89	5,8	0	5,8	29	30	44	259	69	113	5,82	24	202	59	71	21	332	21	CMT	
201409120-68,94	18,68	MONA PASSAGE	12/09/2014	2:12:43.6 GMT	99,7	4,8	0	4,6	104	43	112	255	51	70	2,08	23	102	75	268	15	359	4	CMT	
201501131-71,14	18,4	DOMINICAN REPUBLIC REG.	13/01/2015	11:16:30.7 GMT	21,3	4,8	0	4,7	59	76	-13	152	77	-165	2,03	23	285	1	192	71	16	19	CMT	
201511260-70,38	18,51	DOMINICAN REPUBLIC REG.	26/11/2015	0:38:17.9 GMT	21,1	4,9	0	4,6	324	39	71	168	54	105	2,45	23	126	76	339	12	248	8	CMT, IS	
201511260-70,37	18,55	DOMINICAN REPUBLIC REG.	26/11/2015	1:47:59.4 GMT	18,4	4,9	0	4,8	301	59	24	198	70	147	2,42	23	156	37	350	52	251	7	CMT, IS	
201512310-73,65	19,52	HAITI REGION	31/12/2015	2:20:48.7 GMT	27	4,9	0	4,6	317	39	97	128	51	84	2,4	23	6	82	132	5	222	6	CMT	
201609302-74,36	19,99	HAITI REGION	30/09/2016	23:6:52.2 GMT	19,8	4,9	0	5	160	77	-173	68	83	-13	3,21	23	114	4	221	75	23	14	CMT	
201710291-70,46	18,59	DOMINICAN REPUBLIC REG.	29/10/2017	17:44:35.4 GMT	23,4	4,8	0	4,9	325	39	87	149	51	92	2,12	23	75	84	327	2	237	6	CMT	
201806030-69,85	18,96	DOMINICAN REPUBLIC REG.	03/06/2018	9:13:21.7 GMT	106,4	4,8	0	4,7	351	49	158	96	73	43	1,85	23	322	42	113	44	218	15	CMT	
201809230-71,1	19,78	DOMINICAN REPUBLIC REG.	23/09/2018	5:45:52.7 GMT	22,3	5,3	0	5,2	95	32	62	307	62	106	1,11	24	250	69	119	14	25	15	CMT, IS	
201810070-72,93	20,22	HAITI REGION	07/10/2018	0:11:55.9 GMT	21,5	5,9	0	5,9	165	17	141	292	80	77	9,23	24	186	54	295	13	33	33	CMT, IS	
201810072-72,9	20,17	HAITI REGION	07/10/2018	20:0:20.9 GMT	24,2	5,5	0	5,4	263	43	47	136	60	123	1,92	24	96	60	298	28	203	9	CMT	

Magnitud: M_w, M_b, M_s Plano Nodal A: str1; dirección, dip1; buzamiento, y rake1; cabeceo. Plano Nodal B: str2; dirección, dip2; buzamiento, y rake2; cabeceo

Eje T: dirección; strT, buzamiento; Eje N: dirección; strN, buzamiento; dipN; Eje P: dirección; strP, buzamiento

Referencia: CMT, Global CMT Catalog; ISPL, Instituto Sismológico Politécnico Loyola

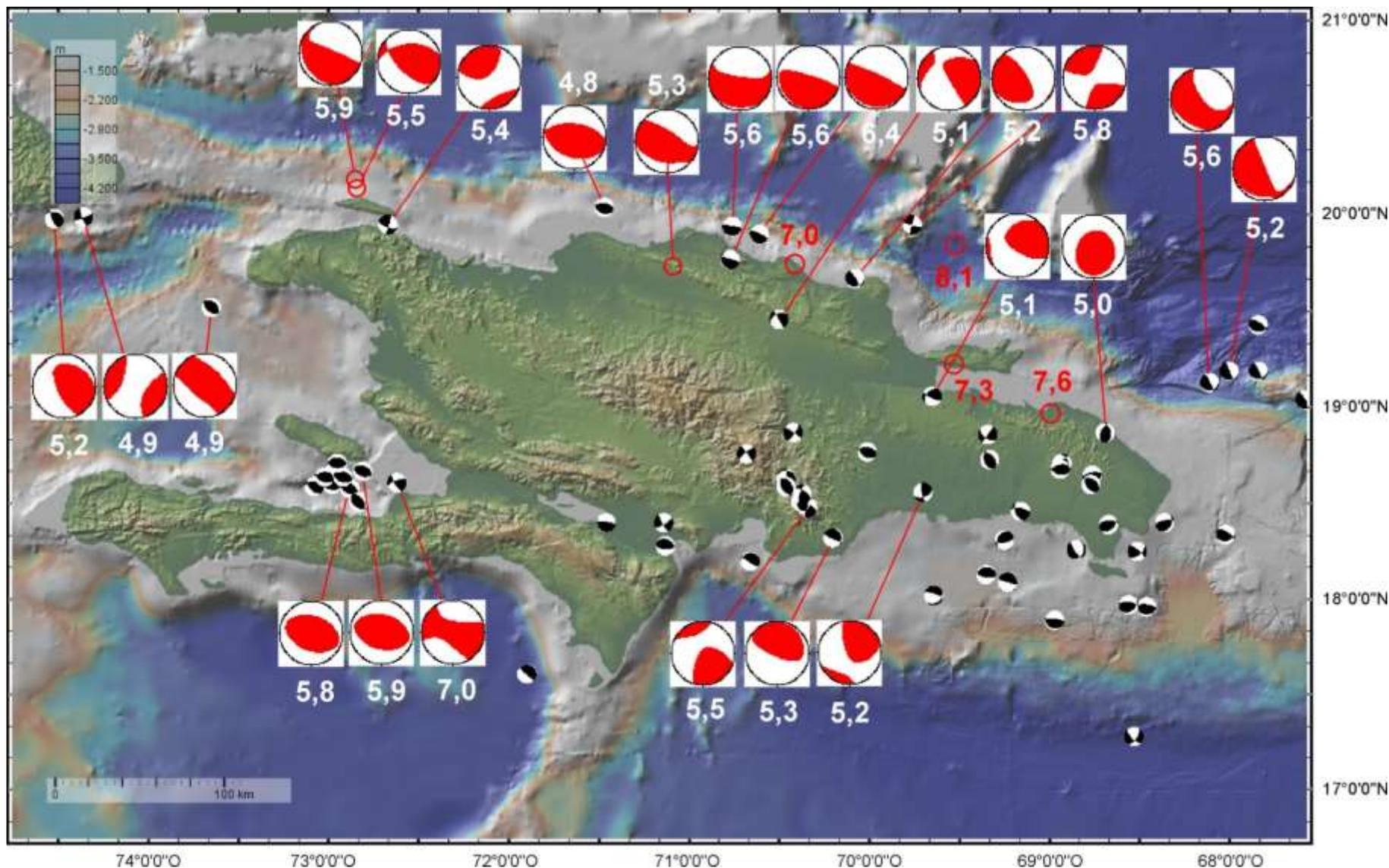


Fig. 6.5. Soluciones de mecanismos focales para sismos de magnitud $M_w > 5.0$, incluyendo localización secuencia de sismos 1946-1953 (Dolan y Wald, 1998). El MDT procede del STRM_Plus y la batimetría del USGS-NOAA.

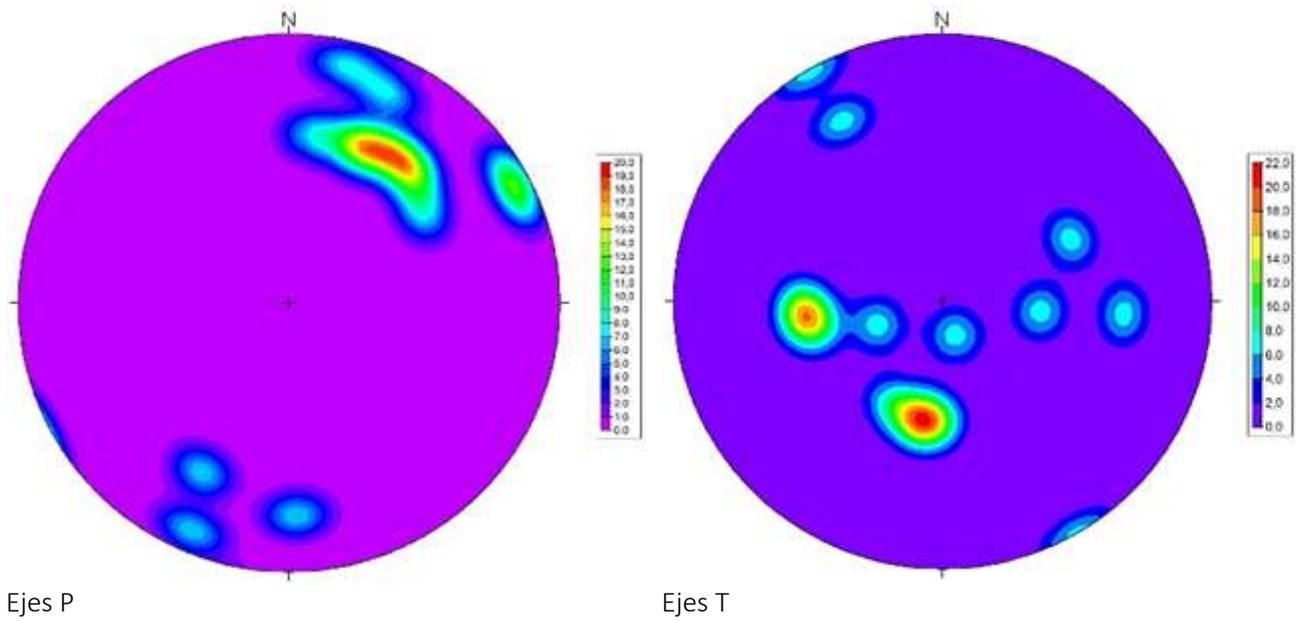


Fig. 6.6. Diagrama de densidad de ejes P (presión) y T (tensión) mecanismos en la microplaca.

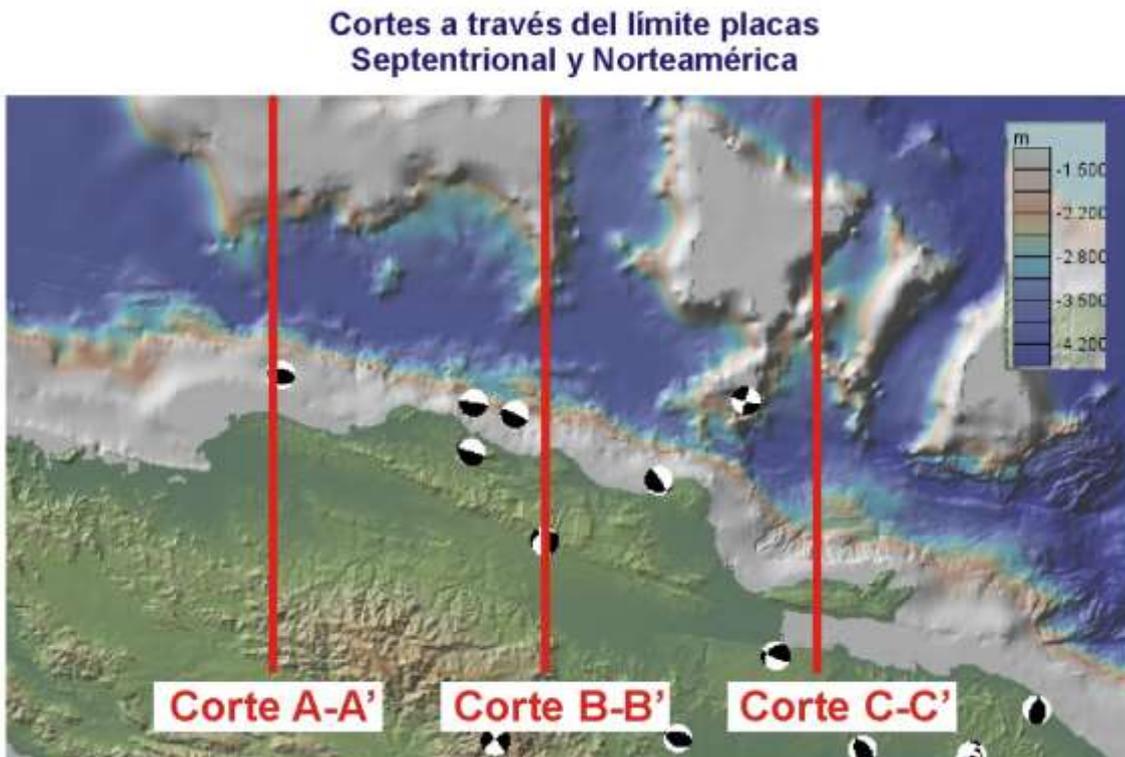


Fig. 6.7. Localización de las secciones corticales a través del límite de placas de Caribe (microplaca Septentrional) y de Norteamérica.

6.3. Secciones sísmicas del límite entre placas Septentrional y Norteamérica

Para una mejor definición de la geometría de la sismicidad en la microplaca Septentrional y de la estructura en 3-D de la zona de borde de placas, se han construido tres secciones corticales de dirección N-S que van desde la zona de subducción localizada en la ZFEN hasta la ZFS (Fig. 6.7). Estas secciones se han realizado a intervalos geográficos de 1° de longitud y están localizadas a las longitudes 71,50°O (corte A-A'), 70,50°O (corte B-B') y 69,50°O (corte C-C'), cubriendo una ventana de latitud 19,00°N a 21,00°N y hasta 180 km de profundidad.

En cada sección, se han proyectado en el plano central los sismos registrados en el catálogo de sismicidad unificado compilado para el sector de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, así como las soluciones de mecanismos focales para sismos de magnitud $M_w > 5,0$ entre 1976 y 2018 y la secuencia de sismos 1946-1953 de Dolan y Wald (1998). En las secciones sólo se han representado del catálogo los terremotos más recientes con una buena localización de la profundidad focal (se han excluido los sismos con profundidad asignada por defecto de 10 y 33 km). Como se observa en las Figs. 6.7, 6.8 y 6.9, las secciones incluyen también la localización interpretada de las principales zonas de falla, así como de la estructura cortical en la microplaca Septentrional y de la zona de subducción de litosfera Atlántica infrayacente. Las secciones permiten relacionar los principales terremotos ocurridos en la zona estudiada con determinadas estructuras de gran escala, lo cual resulta clave a la hora de establecer relaciones sismotectónicas. Estas relaciones permiten también establecer el carácter activo de determinadas zonas de falla.

La sección A-A' discurre por el paralelo 71,50°O (Fig. 6.7), desde el Banco de Mouchoir de la Plataforma de Bahamas hasta la costa N de Monte Cristi y zona axial de la Cordillera Central en la República Dominicana. Aunque escasos, los datos de sismicidad visualizan la interfase entre la litosfera oceánica Atlántica y la placa de Caribe en la zona de subducción, que presenta un buzamiento de unos 45° hacia el S. En la parte somera de dicha zona de interfase se localizan terremotos de $M_w = 4,8$ y $5,3$ (2018, de Villa Elisa), con un mecanismo focal de cabalgamiento de bajo ángulo. Otros eventos tienen lugar a profundidades entre 80 y 100 km.

En la placa de Caribe superior, la sismicidad es generalmente somera (profundidad < 20 km) y se organiza en agrupaciones (*clusters*) elongadas verticalmente, correlacionables con las grandes estructuras de desgarre activas, como la rama S de la Zona de Falla Septentrional, la Zona de Falla de Villa Vásquez, la Zona de Falla de Bonao-La Guácara y la Zona de Falla de San José-Restauración. Un terremoto de $M_w = 5,4$ (2018, de N de Haití) se localiza en el sector profundo de la rama S de la Zona de Falla Septentrional. El sector somero de esta estructura presenta asociado el *cluster* de Guayubín, coincidiendo con el desarrollo de relevos extensivos y cuencas de *pull-apart* en este segmento de su trazado atravesando la Cuenca del Cibao. Coincidiendo con los datos geológicos de su geometría, las Zonas de Falla de Bonao-La Guácara y de San José-Restauración constituyen un par conjugado de fallas inversas activas, que elevan formando una estructura *pop-up* la Cordillera Central. Notar como la Zona de Falla de Los Cayucos, o rama N de la Zona de Falla Septentrional, no parece presentar actividad sísmica, lo que es consistente con el suave relieve de este sector de la Cordillera Septentrional.

La sección B-B' discurre por el paralelo 70,50°O (Fig. 6.8), desde el Banco de Mouchoir de la Plataforma de Bahamas hasta la costa N de Sosúa, las elevaciones más altas de la Cordillera Septentrional en el Pico de Ocampo al N de Santiago de los Caballeros y la vertiente N de la Cordillera Central al S de La Vega. La distribución de la sismicidad refleja también la parte superior de la litosfera oceánica Atlántica subducida, que define una superficie de unos 50° de buzamiento hacia el S, con sismos a profundidades entre 60 y 110 km. La parte somera

de dicha interfase de placas presenta en este sector una muy abundante sismicidad somera (< 20 km), que define groseramente planos con un ángulo medio de buzamiento hacia el S, probablemente relacionada con la formación de cabalgamientos y la incorporación de material de la placa Atlántica al prisma de acreción en la microplaca Septentrional. Dicha incorporación de material parece tener lugar por procesos de acreción tanto frontal como basal (*underthrusting*). La ocurrencia de esta sismicidad somera coincide con la proximidad de la zona de colisión con el banco de Silver-Navidad. Algunos sismos profundos de la litosfera Atlántica pueden estar relacionados al doblamiento y la fracturación de la Plataforma de Bahamas al aproximarse a la zona de subducción-colisión. En la parte somera de dicha interfase de placas se localizan terremotos de $M_w = 5,6$, $6,4$ (2003, de Puerto Plata), $5,6$ y $7,0$ (1953, de la secuencia 1946-1953; Dolan y Wald, 1988), todos con un mecanismo focal de cabalgamiento de bajo ángulo, puro o ligeramente oblicuo.

En la microplaca Septentrional superior de la placa de Caribe, la sismicidad es abundante y de profundidad somera (< 30 km), organizándose en *clusters* elongados verticalmente o según planos de buzamiento al S. Los *clusters* subverticales son referibles a las grandes estructuras de desgarre activas, como la Zona de Falla de Camú o la Zona de Falla Septentrional. El cluster de Sosúa (2018) está probablemente relacionado con la Zona de Falla de Camú. Un terremoto de $M_w = 5,1$ coincidente con un pequeño *cluster* de sismos de baja magnitud se localiza en la prolongación de la Zona de Falla Septentrional a la interfase corteza – manto superior de la placa de Caribe. Los *clusters* que definen planos inclinados hacia el S se relacionan con cabalgamientos dirigidos al N en el prisma de acreción.

La sección C-C' discurre por el paralelo $69,50^\circ\text{O}$ (Fig. 6.9), desde el Banco de Silver de la Plataforma de Bahamas hasta la Península de Samaná y la Bahía de Samaná. La distribución de la sismicidad define la parte superior de la litosfera oceánica Atlántica subducida, desde una profundidad de unos 100 km hasta proyectarse en superficie en el frente de deformación de la Zona de Falla de La Española Norte. El buzamiento de la interfase de placas es en este sector de unos $45\text{-}50^\circ$ hacia el S, quedando bien definida en su sector somero por una poco profunda abundante sismicidad (< 20 km). En esta parte somera de la interfase de placas se localizan terremotos de $M_w = 8,1$ (1946, de la secuencia 1946-1953; Dolan y Wald, 1988), $5,2$, $7,3$ (1948, de la secuencia 1946-1953; Dolan y Wald, 1988) y $5,1$, caracterizados por mecanismos focales de falla inversa y cabalgamiento oblicuo. La litosfera Atlántica subducida presenta una continua y relativamente abundante sismicidad, con sismos tanto someros como profundos (hasta 120 km), probablemente relacionados tanto con el doblamiento de la lámina al ser cabalgada por la microplaca Septentrional, como por su fracturación interna al verse implicada la Plataforma de Bahamas en la colisión. En este sector, se han registrado terremotos de $M_w = 5,8$, con un mecanismo focal de desgarre.

En la microplaca Septentrional superior la sismicidad es abundante y de profundidad somera (< 20 km). Se organiza en *clusters* que generalmente definen planos inclinados un ángulo de buzamiento medio hacia el S, relacionados con fallas inversas y cabalgamientos dirigidos al N y NE del prisma de acreción. La Zona de Falla de Macao y la Zona de Falla Septentrional quedan definidas por *clusters* de sismos elongados subverticalmente hasta una profundidad de unos 20 km, referibles a grandes zonas de desgarre.

Consideradas en conjunto, las secciones sísmicas construidas a través del límite entre las placas de Caribe y de Norteamérica, permiten establecer las siguientes consideraciones en cuanto a su estructura:

- La parte superior de la litosfera oceánica Atlántica subducida aparece definida de forma continua por la sismicidad y se proyecta en superficie con la Zona de Falla de La Española Norte a lo largo de todo el margen septentrional de La Española, sin que se observe un *gap* de sismicidad destacable hasta al menos los 100 km de profundidad.

- La secuencia de terremotos 1946-1953 de Dolan y Wald (1988) y otros terremotos más recientes de M_w entre 5,0 y 6,0, se desarrollaron en la interfase entre placas, que aparece definida por la sismicidad como una superficie inclinada un ángulo de buzamiento medio hacia el S.
- La microplaca Septentrional forma un forearc sliver definido por la sismicidad de la Zona de Falla de La Española Norte y la Zona de Falla Septentrional.
- Las principales estructuras de desgarre desarrolladas en la microplaca Septentrional son activas, registrándose sismicidad en la rama S de la Zona de Falla Septentrional, la Zona de Falla de Villa Vásquez, y la Zona de Falla de Camú. Probablemente en relación a estas estructuras se han registrado terremotos recientes de M_w de $5,0 \pm 1,0$. En cambio, la rama N de la Zona de Falla Septentrional no parece presentar actualmente actividad sísmica.

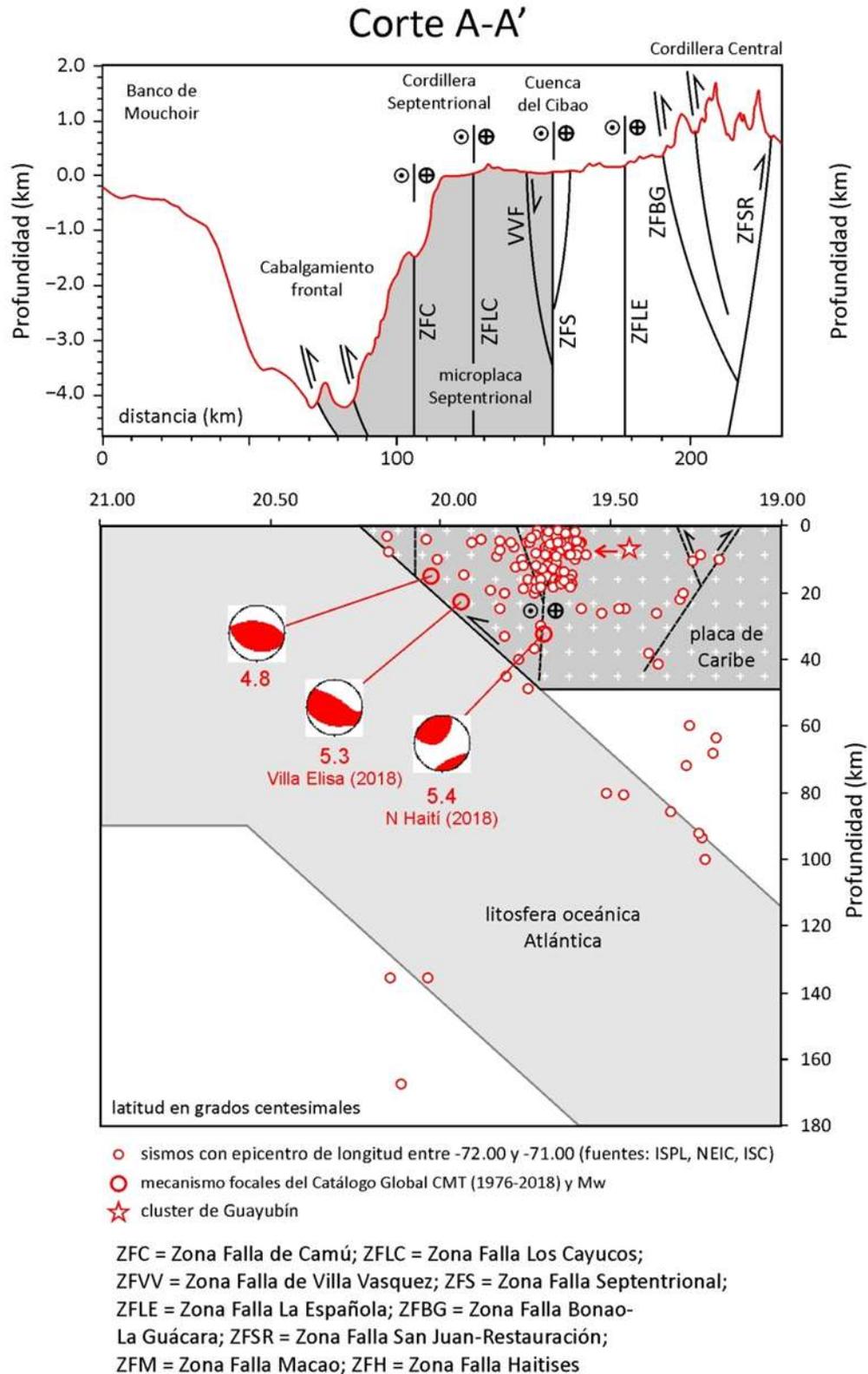


Fig. 6.7. Sección de la sismicidad reciente en el sector del límite de placas de Caribe (microplaca Septentrional) y de Norteamérica, a lo largo del paralelo 71,50°O. En la parte superior de la figura, la línea roja representa un perfil topográfico-batimétrico a lo largo de la sección. Notar que, aunque las secciones están orientadas aproximadamente perpendiculares a la dirección estructural regional, los perfiles son ligeramente oblicuos a algunas características tectónicas o topográficas.

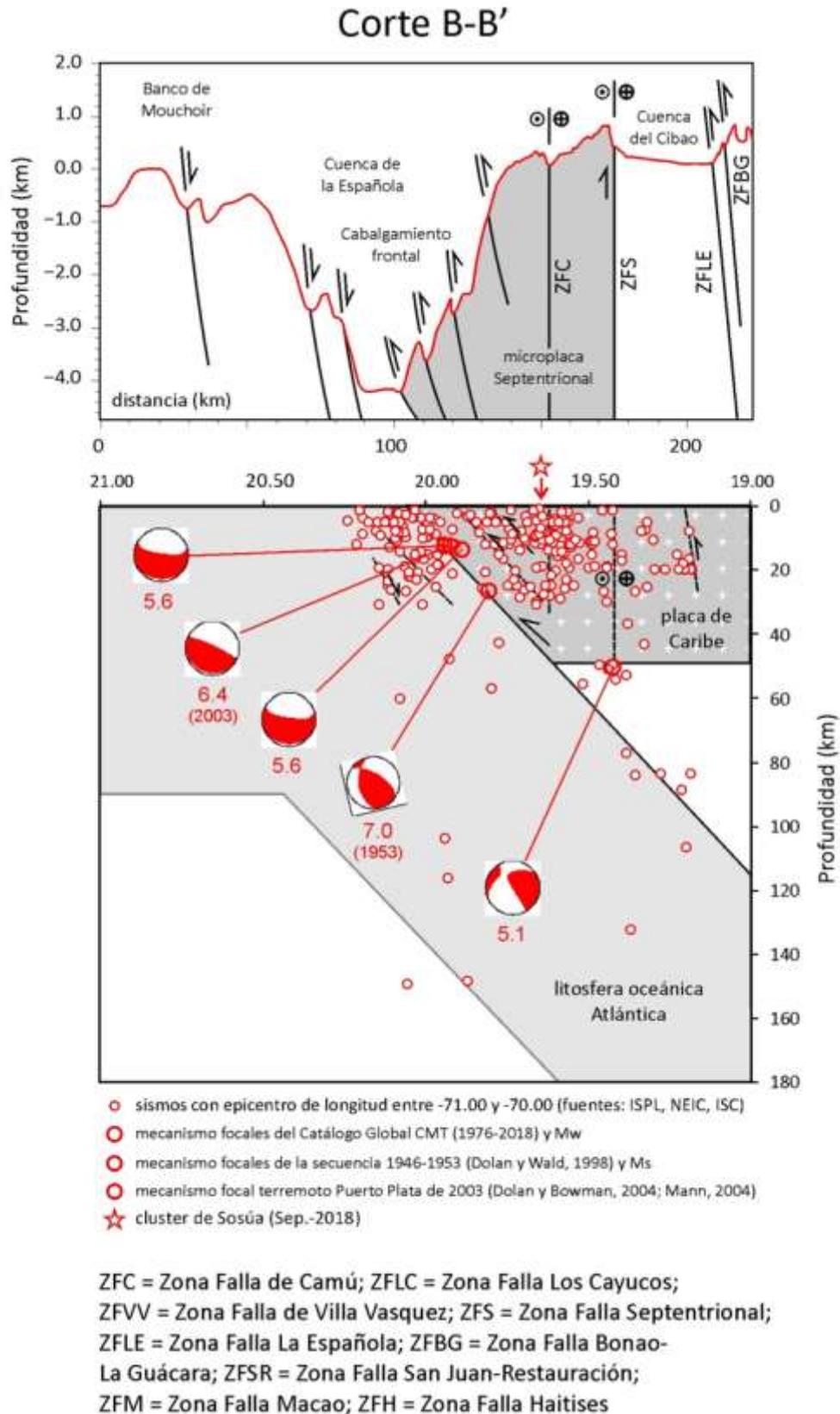
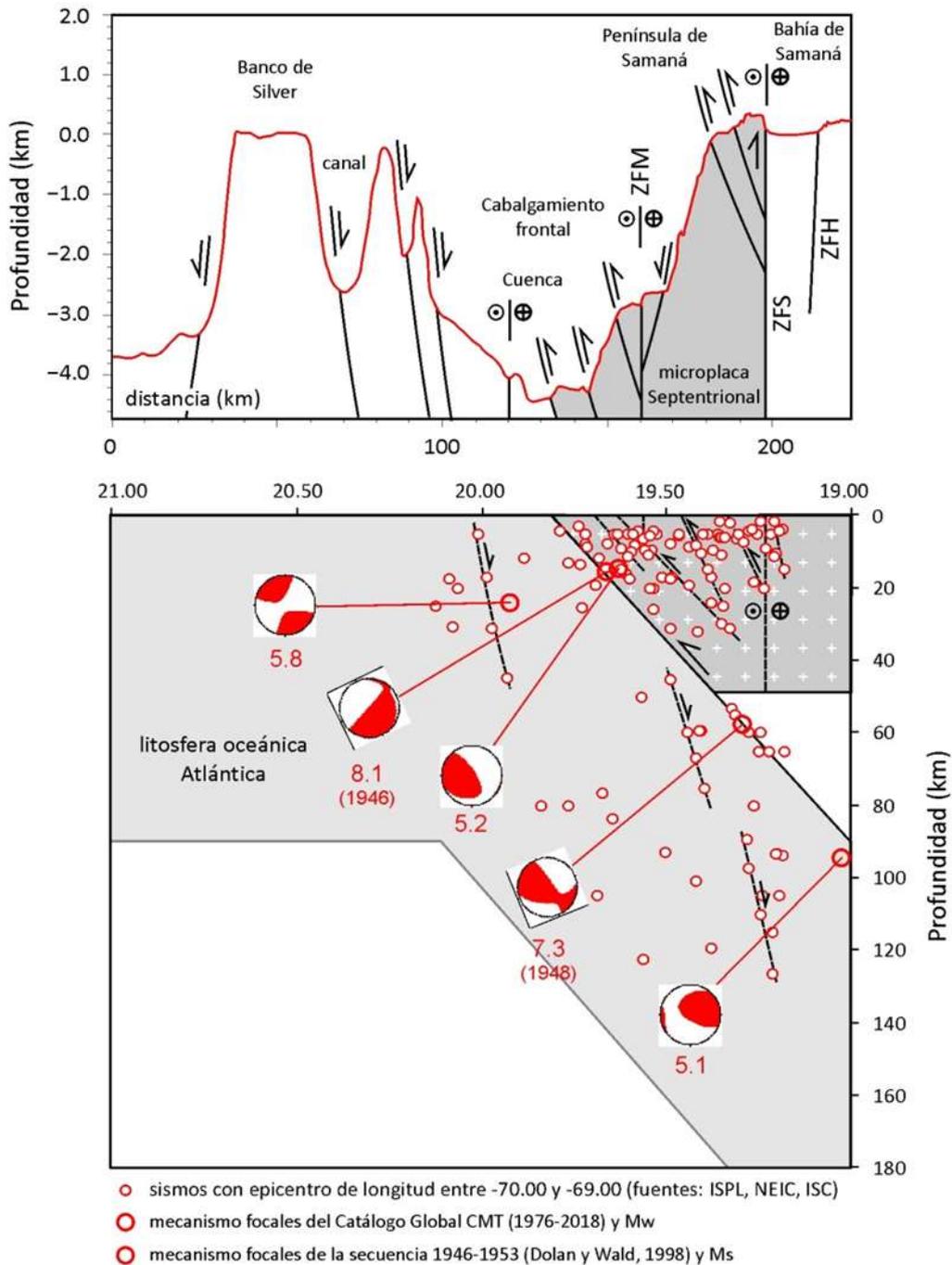


Fig. 6.8. Sección de la sismicidad reciente en el sector del límite de placas de Caribe (microplaca Septentrional) y de Norteamérica, a lo largo del paralelo 70,50°O.

Corte C-C'



ZFC = Zona Falla de Camú; ZFLC = Zona Falla Los Cayucos;
 ZFVV = Zona Falla de Villa Vasquez; ZFS = Zona Falla Septentrional;
 ZFLE = Zona Falla La Española; ZFBG = Zona Falla Bonao-La Guácara; ZFSR = Zona Falla San Juan-Restauración;
 ZFM = Zona Falla Macao; ZFH = Zona Falla Haitises

Fig. 6.9. Sección de la sismicidad reciente en el sector del límite de placas de Caribe (microplaca Septentrional) y de Norteamérica, a lo largo del paralelo 69,50°O.

7. SISMOTECTÓNICA

7.1. Estructuras sismotectónicas en la microplaca Septentrional

Como ha sido descrito, la sismicidad de la isla de La Española es heterogénea desde un doble punto de vista espacial y temporal. En catálogo unificado de la sismicidad muestra que la mayor parte de los seísmos se producen en la parte oriental de la República Dominicana, donde se registran además los seísmos más profundos. Sin embargo, la parte central y occidental de la isla, aunque presenta una sismicidad más moderada y concentrada geográficamente en enjambres, ha sufrido importantes terremotos en el pasado. El establecimiento de las relaciones entre la sismicidad y las estructuras tectónicas reactivadas por el régimen de esfuerzos actual, tanto heredadas como de nueva formación, permite establecer el tipo de deformación generada por la tectónica activa.

En este apartado, se realiza una descripción de las principales estructuras activas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná en términos de sus características sismotectónicas (geometría del plano de falla y tasa de desplazamiento), sismicidad asociada (histórica y/o instrumental) y capacidad sismogénica (magnitud frente a periodo de retorno). Dichas estructuras van a permitir subdividir la microplaca Septentrional en un conjunto de unidades o zonas sismotectónicas, que constituyen la base para la evaluación de la amenaza sísmica regional en la República Dominicana.

Para ello se han identificado las principales estructuras sismogénicas y se han descrito en términos de: (1) situación geográfica; (2) sismicidad asociada (histórica y/o instrumental); (3) criterios geológicos y/o morfológicos de actividad tectónica (o falta de actividad); (4) tipo de deformación (observada o inferida); (5) tasa de movimiento (observado, modelizado o inferido); (6) grosor y forma de la zona sismogénica (es decir, geometría de la zona sismogénica); y (7) geometría del plano de falla (longitud, profundidad e inclinación).

Las principales estructuras sismogénicas identificadas a escala regional en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como en la zona *offshore* adyacente de la microplaca Septentrional y el borde N de la Cuenca del Cibao, están recogidas en la Fig. 7.1 (ver también Anexo II). La figura muestra la traza superficial de las siguientes estructuras sismogénicas: los segmentos de la Zona de Falla Septentrional (ZFS); la Zona de Falla de Monte Cristi (ZFMC), la Zona de Falla de Villa Vásquez; y los segmentos de la Zona de Falla de Camú (ZFC). En la Fig. 7.1, se ha incluido también la traza de los segmentos oriental (ZFEN-E), occidental (ZFEN-O) y final segmento occidental (ZFEN-O-Fin) de la Zona de Falla de La Española Norte, modificada a partir de los datos de Dillon et al. (1992, 1996), Dolan et al. (1998) y Rodríguez-Zurrunero et al. (2019), así como datos inéditos del Proyecto SYSMIN. Aunque no están incluidas en la zona a estudio, por su potencial influencia sismogénica se describen también las características de la Zona de Falla de Bonao-La Guácara (ZFBG), la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR) y la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).

Las características de las principales estructuras sismogénicas están recogidas en la Tabla 7.1, entre las que se incluyen: nombre y etiqueta, mecanismo de deformación, magnitud máxima estimada (equivalente M_w), sismo mayor conocido (magnitud en M_w), tasa de desplazamiento estimada, longitud, orientación (rumbo) y anchura del plano de la estructura. Las estimaciones de tasas de desplazamiento de cada estructura han sido derivadas de la cartografía geológica (Mann et al., 1995, 2002; Prentice et al., 2003; Proyecto SYSMIN, 2010) y de medidas con sistemas geodésicos GPS (Calais, 2001; Calais et al., 2002; Manaker et al., 2008), quedando sintetizadas en los trabajos de Bertil et al. (2010, 2015).

7.1.1. Zona de Falla Septentrional

En la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, la Zona de Falla Septentrional es dividida en tres segmentos (Fig. 7.1): el oriental, el central y el occidental. El segmento oriental (ZFS-E) conecta probablemente con el plano de subducción de la Placa de Norteamérica bajo la microplaca Septentrional a unos 20 km (± 10) de profundidad. La traza superficial de la estructura posee 80 a 100 km de longitud, la magnitud máxima estimada ($M_{\text{máx}}$) es 7,6 ($\pm 0,3$) y la tasa de desplazamiento es de 9,7 (± 2) mm/año.

El segmento central (ZFS-C) se une probablemente también con el plano de subducción bajo la microplaca Septentrional entre unos 15 y 25 km de profundidad. La magnitud máxima estimada es de 7,5 ($\pm 0,3$) y la tasa de desplazamiento es de 9,8 (± 2) mm/año. La traza superficial de la estructura presenta una longitud de 140 km. El segmento ZFS-C registra paleosismos a 30-240 AD y 1040-1230 AD, de magnitud $M \geq 7,5$. Prentice et al. (2003) establece que el terremoto pre-histórico más reciente con ruptura del terreno ocurrió entre 1040 (1150) y 1230 AD e implicó un mínimo de 4 m de desplazamiento lateral senestro, sin ningún otro evento importante en los pasados 770-960 años. El sismo de 1562 ($M_{\text{máx}} = 7,7$) pudo ser generado por la ZFS o la ZFEN. Manaker et al. (2008) proponen un modelo cinemático para la ZFS en el que un déficit de deslizamiento de 8 mm/año es capaz de acomodar un evento de $M_w = 7,5 - 7,7$. En las proximidades de Canca la Piedra, la edad de varias secuencias coluviales con paleosuelos en forma de cuña adyacentes a la traza superficial de la ZFS-C han proporcionado edades de 7618-7507 y 3985-3838 cal BP (^{14}C ; Escuder-Virueete et al., 2019), sugiriendo la reactivación de la estructura en un momento anterior.

El segmento occidental (ZFS-W) también se une probablemente con el plano de subducción bajo la microplaca Septentrional a unos 15 - 25 km de profundidad. La longitud de la traza superficial es > 85 km, la magnitud máxima estimada es de 7,0 ($\pm 0,3$) y la tasa de desplazamiento es de 2,0 (± 2) mm/año. El segmento pudo también generar los paleosismos descritos para el segmento ZFS-C. En Caonao, al N de Santiago, la edad de arcillas carbonáceas que rellenan un semigraben asociado con una falla normal próxima a la traza superficial de la ZFS-W han proporcionado edades de 1174-979 y 276-172 cal BP (^{14}C ; Escuder-Virueete et al., 2019), indicando la superposición de deformaciones extensionales en el Holoceno.

El sistema de la Falla Septentrional offshore Haití, o segmento Winward (ZFS-Winward), presenta una longitud de 90-140 km. La magnitud máxima estimada es de 7,6 ($\pm 0,3$) y la tasa de desplazamiento es de 11,0 ($\pm 2,4$) mm/año. La ZFS-Winward presenta como evento principal más reciente el de 1842 ($M_w = 6,9$), estando también probablemente relacionado el de 1887 ($M_w = 6,7$). Según Tanner y Shepherd (1997) se requiere un intervalo de recurrencia de 1100-1250 años para producir un evento de magnitud similar al terremoto de 1842, que estiman de $M_w = 8,0$.

La continuación del segmento ZFS-Winward en la República Dominicana conecta con la rama S de la ZFS (ZFS-HE). Por tanto, el segmento ZFS-HE constituye la rama activa de la ZFS al bifurcarse la estructura, que continua por Esperanza-Jaibón-Guayubín-Manzanillo. Para una longitud de la traza superficial de 90 a 120 km, la magnitud máxima estimada es de 7,2 ($\pm 0,3$) y la tasa de desplazamiento es $< 2,0$ (± 2) mm/año. El segmento pudo también generar el evento de 1562. Utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), para Dolan y Wald (1998) los segmentos ZFS-C y ZFS-HE alcanzan una magnitud máxima (M_w) de $8,3 \pm 0,3$ y $7,9 \pm 0,3$, respectivamente. Frankel et al. (2010) asume una longitud menor para estos segmentos y obtiene una magnitud máxima de 7,8 (M_w) para ambos segmentos.

Por otro lado, los recientes eventos de cabalgamiento más al N (en la ZFEN) han incrementado los esfuerzos de Coulomb en la ZFS (Dolan y Bowman, 2004; Ali et al., 2008). Considerando los 770-960 años que han transcurrido desde el último terremoto con ruptura del terreno y un intervalo de recurrencia de 800-1200 años entre los principales terremotos (Prentice et al., 2003), la ZFS presenta (al estar próxima a una ruptura) como fuente un alto potencial sísmico (debido a su gran longitud), localizándose además en un área densamente poblada y de vital importancia económica para la República Dominicana.

Finalmente, ten Brink et al. (2011) evalúan la actividad sísmica en la zona de borde entre la placa de Caribe y de Norteamérica a partir de los informes históricos de daños causados por terremotos en los últimos 500 años. Estos autores especulan que los terremotos de 2 de diciembre de 1562 ($M_l = 7,7$) y de 7 de mayo de 1842 ($M_l = 7,6$) rompieron la ZFS en el N de La Española. Si esto fue así, estos autores determinan un intervalo de recurrencia para el sector central de la ZFS de aproximadamente 300 años y sólo han transcurrido 170 años desde el último evento. En base a los informes históricos, ten Brink et al. (2011) también proponen que el intervalo de recurrencia de grandes terremotos a lo largo del segmento de La Española de la ZFEN es probablemente mayor que el registro histórico.

7.1.2. Zona de Falla de la Española Norte

La Zona de Falla La Española Norte ha sido regionalmente dividida en cinco segmentos (Fig. 7.1): Cuba oriental, final del occidental, el occidental, el oriental y el de la Fosa de Puerto Rico. El segmento NE de Cuba (ZFEN-Cuba) presenta una estimación de magnitud máxima de $8,2 (\pm 0,3)$, una tasa de desplazamiento de $3,8 (\pm 2,0)$ mm/año y una longitud de la traza superficial de la estructura de entre 215 y 290 km. El segmento ZFEN-Cuba produjo probablemente el sismo de 1962 ($M_w = 6,6$). El final del segmento occidental (ZFEN-O-Fin) presenta una estimación de magnitud máxima de $7,5 (\pm 0,3)$, una tasa de desplazamiento de $4,3 (\pm 2,0)$ mm/año y una longitud de la traza superficial de la estructura de 110 km. El segmento ZFEN-O-Fin también pudo producir el evento sísmico de 1962.

El segmento occidental de la Zona de Falla de La Española Norte (ZFEN-O) posee una estimación de magnitud máxima de $8,2 (\pm 0,3)$ y una tasa de desplazamiento de $5,0 (\pm 2,4)$ mm/año. La longitud de la traza superficial de la estructura gradúa puede ser estimada entre 180 y 290 km. El segmento ZFEN-O produjo los eventos de 1562 ($M_{macro} = 7,7$) y 1842 ($M_{macro} = 7,6$), así como probablemente el de 1962 ($M = 6,6$). El segmento oriental (ZFEN-E) presenta una estimación de magnitud máxima de $8,1 (\pm 0,3)$ y una tasa de desplazamiento de $6,0 (\pm 2,4)$ mm/año en superficie y de 12 mm/año en profundidad. La longitud de la traza superficial de la estructura gradúa entre 190 y 260 km. Con el segmento ZFEN-E se relaciona el terremoto de 4 de agosto de 1946 ($M_s = 8,1$).

Bertil et al. (2010) distinguen dos zonas sismogénicas en la zona de subducción (ZFEN): una zona somera interplaca al N, desde la traza superficial de la ZFEN hasta 35 km de profundidad; y una zona intraplaca más al S, donde ocurrió el terremoto de 1946 y donde pueden ocurrir terremotos de $M_w \geq 8,0$. Estos autores definen también una zona situada al N norte de la traza de la ZFEN, considerada como una zona externa elevada de la Placa de Norteamérica donde ocurren sismos previamente a su subducción. Al S de la ZFEN es posible definir igualmente la zona con sismicidad superficial situada entre esta estructura y la ZFS, en la microplaca Septentrional superior. Bertil et al. (2010) establecen una magnitud máxima probable de $6,9 (6,65 \pm 0,25)$ para

esta zona. El terremoto de Puerto Plata de 2003 ($M_w = 6,4$) pudo producirse en la interfase de subducción o en el interior de la microplaca (Dolan y Bowman, 2004).

7.1.3. Zona de Falla de Camú

La Zona de Falla de Camú (ZFC) es una estructura desarrollada en el interior de la microplaca Septentrional en la República Dominicana (Fig. 7.1). Se trata de una estructura de dirección OSO-ENE a O-E que se extiende *onshore* desde el N del Promontorio de Cabrera hasta Punta Rucia al NO de La Isabela. Los datos batimétricos sugieren la continuación *offshore* de la ZFC tanto al O como al E. La ZFC acomoda un desplazamiento transcurrente senestro, subparalelo tanto a la ZFS como a la ZFEN. La traza de la falla es recta o ligeramente curvada, lo que implica una geometría para el plano de falla subvertical.

La sismicidad de la ZFC es poco conocida. La sismicidad instrumental indica terremotos de intensidad moderada a baja localizados en su extremo oriental, entre Cabrera y Rio San Juan, probablemente asociados a la colisión y bloqueo de la zona de subducción por la Plataforma de Bahamas. Los datos de campo demuestran la actividad de la ZFC en el Holoceno, ya que deforma a terrazas fluviales del rio Camú datadas entre 4854-4802 y 4762-4692 cal BP (^{14}C ; Escuder-Virueete et al., 2019) en las proximidades de Imbert.

La ZFC es dividida en dos segmentos: el oriental y el occidental. El segmento oriental (ZFC-E) presenta una probable estimación de magnitud máxima de 6,0 ($\pm 0,5$), una tasa de desplazamiento < 2 mm/año y una longitud de la traza superficial de la estructura de entre 50 y 150 km, dependiendo de su continuidad o no al E hasta la ZFSN-E. El segmento occidental (ZFC-O) presenta similares estimaciones de magnitud máxima y tasa de desplazamiento, para una longitud de la traza superficial de entre 50 y 150 km, en función de su conexión al O con la ZFS-O.

7.1.4. Zona de Falla de Monte Cristi

La Zona de Falla de Monte Cristi (ZFMC) es una estructura de desgarre senestro localizada en el sector occidental de la Cordillera Septentrional (Fig. 7.1). Se trata de una estructura de dirección OSO-ENE que se extiende *onshore* desde el sector NO de Jaibón hasta Monte Cristi (Mann et al., 1995). Los datos batimétricos sugieren la continuación *offshore* de la ZFCMC hacia el NO, aunque el límite se desconoce en detalle. La ZFMM acomoda un desplazamiento transcurrente senestro, subparalelo tanto a la ZFS-O como a la ZFVV. Estas tres zonas de falla convergen hacia el E en una única estructura de desgarre. Su límite oriental es por tanto la ZFS-O. Escuder-Virueete et al. (2019) describen una reactivación de la estructura como falla normal probablemente en el Holoceno. La traza de la falla es recta, por lo que su geometría consiste en un plano subvertical. La sismicidad de la ZFMC es poco conocida. Se estima una probable magnitud máxima de 4,5 ($\pm 0,5$), una tasa de desplazamiento < 2 mm/año y una longitud de la traza superficial de la estructura de entre 20 y 35 km.

7.1.5. Zona de Falla de Villa Vásquez

La Zona de Falla de Villa Vásquez (ZFVV) es una estructura de desgarre senestro localizada en el sector occidental de la Cordillera Septentrional (Fig. 7.1). Siguiendo una dirección OSO-ENE, se extiende desde Jaibón hasta Villa Vásquez, continuando al S de Monte Cristi (Mann et al., 1995). En su sector onshore occidental constituye el suave límite morfotectónico entre la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao. Los datos batimétricos indican que la ZFVV se continua *offshore* hacia el NO, aunque se desconoce en detalle su límite occidental. Hacia el E, la ZFVV conecta con la ZFS-O, que constituye su límite oriental. Escuder-Virueete et al. (2019) describen una reactivación de la ZFVV como falla normal probablemente en el Holoceno. La traza de la falla es algo sinuosa, pero su geometría se aproxima a un plano subvertical. La sismicidad de la ZFVV es poco conocida. Se estima una probable magnitud máxima de 5,0 ($\pm 0,5$), una tasa de desplazamiento < 2 mm/año y una longitud de la traza superficial de la estructura de entre 30 y 50 km.

7.1.6. Zona de Falla de Bonao-La Guácara

La Zona Falla de Bonao-La Guacara (ZFBG) es una estructura de desgarre inverso localizada en el sector septentrional de la Cordillera Central (Fig. 7.1). La estructura presenta una dirección NO-SE entre Bonao y La Vega, donde gira a una dirección OSO-ENE y se prolonga hasta Pepillo Salcedo en la Bahía de Manzanillo. En este sector, conecta con la ZFS-HE que constituye su límite occidental. Su límite oriental no está bien establecido. La sismicidad de la ZFBG es relativamente abundante y poco conocida. La estructura es dividida en dos segmentos: el oriental (ZFBG-E) de unos 40 km de longitud y el occidental (ZFBG-O) de unos 80 km de longitud. Se estima una probable magnitud máxima de 6,8 ($\pm 0,3$) y una tasa de desplazamiento de 0,4 mm/año para ambos segmentos.

7.1.6. Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden

La Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) constituye el límite entre la microplaca de Gônave al N y la Placa de Caribe al S. Aunque fuera del área estudiada, la ZFEPG se introduce en los modelos de amenaza sísmica para evaluar su influencia. La ZFEPG es una estructura de dirección O-E que atraviesa la parte S de la isla de La Española (Mann et al., 2002). Se extiende desde el SE de Jamaica hasta el valle de Enriquillo en la República Dominicana, donde su traza forma el límite S de la Sierra de Neiba. Más al E la ZFEPG se segmenta y pierde continuidad, desapareciendo aparentemente al N de la Bahía de Ocoa u ocultándose bajo depósitos recientes (Mann et al., 1995). Por tanto, la continuación o terminación oriental de la ZFEPG no es clara, pudiéndose interrumpir en el cabalgamiento frontal de la Sierra de Neiba, transferir el movimiento al cabalgamiento septentrional de la Sierra de Bahoruco (o de Barahona) o enlazar con la Zona de Falla de Los Muertos.

La ZFEPG acomoda desplazamientos transcurrentes senestros paralelos al límite de placas. La traza de la falla es rectilínea e implica un plano de falla subvertical. Aunque la sismicidad instrumental en la ZFEPG ha sido muy baja con anterioridad a la secuencia de terremotos de 2010, numerosos terremotos históricos se generaron probablemente en esta estructura. Entre estos terremotos destacan: 18 de octubre de 1751 ($I_0 = VIII$ a VIII-IX), terremoto que se sintió en Martinica (a ~ 1000 km); 21 de noviembre de 1751 ($I_0 = VIII$), terremoto de Haití; 3 de junio de 1770 ($I_0 = VIII$), terremoto occidental de Haití; 8 de abril de 1860 ($I_0 = VIII$), terremoto del Golfo de

Gônaives (Haití); 14 de enero de 1907 ($I_0 = VIII$), terremoto de Kingston (Jamaica); y 10 de enero de 2010, terremoto de Puerto Príncipe (Haití).

El terremoto de enero de 2010 ocurrió en la ZFEPG, aunque existe discusión sobre la estructura en concreto que acomodó el desplazamiento. Hayes et al. (2010) proponen un proceso de ruptura con desplazamiento en múltiples fallas. Anteriormente al terremoto de 2010 no se había determinado el mecanismo focal en la ZFEPG, que mostraba una débil sismicidad instrumental. Sin embargo, la distribución vertical de hipocentros indicaba una distribución somera de la sismicidad a lo largo de la falla, que fue confirmada con la secuencia sísmica de 2010. Mann et al. (2002) realizan inversiones cinemáticas de la fuente de este terremoto que establecen una ruptura superficial. Hayes et al. (2010) consideran un espesor de ~ 20 km de la capa sismogénica, coherente con los resultados de inversiones cinemáticas.

No hay publicados estudios geológicos sobre el desplazamiento de la ZFEPG. Mann et al. (2002) construyen un modelo de deformación en base a datos GPS que establece un desplazamiento de 10 mm/año. Calais et al. (2002) y Maneker et al. (2008) determinan tasas de desplazamiento de 7 mm/año en base a un modelo de bloques que combina datos de vectores de velocidad GPS y de acumulación de esfuerzos elásticos en fallas bloqueadas.

La traza de la ZFEPG presenta un total de 590 ± 60 km, por lo que utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) puede generar terremotos con una magnitud máxima de $M_w = 8,1 \pm 0,3$. Kelleher et al. (1973) establecen en base a datos históricos que los grandes terremotos de 1751, 1770 y 1860 ocurrieron en la ZFEPG (ver también Ali et al., 2008). Frankel et al. (2010) y en base a la extensión y distribución del área de mayor intensidad, indican que la magnitud de estos grandes terremotos fue de $\sim 7,5$. Estos autores asumen que la ZFEPG es un sistema de fallas segmentado y atribuyen una magnitud máxima de 7,7 para el segmento oriental de la falla, la parte continental del borde occidental del segmento de la falla y el segmento marino al oeste de Haití.

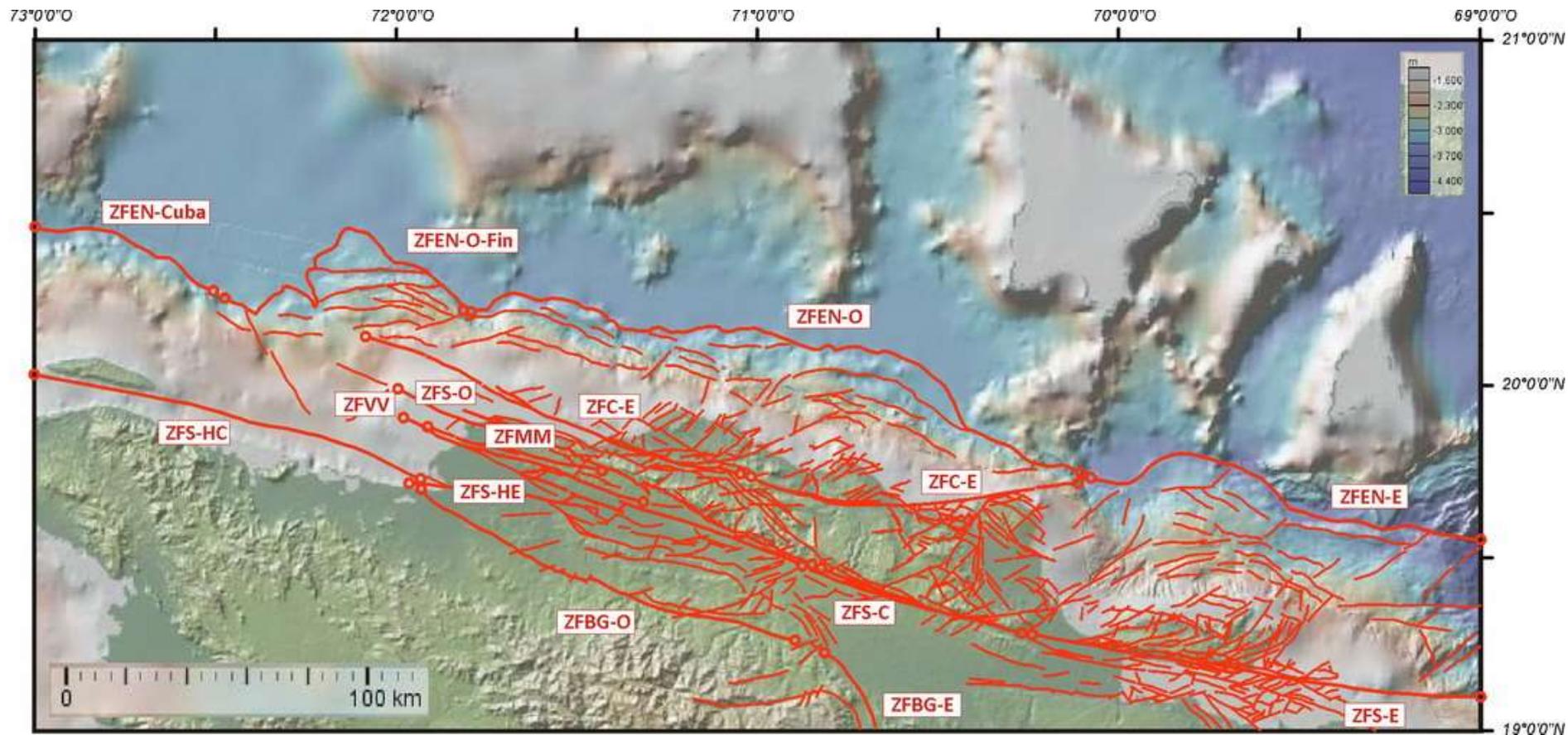


Fig. 7.1. Mapa de las principales estructuras sismogénicas de escala regional identificadas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como en su sector adyacente de la microplaca Septentrional.

Tabla 7.1. Características de las principales estructuras sismogénicas de la Cordillera Septentrional-Península de Samaná y áreas adyacentes.

Indice	Nombre	Mecanismo de deformación	Magnitud máxima estimada (equivalente Mw)	Sismo mayor conocido (magnitud en Mw)	Tasa de desplazamiento	Longitud	Rumbo y Buzamiento	Anchura del plano
ZFS-E-Fin	Zona de Falla Septentrional, segmento extremo oriental, fin falla	senestro	$M_{\text{máx}} 7,4 (\pm 0,3)$	desconocido	2 mm/año	80 a 100 km	90° (± 10), buzamiento subvertical	20 \pm 25 km
	Terminación oriental de la ZFS, segmento probablemente menos activo que al O. La Falla de Bunce transfiere la deformación a la ZFS.							
ZFS-E	Zona de Falla Septentrional, segmento oriental.	senestro	$M_{\text{máx}} 7,6 (\pm 0,3)$	desconocido	9,7 (± 2) mm/año	165 (± 5) km	90° (± 10), buzamiento subvertical	20 \pm 5 km
	La SFZ conecta probablemente con el plano de subducción de la Placa Americana bajo el microbloque Septentrional a 20 km (± 10) de profundidad Más profundo al E que al O. Ciertas modelizaciones indican un aumento de la tensión sobre ese segmento, posteriormente a los sismos del siglo XX.							
ZFS-C	Zona de Falla Septentrional, segmento central	senestro	$M_{\text{máx}} 7,5 (\pm 0,3)$	Paleosismos: 30-240 AD y 1040-1230 AD, $M \geq 7,5$	9,8 (± 2) mm/año	140 km	90° (± 10), buzamiento subvertical	15 \pm 10 km
	La ZFS probablemente se une con el plano de subducción de la Placa Americana bajo la microplaca Septentrional entre 15 y 25 km de profundidad. Hacia el O desciende la profundidad. Sismo de 1562 ($M_{\text{máx}} 7,7$) vinculado a la ZFS o la ZFEN.							
ZFS-O	Zona de Falla Septentrional, segmento occidental	senestro	$M_{\text{máx}} 7,0 (\pm 0,3)$	Paleosismos: 30-240 AD y 1040-1230 AD, $M \geq 7,5$	2 mm/año (tasa similar segmento oriental)	> 85 km	90° (± 10), buzamiento subvertical	15 \pm 10 km
	La ZFS probablemente se une con el plano de subducción de la Placa Americana bajo la microplaca Septentrional entre 15 y 25 km de profundidad. Hacia el O desciende la profundidad. Sismo de 1562 ($M_{\text{máx}} 7,7$) vinculado a la ZFS o la ZFEN.							
ZFS-Winward	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento Winward	senestro-inverso	$M_{\text{máx}} 7,6 (\pm 0,3)$	23/09/1887 (Mw 6,7) probable	11,0 ($\pm 2,4$) mm/año	90 a 140 km	80° N (± 10), buzamiento subvertical	
ZFS-HC	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento central	senestro	$M_{\text{máx}} 7,7 (\pm 0,3)$	1842 (Mw 7,6)	10,0 ($\pm 2,4$) mm/año	160 a 180 km	90° (± 10), buzamiento subvertical	20 \pm 15 km
	Posible componente normal de acuerdo datos GPS. 3 segmentos distintos al nivel de la ZFS rama haitiana Transfiere en relevo la deformación de la ZFS-Norte (9,5 \pm 4 mm/año)							
ZFS-HE	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento oriental. Rama S de la ZFS	senestro	$M_{\text{máx}} 7,2 (\pm 0,3)$	1562 (?)	< 2 mm/año (?)	90 a 120 km	90° (± 10), buzamiento subvertical	20 \pm 15 km
	Rama activa de la ZFS que se bifurca por Esperanza-Jaibón-Guayubín-Manzanillo. Tasa ~ 2 mm/año (?), similar ZFS segmento oriental. Transfiere en relevo la deformación de la ZFS-Norte (9,5 \pm 4 mm/año)							
ZFBG-O	Zona Falla de Bonao - La Guacara, segmento occidental	senestro	$M_{\text{máx}} 6,8 (\pm 0,3)$		0,4 mm/año	40 km	100° a 150°, buzamiento subvertical	10 \pm 5 km
	Sismicidad poco frecuente, aunque mal conocida. Transfiere en relevo la deformación a la ZFS							

ZFBG-E	Zona Falla de Bonaó - La Guacara, segmento oriental	inverso senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 6,8 (\pm 0,3)		0,4 mm/año	40 km	100° a 150°, buzamiento subvertical	10 \pm 5 km
	Sismicidad poco frecuente, aunque mal conocida. Transfiere en relevo la deformación a la ZFS							
ZFEN-Cuba	Zona de Falla La Española Norte, segmento NE Cuba	inverso senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 8,2 (\pm 0,3)	1962 (Mw 6,6) probable	3,8 (\pm 2,0) mm/año	215 a 290 km	70° N (\pm 10), buzamiento	40 \pm 20 km
	Deformación inversa asociada escasa. Se corresponde a una anomalía magnética							
ZFEN-O-Fin	Zona de Falla La Española Norte, final segmento occidental	inverso senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 7,5 (\pm 0,3)	1962 (Mw 6,6) probable	4,3 (\pm 2,0) mm/año	110 km	90° N (\pm 15); buzamiento 30° a 45° al S	50 \pm 20 km
	Subducción de la Placa de Norteamérica. El límite oriental corresponde al fin de la Plataforma de Bahamas, marcada por anomalía magnética (EMAG2), Zona de Falla de Bunce y rift Mona. El límite occidental está marcado por una zona de frecuente sismicidad al E, más débil al O.							
ZFEN-O	Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental	inverso, senestro, subducción	$M_{m\acute{a}x}$ 8,2 (\pm 0,3)	1562 M_{macro} 7,7 e I_0 IX; 1842 M_{macro} 7,6 e I_0 IX, probable; 1962 M 6,6, probable	5,0 (\pm 2,4) mm/año	180 a 290 km	90° N (\pm 15); buzamiento 30° (\pm 10) a < 25 km y 70° a profundidad > 25 km	50 \pm 20 km
	Subducción de la Placa de Norteamérica. El límite oriental corresponde al fin de la Plataforma de Bahamas, marcada por anomalía magnética (EMAG2), Zona de Falla de Bunce y rift Mona. El límite occidental está marcado por una zona de frecuente sismicidad al E, más débil al O.							
ZFEN-E	Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental	inverso, senestro, subducción	$M_{m\acute{a}x}$ 8,1 (\pm 0,3)	04/08/1946, Ms 8,1 a 51 km profundidad	6,0 (\pm 2,4) mm/año en superficie, 12 mm/año en profundidad	190 a 260 km	90° N (\pm 15); buzamiento 30° (\pm 10) a < 25 km y 70° a profundidad > 25 km	180 km
	Subducción de la Placa de Norteamérica. El límite oriental corresponde al fin de la Plataforma de Bahamas, marcada por anomalía magnética (EMAG2), Zona de Falla de Bunce y rift Mona. El límite occidental está marcado por una zona de frecuente sismicidad al E, más débil al O.							
PRT	Zona de Falla o Fosa de Puerto Rico	inverso, senestro, subducción	$M_{m\acute{a}x}$ 8,2 (\pm 0,3)	1943 (Mw 7,6) probable	7,2 (\pm 1,9) mm/año	480 km	90° N (\pm 15)	50 \pm 20 km ?
	Subducción de la Placa Norteamérica							
ZFC-E	Zona de Falla de Camú, segmento oriental.	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 6,0 (\pm 0,5), probable	desconocido	< 2 mm/año (?)	50 a 150 km	80° (\pm 10), buzamiento subvertical	2 \pm 1 km
ZFC-O	Zona de Falla de Camú, segmento occidental	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 6,0 (\pm 0,5), probable	desconocido	< 2 mm/año (?)	50 a 150 km	80° (\pm 10), buzamiento subvertical	2 \pm 1 km
	El límite oriental corresponde a la ZFEN-E, probablemente; el occidental corresponde a la ZFS-W, probablemente.							
ZFMM	Zona de Falla de Monte Cristi	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 4,5 (\pm 0,5), probable	desconocido	< 2 mm/año (?)	20 a 35 km	100° (\pm 10), buzamiento subvertical	2 \pm 1 km
	El límite oriental corresponde a la ZFS-O, probablemente; el occidental se desconoce en detalle.							
ZFVV	Zona de Falla de Villa Vásquez	senestro	$M_{m\acute{a}x}$ 5,0 (\pm 0,5), probable	desconocido	< 2 mm/año (?)	30 a 50 km	100° (\pm 10), buzamiento subvertical	2 \pm 1 km
	El límite oriental corresponde a la ZFS-O, probablemente; el occidental se desconoce en detalle.							

7.2. Zonificación sismogénica

7.2.1. Estructuras sismotectónicas y zonas sismogénicas

En el cálculo probabilista de la amenaza sísmica, las fuentes sísmicas son modelizadas como zonas sismogénica, asumiendo que cada una de ellas se identifica por una tasa de actividad sísmica constante en el tiempo, de forma que los terremotos son sucesos aleatorios independientes, con igual probabilidad de ocurrencia en toda la zona y cuya frecuencia y tamaño se relacionan por una ley logarítmica debidamente limitada a un valor máximo. La delimitación de cada zona posee importantes implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica, ya que a partir de su delimitación se estiman los máximos sismos potenciales asociados a cada una de ellas y las leyes de recurrencia que gobiernan su sismicidad.

La definición de las fuentes sísmicas en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná permite subdividir el territorio en un conjunto de zonas sismogénicas, que constituyen la base para la evaluación de la amenaza sísmica regional. Las principales características de las estructuras sismotectónicas como fuentes sísmicas dan lugar a un modelo de zonación simplificado, que permite explotar la información obtenida tanto del análisis geológico-estructural como del catálogo unificado de sismicidad. En el presente estudio se consideran dos tipos de zonas sismogénicas: sistemas de fallas activas en las que se concentra heterogéneamente la sismicidad de mayor magnitud; y amplias zonas superficiales situadas entre ellas y en cuyo interior la sismicidad es de magnitud moderada-baja y se reparte de un modo más homogéneo.

Este tipo de zonificación sismogénica simplificada es debido a que el catálogo de sismicidad no contiene la información suficiente para poder caracterizar adecuadamente la actividad de las fuentes sísmicas, o la información disponible posee una gran incertidumbre. En particular, existe una elevada incertidumbre en la magnitud máxima esperada (M_{max}) en cada una de las zonas. Alternativamente, la actividad sísmica de cada fuente puede ser estimada a partir de los datos tectónicos de campo (superficie de la fuente y velocidad de desplazamiento), aplicando las fórmulas de cálculo de distribuciones de tipo Gutenberg-Richter propuestas por Anderson y Luco (1983). En este estudio, por tanto, se sigue una aproximación metodológica de estimación de los parámetros sísmicos de cada zona sismogénica análoga a la utilizada por Bertil et al. (2010, 2015).

7.2.2. Geometría zonas sismogénicas

Las zonas sismogénicas correspondientes a las fallas activas han sido modelizadas geométricamente como una superficie poligonal, definido mediante un conjunto de vértices que dan cuenta de su posición tridimensional. La Tabla 7.2 incluye las coordenadas de los vértices que definen cada fuente. Las Figs. 7.2 y 7.3 incluyen una representación del modelo de fuentes sismogénicas resultante. En general, las zonas de falla son modelizadas como un plano vertical, subdividido o no en varios segmentos, con un espesor de entre 0,5 y 1 km, que se prolonga hasta una profundidad de 25 km y que conectan lateralmente con otras estructuras. Las zonas de subducción son modelizadas como superficies inclinadas hacia el sur un ángulo de buzamiento medio, coherente con la localización de la sismicidad en la interfase microplaca Septentrional-placa de Norteamérica, con un espesor de entre 1 y 3 km, que se prolongan hasta una profundidad de entre 100 y 120 km.

Tabla 7.2. Datos geométricos fuentes sísmogénicas.

Fuente	Longitud	Latitud	Prof. (km)	Fuente	Longitud	Latitud	Prof. (km)
ZFEN-E	-68,66216	19,58026	5,48	ZFS-E	-68,95065	19,12348	0
ZFEN-E	-68,85220	19,61240	4,96	ZFS-E	-69,22093	19,15686	0
ZFEN-E	-69,07999	19,61888	4,676	ZFS-E	-69,62259	19,22147	0
ZFEN-E	-69,22394	19,75231	4,696	ZFS-E	-69,80242	19,25054	0
ZFEN-E	-69,47850	19,80849	4,192	ZFS-E	-69,95210	19,27746	0
ZFEN-E	-69,64528	19,71720	4,384	ZFS-E	-69,95210	19,27746	25
ZFEN-E	-69,79196	19,51088	25	ZFS-E	-69,80242	19,25054	25
ZFEN-E	-69,82769	19,42620	35	ZFS-E	-69,62259	19,22147	25
ZFEN-E	-69,84112	19,37394	50	ZFS-E	-69,22093	19,15686	25
ZFEN-E	-69,93768	19,19311	75	ZFS-E	-68,95065	19,12348	25
ZFEN-E	-70,00000	19,00000	100	ZFS-C	-69,95210	19,27746	0
ZFEN-E	-69,82372	18,99473	105	ZFS-C	-70,18362	19,33561	0
ZFEN-E	-69,69508	18,98692	108	ZFS-C	-70,38392	19,39376	0
ZFEN-E	-69,52617	18,97577	109	ZFS-C	-70,58636	19,46699	0
ZFEN-E	-69,34000	18,96800	113	ZFS-C	-70,58636	19,46699	25
ZFEN-E	-69,21789	18,97191	115	ZFS-C	-70,38392	19,39376	25
ZFEN-E	-69,00000	19,00000	120	ZFS-C	-70,18362	19,33561	25
ZFEN-E	-68,90188	19,18785	80	ZFS-C	-69,95210	19,27746	25
ZFEN-E	-68,82464	19,33005	50	ZFC-O	-70,58636	19,46699	0
ZFEN-E	-68,74212	19,45645	20	ZFC-O	-70,82596	19,57413	0
ZFEN-O	-69,90862	19,79444	3,812	ZFC-O	-71,09947	19,71627	0
ZFEN-O	-70,10876	19,87344	3,688	ZFC-O	-71,37837	19,82934	0
ZFEN-O	-70,24043	20,05076	4,178	ZFC-O	-71,77895	19,96072	0
ZFEN-O	-70,46658	20,16662	4,146	ZFC-O	-71,77895	19,96072	25
ZFEN-O	-70,87893	20,17189	4,095	ZFC-O	-71,37837	19,82934	25
ZFEN-O	-71,05449	20,17540	3,929	ZFC-O	-71,09947	19,71627	25
ZFEN-O	-71,17387	20,16838	4,102	ZFC-O	-70,82596	19,57413	25
ZFEN-O	-71,50690	20,19547	3,964	ZFC-O	-70,58636	19,46699	25
ZFEN-O	-71,62804	20,22280	4,163	ZFS-HE	-70,58636	19,46699	0
ZFEN-O	-71,68229	20,04549	20	ZFS-HE	-70,97303	19,60220	0
ZFEN-O	-71,86662	19,74704	50	ZFS-HE	-71,34522	19,65838	0
ZFEN-O	-71,85433	19,53813	80	ZFS-HE	-71,73144	19,71281	0
ZFEN-O	-71,15737	19,40646	100	ZFS-HE	-71,73144	19,71281	25
ZFEN-O	-70,64123	19,27128	120	ZFS-HE	-71,34522	19,65838	25
ZFEN-O	-70,27782	19,08500	110	ZFS-HE	-70,97303	19,60220	25
ZFEN-O	-70,00000	19,00000	100	ZFS-HE	-70,58636	19,46699	25
ZFEN-O	-69,93768	19,19311	75	ZFS-HC	-71,73144	19,71281	0
ZFEN-O	-69,84112	19,37394	50	ZFS-HC	-71,97547	19,79883	0
ZFEN-O	-69,82769	19,42620	35	ZFS-HC	-72,20370	19,86905	0
ZFEN-O	-69,79196	19,51088	25	ZFS-HC	-72,39857	19,92348	0
ZFEN-O	-69,64528	19,71720	4,384	ZFS-HC	-72,39857	19,92348	25
ZFEN-O-Fin	-71,62804	20,22280	4,163	ZFS-HC	-72,20370	19,86905	25
ZFEN-O-Fin	-71,76480	20,34394	3,884	ZFS-HC	-71,97547	19,79883	25
ZFEN-O-Fin	-71,92807	20,44050	4,096	ZFS-HC	-71,73144	19,71281	25
ZFEN-O-Fin	-72,01585	20,45981	4,102	ZFC-E	-69,72826	19,72160	0,45
ZFEN-O-Fin	-72,12996	20,33692	3,977	ZFC-E	-69,98534	19,69535	0,05
ZFEN-O-Fin	-72,28094	20,22456	3,18	ZFC-E	-70,29183	19,65443	0
ZFEN-O-Fin	-72,38803	20,21000	2,98	ZFC-E	-70,53038	19,66370	0
ZFEN-O-Fin	-72,45000	19,95000	35	ZFC-E	-70,68555	19,70461	0
ZFEN-O-Fin	-72,50000	19,70000	70	ZFC-E	-70,79672	19,74553	0
ZFEN-O-Fin	-72,20000	19,61500	75	ZFC-E	-70,79672	19,74553	25
ZFEN-O-Fin	-71,85433	19,53813	80	ZFC-E	-70,68555	19,70461	25
ZFEN-O-Fin	-71,86662	19,74704	50	ZFC-E	-70,53038	19,66370	25
ZFEN-O-Fin	-71,68229	20,04549	20	ZFC-E	-70,29183	19,65443	25
ZFVV	-71,18355	19,64201	0	ZFC-E	-69,98534	19,69535	15
ZFVV	-71,46306	19,73766	0	ZFC-O	-70,79672	19,74553	0
ZFVV	-71,64840	19,82286	0	ZFC-O	-71,05800	19,79596	0
ZFVV	-71,81879	19,90507	0	ZFC-O	-71,38234	19,90357	0,05
ZFVV	-71,81879	19,90507	25	ZFC-O	-71,66484	20,04407	0,4
ZFVV	-71,64840	19,82286	25	ZFC-O	-71,92192	20,14422	1,5
ZFVV	-71,46306	19,73766	25	ZFC-O	-71,92192	20,14422	25
ZFVV	-71,18355	19,64201	25	ZFC-O	-71,66484	20,04407	25
Latitud/Longitud en WGS84				ZFC-O	-71,38234	19,90357	25
				ZFC-O	-71,05800	19,79596	25
				ZFC-O	-70,79672	19,74553	25

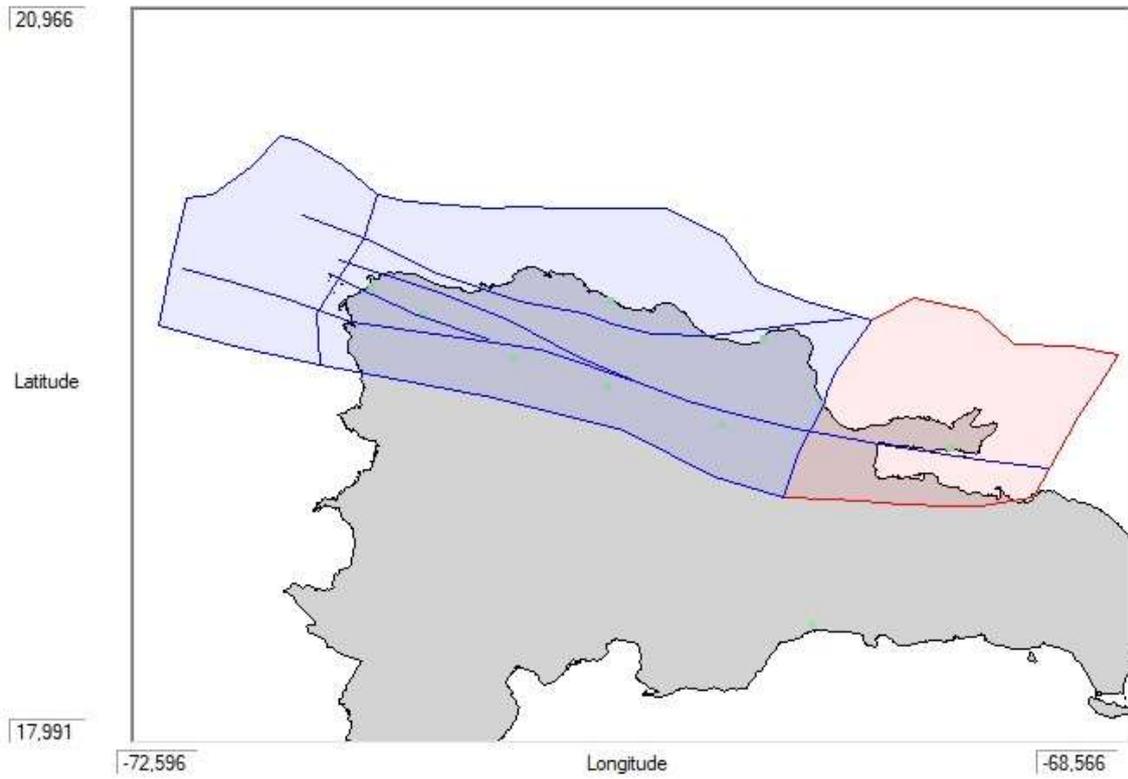


Fig. 7.2. Representación en planta (Latitud y Longitud) del modelo de fuentes sismogénicas.

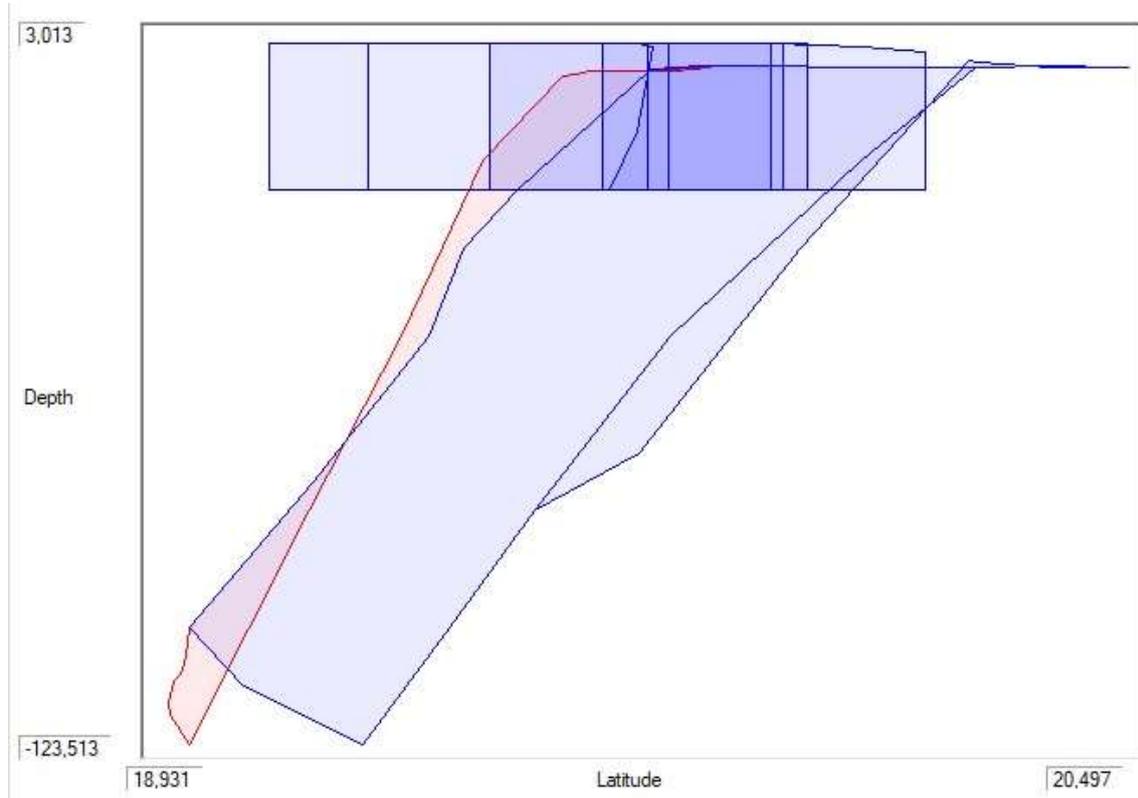


Fig. 7.3. Representación en vista lateral (Latitud y Profundidad) del modelo de fuentes sismogénicas.

7.2.3. Parámetros de actividad sísmica de las fuentes sismogénéticas

La modelización de las fuentes sísmicas como zonas sismogénéticas implica dividir la región de influencia en un conjunto de polígonos independientes entre sí, que presentan en su interior un potencial sísmico uniforme. Ello supone considerar que todos los puntos en el interior de una fuente llevan asociados un mismo modelo de recurrencia y los mismos parámetros de sismicidad.

La actividad de cada fuente sísmica se especifica en términos de la tasa de excedencia de las magnitudes, $\lambda_i(M)$, generadas por esta fuente. La tasa de excedencia de magnitudes establece la frecuencia con que se generan sismos de magnitud superior a una dada. Los parámetros λ_0 , β_i , y $M_{\text{máx}}$ definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas (Orgaz et al., 2012).

Los parámetros de actividad sísmica λ y β fueron estimados para cada fuente con dos métodos distintos: a partir de las velocidades de desplazamiento según la metodología de Anderson y Luco (1983) para las fallas activas; y a partir del catálogo de sismicidad según la metodología de Weichert (1980) para las zonas fuente superficiales. Detalles sobre esta doble aproximación metodológica están incluidos en los trabajos de Bertil et al. (2010, 2015).

La magnitud mínima M_{min} fue fijada en 5,0 para todas las fuentes sísmicas de tipo falla, que es un valor estándar en los estudios de amenaza sísmica. Por tanto, los valores de λ_0 estiman la tasa de recurrencia de sismos con magnitud $M_w \geq 5.0$, que se corresponde con el número promedio de sismos por año superiores a esa magnitud. La magnitud mínima M_{min} fue fijada en 4,5 para las fuentes sísmicas de tipo zona superficial.

Los valores del parámetro β , o *b-value*, se corresponden con la pendiente del tramo inicial de la curva de recurrencia de magnitudes. Debido al carácter incompleto del catálogo sísmico, podemos utilizar un valor *b-value* único para todas las fuentes sísmicas, o atribuir diferentes valores de *b-value* en función del tipo de fuente. La segunda opción es preferible, ya que el análisis del catálogo de sismicidad muestra importantes diferencias en el valor de este parámetro en función del tipo de fuente. Por tanto, para las fallas activas de desgarre se estiman valores de *b-value* de $0,78 \pm 0,05$ y $0,92 \pm 0,05$ obtenido a partir de los datos del catálogo de sismicidad y los sismos asociados a determinados grupos de estructuras; para la zona de subducción se estima un valor de *b-value* de $1,17 \pm 0,06$ obtenido a partir de los sismos profundos; y para las zonas superficiales se estima un valor de *b-value* de $0,87 \pm 0,06$ obtenido a partir de los sismos superficiales. Los valores de incertidumbre de estos parámetros fueron elegidos siguiendo a Bertil et al. (2010, 2015).

La magnitud máxima $M_{\text{máx}}$ de cada fuente fue estimada a partir de los datos históricos del catálogo sísmico, o a partir de su correlación con la longitud o superficie máxima de ruptura Σ propuesta por Wells y Coppersmith (1994). Estas relaciones son: $\Sigma = 10^{(0.90 * M_{\text{máx}} - 3.42)}$ para mecanismos de desgarre; y $\Sigma = 10^{(0.98 * M_{\text{máx}} - 3.99)}$ para mecanismos en falla inversa.

La Tabla 7.3 resume los valores de estos parámetros sísmicos y una estimación de su incertidumbre para cada zona sismogénética.

Tabla 7.3. Parámetros de la actividad sísmica en las zonas sismotectónicas.

Fuente	Nombre Fuente	Tipo	M_0	$\lambda(M_0)$	$\sigma(\lambda)$	$E(\beta)$	$\sigma(\beta)$	b-value	$M_{m\acute{a}x}$	$\sigma(M_{m\acute{a}x})$	$M_{m\acute{a}x} ob.$
ZFEN-E	Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental	Subducción	5,0	0,495	0,047	2,57	0,13	1,17	8,0-8,2	0,2	8,1
ZFEN-O	Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental	Subducción	5,0	0,495	0,047	2,15	0,13	1,17	7,5-8,0	0,2	7,0
ZFEN-O-Fin	Zona de Falla La Española Norte, final segmento occidental	Subducción	5,0	0,015	0,005	2,03	0,2	1,1	7,0-7,5	0,5	6,6
ZFS-E	Zona de Falla Septentrional, segmento oriental.	Desgarre intraplaca	5,0	0,302	0,075	1,8	0,16	0,78	7,7-7,8	0,15	7,8
ZFS-C	Zona de Falla Septentrional, segmento central	Desgarre intraplaca	5,0	0,275	0,083	1,8	0,16	0,78	7,5-7,7	0,15	-
ZFC-O	Zona de Falla Septentrional, segmento occidental	Desgarre intraplaca	4,5	0,15	0,075	1,8	0,16	0,78	6,0	0,5	-
ZFS-HE	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento	Desgarre intraplaca	5,0	0,15	0,075	1,8	0,16	0,78	7,6	0,2	-
ZFS-HC	Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento	Desgarre intraplaca	4,5	0,302	0,083	1,8	0,16	0,78	6,5	0,5	-
ZFC-E	Zona de Falla de Camú, segmento	Desgarre intraplaca	5,0	0,25	0,083	1,8	0,16	0,92	6,0	0,5	-
ZFC-O	Zona de Falla de Camú, segmento	Desgarre intraplaca	4,5	0,15	0,075	1,8	0,16	0,92	5,0	0,5	-
ZFVV	Zona de Falla de Villa Vásquez	Desgarre intraplaca	4,0	0,15	0,075	1,8	0,16	0,95	5,0	0,5	-
ZPA	Zona Placa Atlántica (Plataforma Bahamas)	Intraplaca	4,5	0,06	0,012	2,03	0,2	0,88	6	0,5	4,8
ZMS	Zona Microplaca Septentrional (Prisma Acreción)	Intraplaca	4,5	0,172	0,035	2,02	0,44	0,88	6,5	0,2	6,4
ZPC	Zona Placa Caribe (Arco Caribeño)	Intraplaca	4,5	0,167	0,028	2,07	0,41	0,88	6,5	0,5	7

M_0 ; magnitud mínima estimada, $\lambda(M_0)$; tasa recurrencia sismos de $M \geq M_0$, o número promedio sismos de $M \geq M_0$ año, $\sigma(\lambda)$; incertidumbre de λ , β ; pendiente tramo inicial curva recurrencia magnitudes (logaritmo neperiano), $\sigma(\beta)$; incertidumbre de β , b-value; pendiente relación Gutenberg-Richter (logaritmo decimal), $M_{m\acute{a}x}$; magnitud máxima estimada en base máxima longitud ruptura posible, $\sigma M_{m\acute{a}x}$; incertidumbre $M_{m\acute{a}x}$, $M_{m\acute{a}x}$ observada; magnitudes máximas observadas en el catálogo sísmico.

9. ESTIMACIÓN PROBABILÍSTICA DE LA AMENAZA SÍSMICA

9.1. Método de cálculo

La amenaza sísmica puede ser definida como la probabilidad anual de exceder un parámetro de movimiento (desplazamiento, pseudo-velocidad, aceleración, intensidad) en un lugar y para un periodo de retorno dado, debido a la actividad de las fuentes sísmicas circundantes. La evaluación de la amenaza sísmica probabilística (PSHA: *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*) siguiendo el método de Cornell-McGuire (Ordaz et al., 2012) permite la estimación de la aceleración máxima (PGA; *Peak Ground Acceleration*) y las aceleraciones espectrales para un sitio específico. Estudios previos sobre la amenaza sísmica a escala regional son los de García-Mayordomo et al. (2001), Frankel et al. (2010), el Código de la Construcción de la República Dominicana (2011) y Benito et al. (2012). En el presente estudio, la herramienta computacional seleccionada para la evaluación de la PSHA es el código de cálculo R-CRISIS (Ordaz et al., 2012; Ordaz y Salgado-Gálvez, 2018).

El código R-CRISIS permite evaluar la amenaza sísmica construyendo un modelo probabilístico que tiene en cuenta tanto la distribución espacial de las fuentes sismogénicas, como la forma de ocurrencia de los sismos en el tiempo y las características de la atenuación del movimiento fuerte del suelo. La amenaza sísmica es calculada en términos de la probabilidad de exceder un valor de la aceleración máxima (PGA; en cm/s^2) dado para cada sitio y en un marco de tiempo determinados (Ordaz et al., 2012; Ordaz y Salgado-Gálvez, 2018).

La evaluación de la amenaza sísmica mediante la metodología PSHA requiere la toma de decisiones para la cuantificación de las incertidumbres, tanto epistemológicas como aleatorias. En nuestro caso, se ha formulado un árbol lógico con un nodo, destinado a contemplar la variabilidad inherente a las posibles combinaciones de los modelos de atenuación seleccionados para los tres regímenes tectónicos identificados.

El cálculo de la amenaza sísmica para la microplaca Septentrional, que incluye la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, se efectuó para un periodo de retorno de 475 años, es decir para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años. Los valores de la amenaza se calcularon en una malla de puntos definida entre las coordenadas 18,75°N y 20,75°N de latitud, con un salto de 0,05°, y entre las coordenadas -68,75°O y -72,50°O de longitud, con un salto de 0,05° (Fig. 9.1). Para cada punto de la malla (40 × 75 puntos) se obtuvo la curva de amenaza expresada en términos del PGA en roca a 475 años. Los espectros de amenaza uniforme (UHS; Uniform Hazard Spectra) fueron calculados para las principales localidades de la zona estudiada y para diez periodos estructurales de interés ingenieril: 0.01 (PGA), 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1, 2 y 3 segundos. Para la generación de una superficie continua y trazado de isóneas se utilizó el software ArcGIS v10.4.

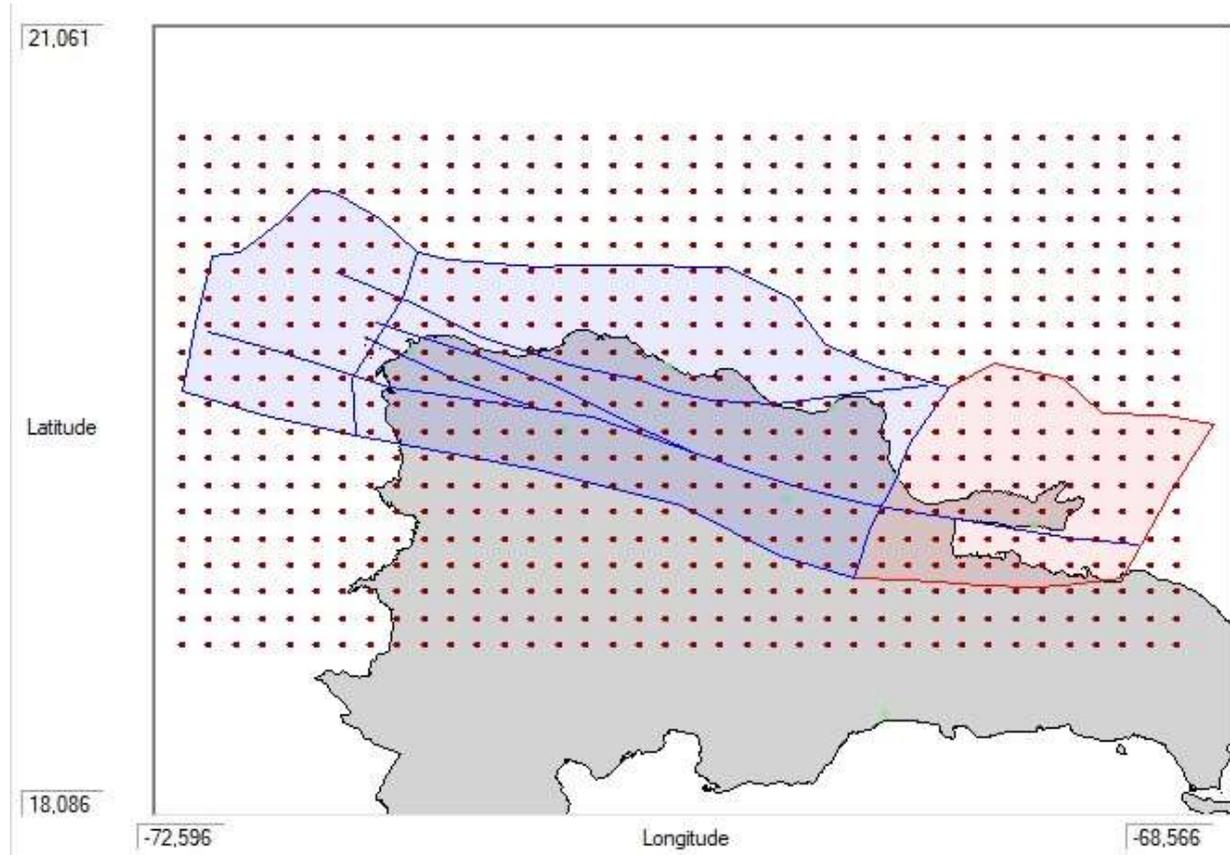


Fig. 9.1. Representación en planta de la malla de puntos utilizada en la estimación de la amenaza sísmica.

9.2. Representación de la sismicidad en cada fuente

La evaluación de la amenaza sísmica en la microplaca Septentrional se realizó en un modelo de fuentes sísmicas compuesto por zonas de falla activas donde se concentra la sismicidad y zonas superficiales localizadas entre ellas de sismicidad difusa. Las Figs. 9.2 a 9.12 incluyen una representación de la sismicidad de cada una de estas fuentes sísmicas, expresada como un modelo de recurrencia que describe la magnitud (M_w) frente a la tasa anual de excedencia (λ). En dicho modelo, cada fuente sismogénica queda caracterizada gráficamente por los parámetros: λ_0 , β , y $M_{m\acute{a}x}$. El parámetro λ_0 es la tasa de recurrencia de sismos con magnitud $M \geq M_0$ (4.5), que se corresponde con el número promedio de eventos por año con magnitud $M \geq M_0$ (intersección curva con eje ordenadas), que se producen en una fuente. El parámetro β representa la pendiente del tramo inicial de la curva de recurrencia de magnitudes. La $M_{m\acute{a}x}$ es una estimación de la magnitud máxima en la fuente obtenida a partir de las magnitudes máximas observadas en el catálogo sísmico o desde características morfotectónicas como la longitud máxima de ruptura.

Conviene hacer notar la existencia de una gran incertidumbre en los valores adoptados para los parámetros sísmicos, derivados principalmente de la representabilidad del catálogo sísmico. Para la evaluación de la amenaza sísmica de Santo Domingo, Bertin et al. (2015) presentan estimaciones de esta incertidumbre de entre un 7% y 17% en el cálculo del PGA a 475 años, para valores similares de los parámetros sísmicos.

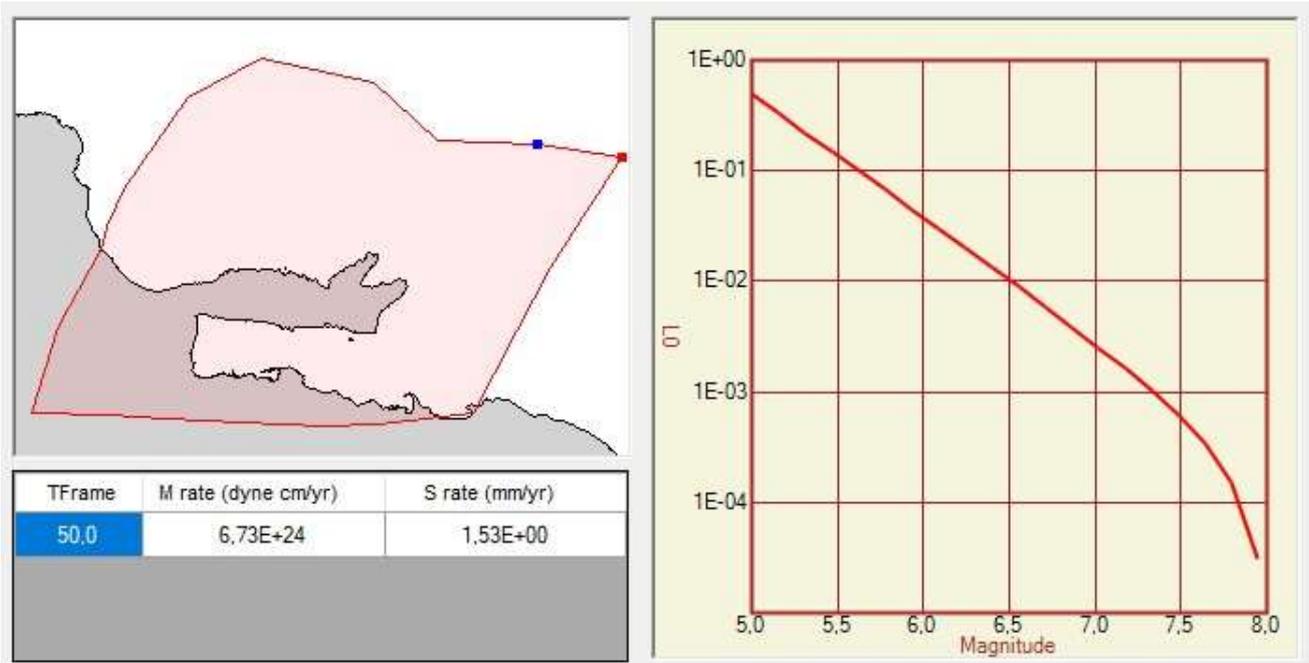


Fig. 9.2. Representación de la sismicidad fuente ZFEN-E o Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental.

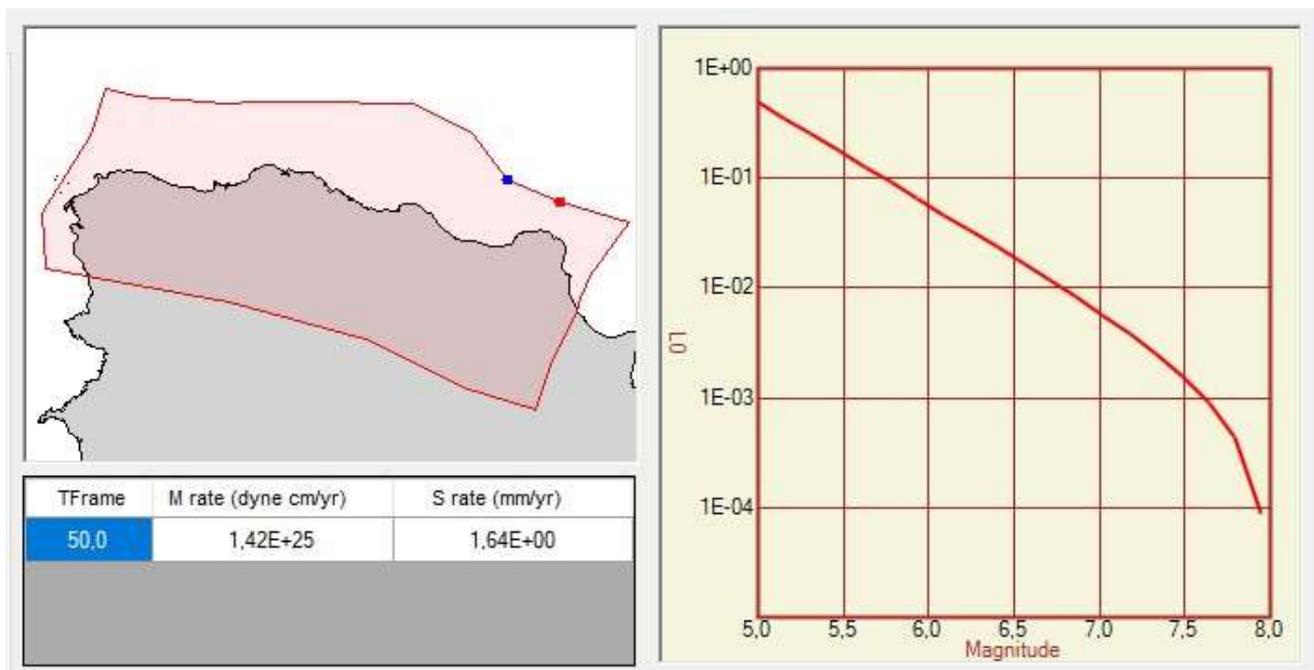


Fig. 9.3. Representación de la sismicidad fuente ZFEN-O o Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental.

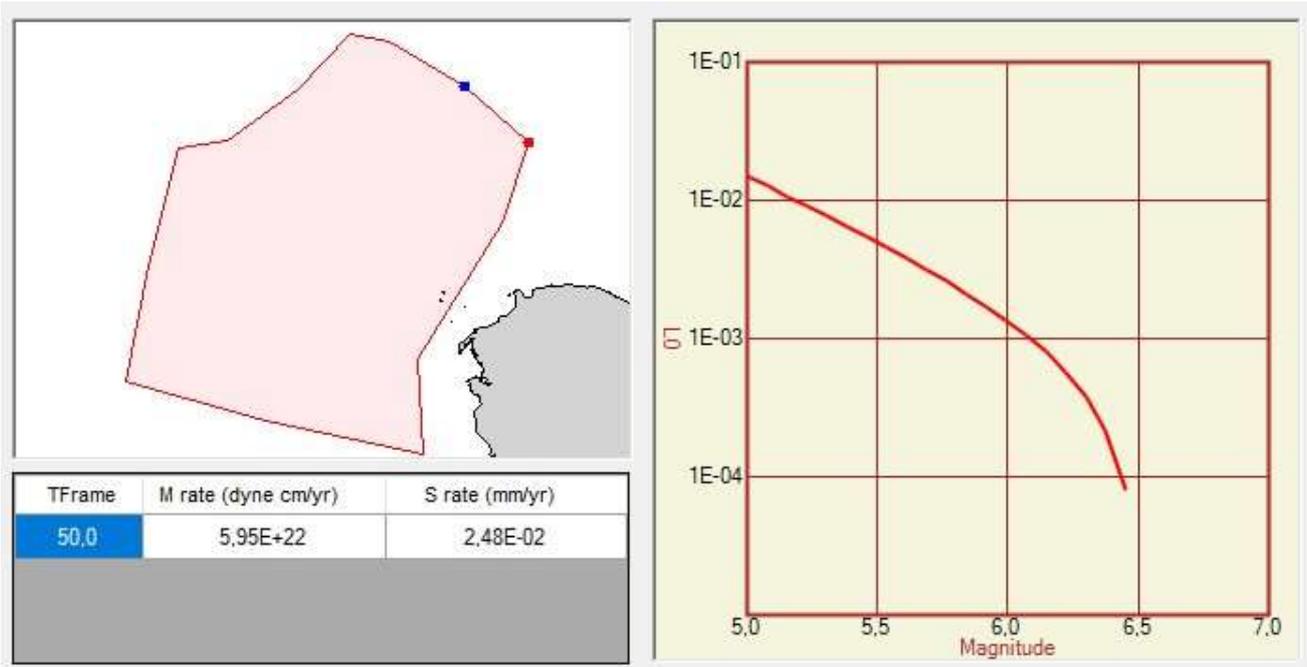


Fig. 9.4. Representación de la sismicidad fuente ZFEN-O-Fin o Zona de Falla La Española Norte, final segmento occidental.

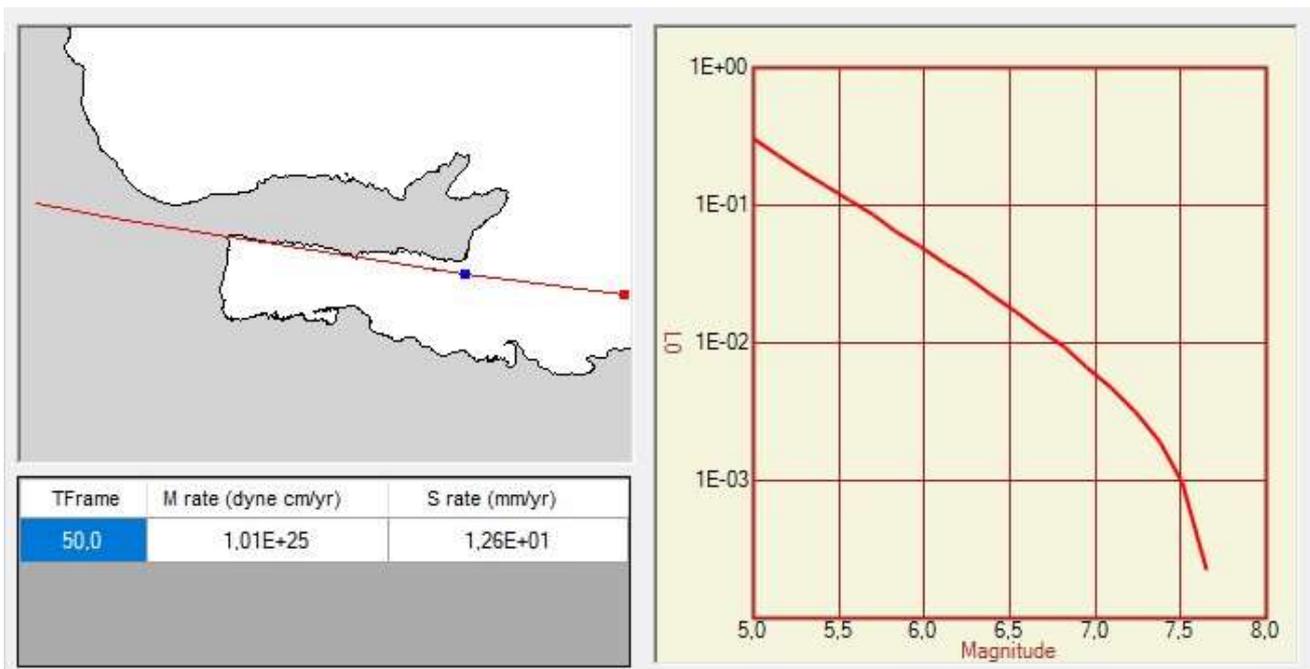


Fig. 9.5. Representación de la sismicidad fuente ZFS-E o Zona de Falla Septentrional, segmento oriental.

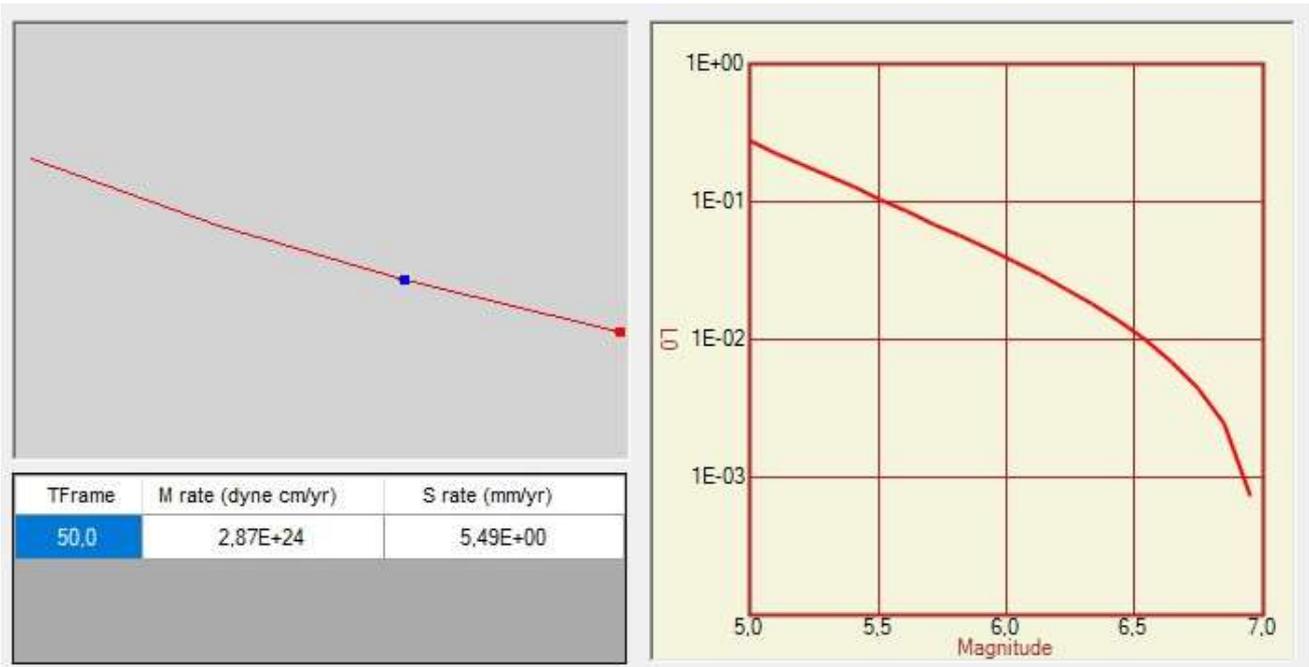


Fig. 9.6. Representación de la sismicidad fuente ZFS-C o Zona de Falla Septentrional, segmento central.

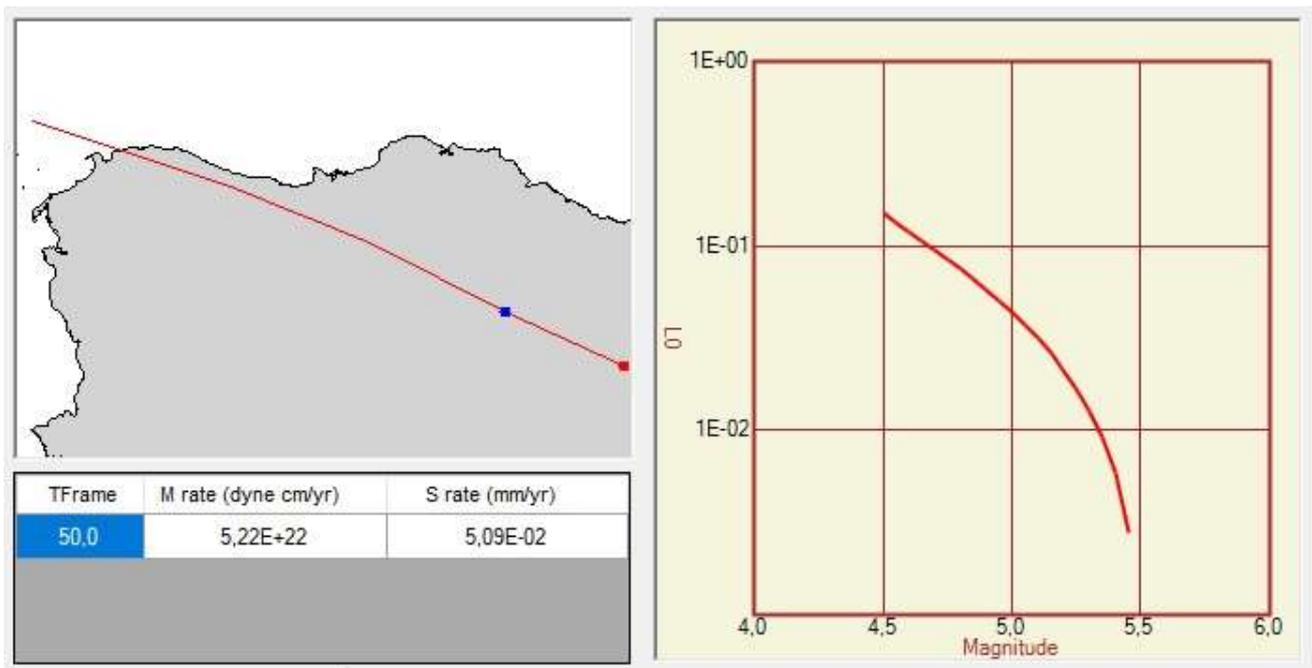


Fig. 9.7. Representación de la sismicidad fuente ZFC-O o Zona de Falla Septentrional, segmento occidental

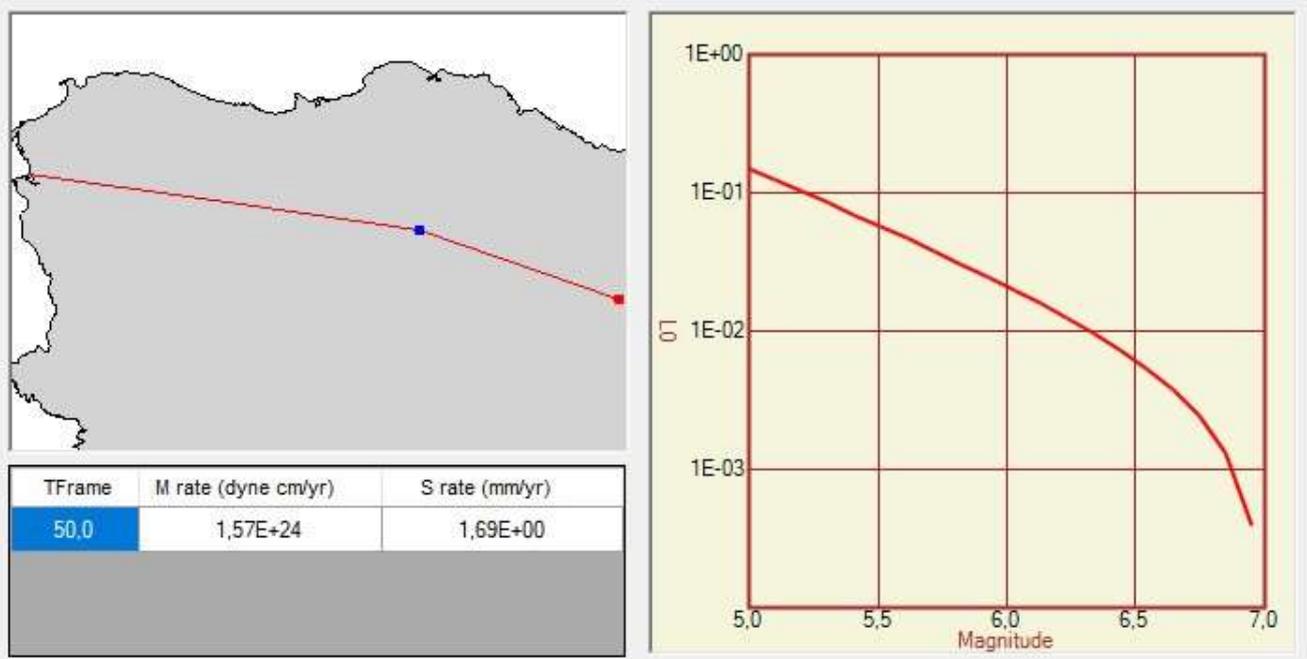


Fig. 9.8. Representación de la sismicidad fuente ZFS-HE o Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento oriental, rama sur de la ZFS.

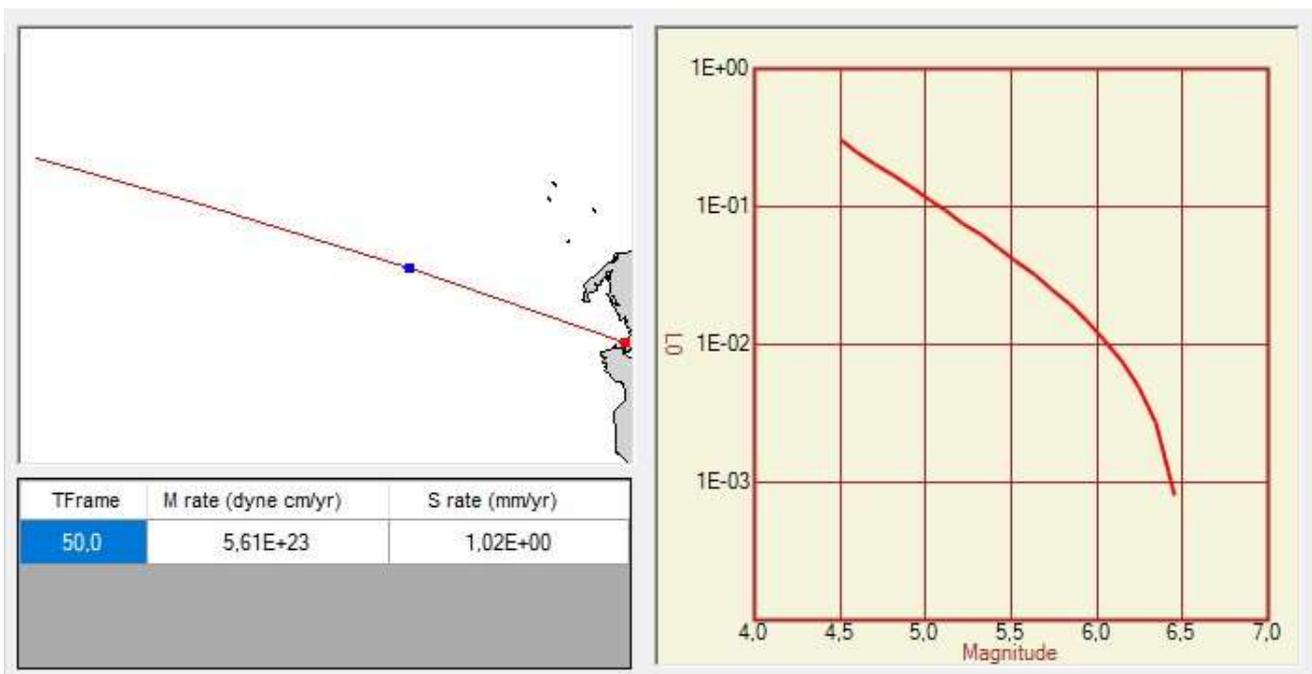


Fig. 9.9. Representación de la sismicidad fuente ZFS-HC o Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento central, rama sur de la ZFS.

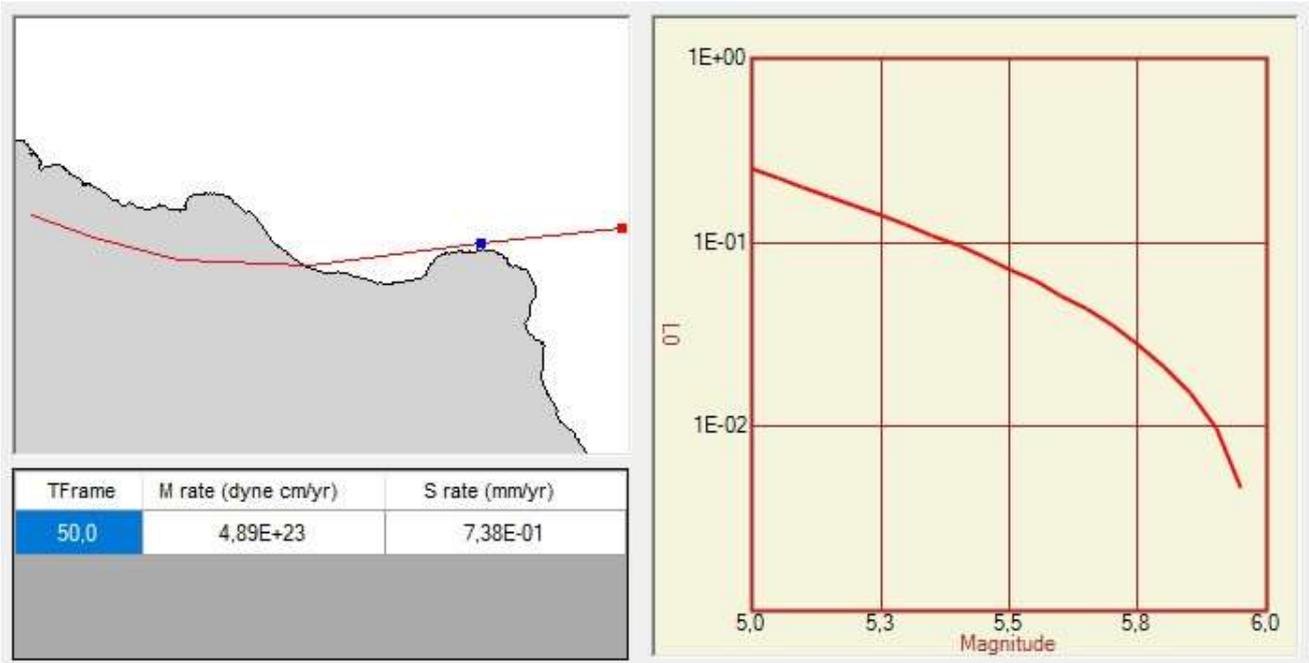


Fig. 9.10. Representación de la sismicidad fuente ZFC-E o Zona de Falla de Camú, segmento oriental.

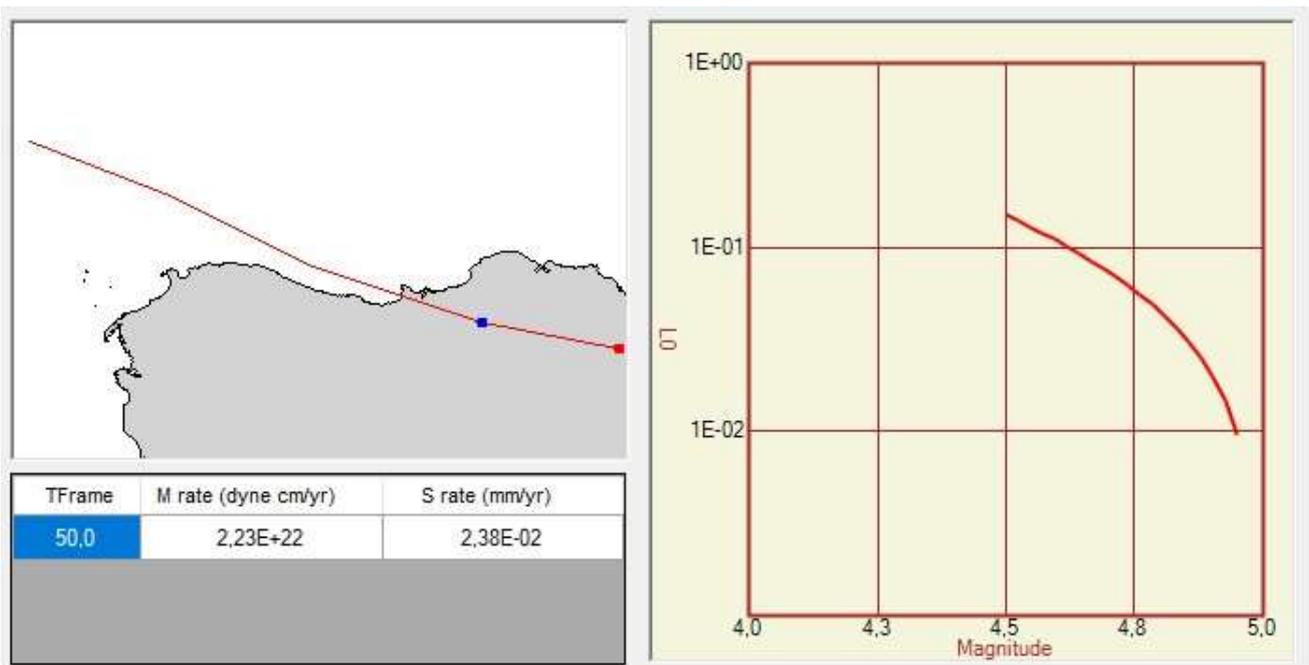


Fig. 9.11. Representación de la sismicidad fuente ZFC-O o Zona de Falla de Camú, segmento occidental.

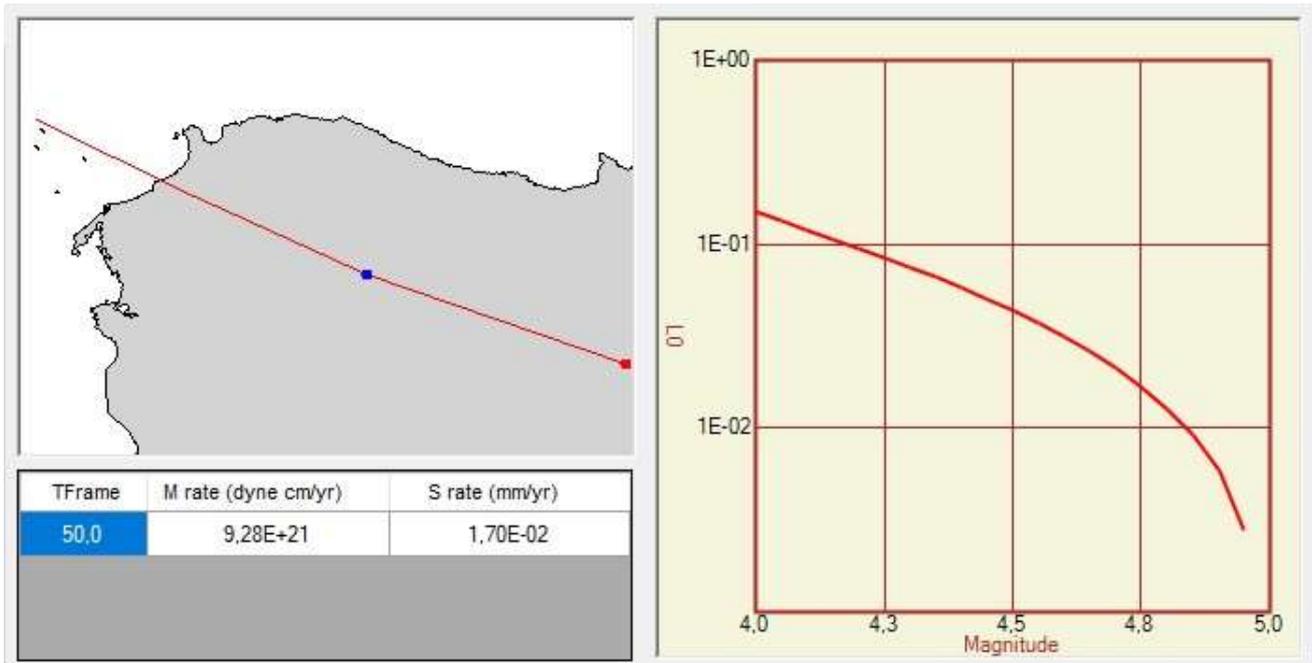


Fig. 9.12. Representación de la sismicidad fuente ZFVV o Zona de Falla de Villa Vásquez.

9.3. Relaciones de atenuación

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. A las expresiones que relacionan la magnitud de un sismo con la posición relativa de la fuente respecto al sitio y la intensidad sísmica se les conoce como leyes o relaciones de atenuación. En la terminología sismológica se les conoce también como ecuaciones de predicción del movimiento (GMPE; *Ground Motion Prediction Equation*). Las relaciones de atenuación dependen del tipo de sismo, por lo que se han propuesto leyes de atenuación para fuentes intraplaca y para zonas de subducción. Por tanto, a cada tipo cinemático de zona de falla, o tipo de sismo, es necesario asignar una relación de atenuación específica. La distancia entre la fuente sísmica y el sitio se especifica mediante la distancia focal. Se utilizan leyes de atenuación espectrales que tienen en cuenta el hecho de que la atenuación es diferente para ondas de diferentes frecuencias, con lo cual es posible calcular el espectro de respuesta esperado dadas una magnitud y una distancia.

Para la evaluación de la amenaza sísmica en la microplaca Septentrional, que incluye la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, se da la circunstancia de que no hay relaciones de atenuación específicas para la isla La Española, ni existen datos locales de movimientos del terreno que ayuden a seleccionar un GMPE adecuado.

Con posterioridad al terremoto del 12 de enero 2010, Frankel et al. (2010) seleccionan para la evaluación de la amenaza sísmica en Haití una selección de seis GMPE, que son también utilizadas por Bertil et al. (2010, 2015) en la microzonificación sísmica de Santiago de los Caballeros y Santo Domingo.

Siguiendo esta aproximación, en el presente estudio se utilizaron los siguientes GMPE (Figs. 9.13 a 9.15):

- Para las fallas y las zonas fuentes superficiales, entre las relaciones NGA (*Next Generation of Attenuation*) utilizadas para establecer los mapas de amenaza sísmica del Oeste de los Estados Unidos, una combinación con pesos similares de los GMPE de Boore y Atkinson (2008), Campbell y Bozorgnia (2008) y Chiou y Youngs (2008).
- Para las zonas de subducción, tanto interfase como intralámina, análogamente a la utilizada en los Estados Unidos para la zona de subducción de Cascadia, una combinación y con pesos respectivos de 50%-25%-25% de los de GMPE de Zhao et al. (2006), Youngs et al. (1997) y Atkinson y Boore (2003).

Sin embargo, la relación Youngs et al. (1997) aunque es ampliamente utilizada en numerosos estudios de amenaza probabilística implicando zonas de subducción, tiene el inconveniente de que no está actualizada. En comparación con otras relaciones en contexto de subducción, las aceleraciones resultantes para la lámina utilizando este GMPE son más elevadas, así como los valores de desviación-estándar σ de la ley log-normal.

En el proyecto SHARE (*Seismic Hazard Harmonization in Europe*), Delavaud et al. (2012) proponen selecciones de relaciones de atenuación para cada contexto sismotectónico. Para las zonas de subducción, estos autores proponen los GMPE de Zhao et al. (2006), Youngs et al. (1997), Atkinson y Boore (2003) y Lin y Lee (2008). Por tanto, la relación de Lin y Lee (2008) fue añadida a la selección de GMPE para zonas de subducción buscando disminuir el peso de la relación de Youngs et al. (1997). Adicionalmente, para las zonas de falla de desgarre se añadieron también los modelos de atenuación de Facioli et al. (2010) y de Cauzzi et al. (2015).

Conviene hacer notar de que existe una gran incertidumbre en la idoneidad de los GMPE utilizados, procedentes principalmente de la ausencia de relaciones de atenuación locales. Para la evaluación de la amenaza sísmica de Santo Domingo, Bertin et al. (2015) realizan estimaciones de esta incertidumbre en el cálculo del PGA, utilizando la metodología del árbol lógico para combinaciones de GMPE similares. Estos autores llegan a la conclusión de que los resultados son muy sensibles al GMPE utilizado.

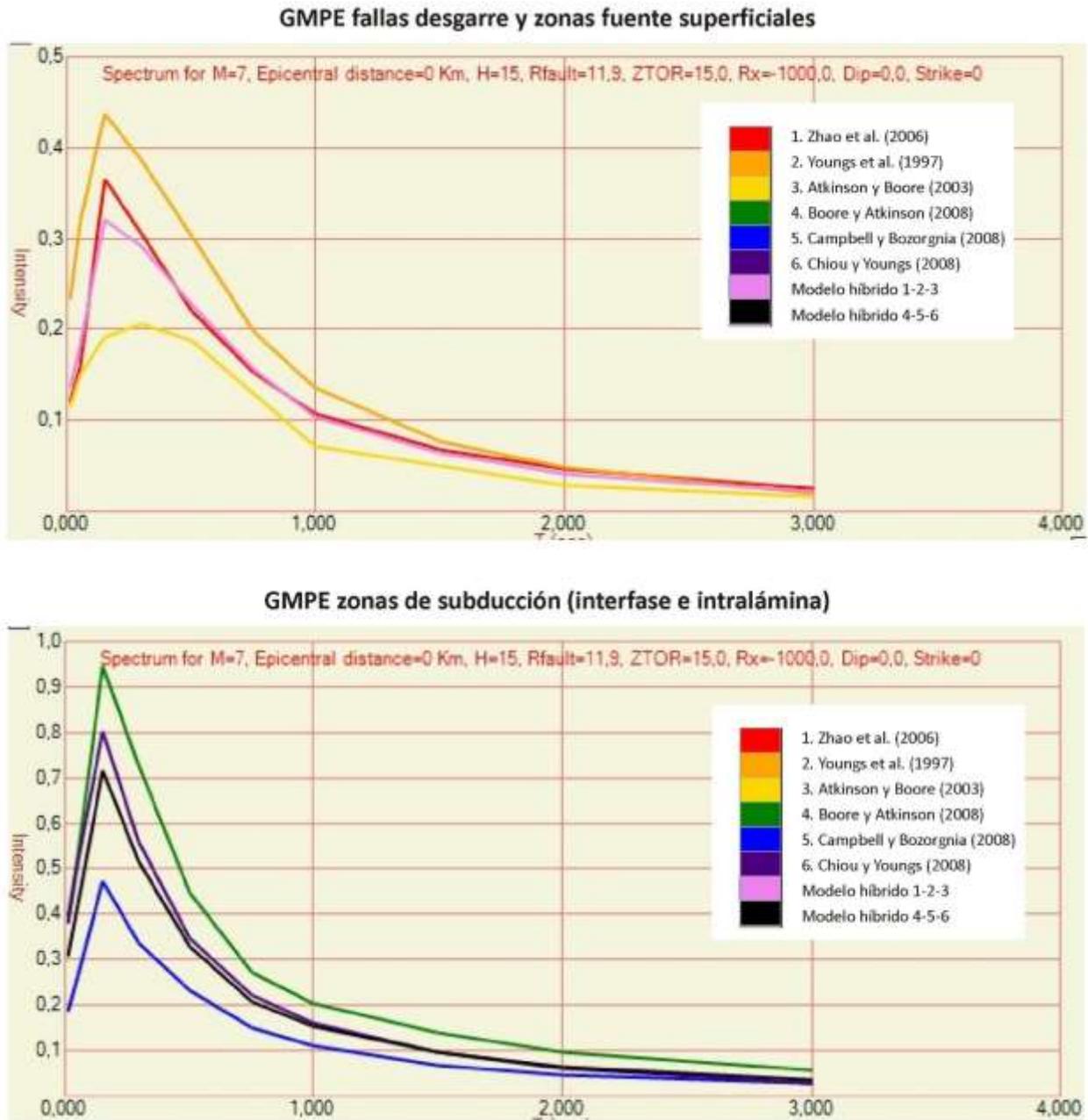


Fig. 9.13 Representación del espectro de intensidad en las relaciones de atenuación utilizadas en los cálculos de PSHA.

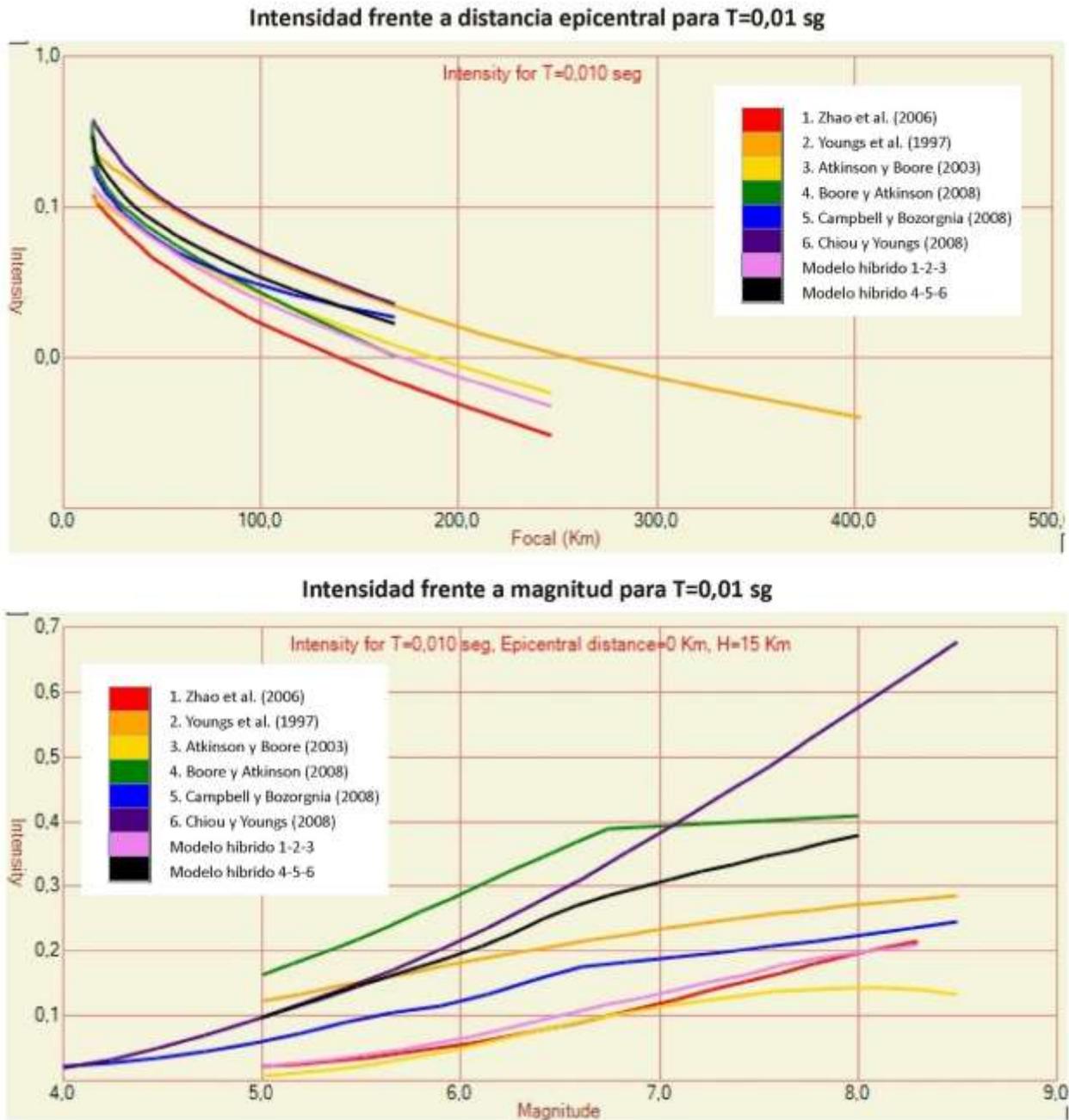


Fig. 9.14. Representación de (arriba) las curvas de atenuación de las relaciones de atenuación y (debajo) escalas de magnitudes utilizadas en los cálculos de PSHA.

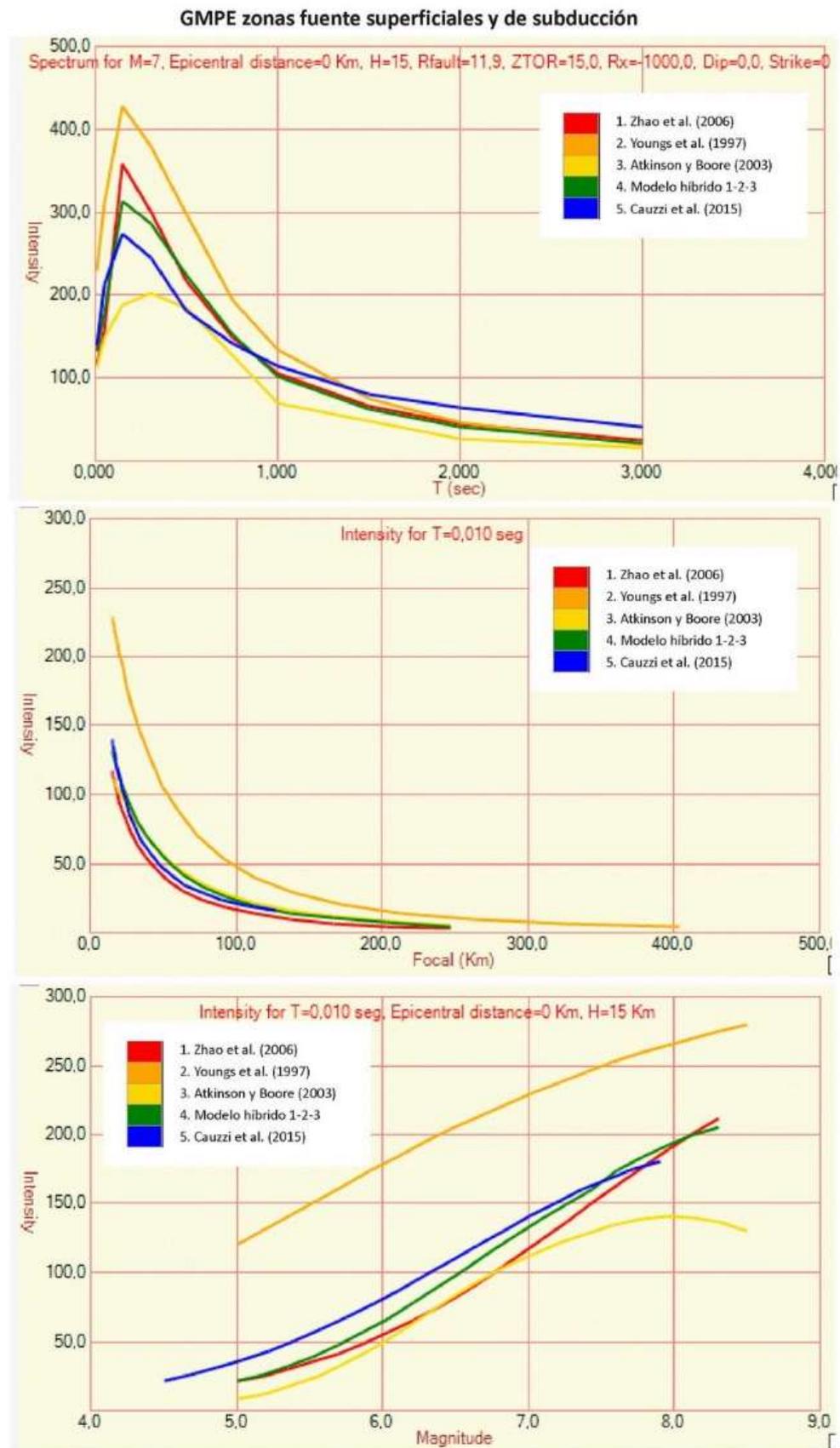


Fig. 9.15. Representación del espectro de intensidad en las relaciones de atenuación utilizadas en los cálculos de PSHA.

9.4. Resultados de la evaluación de la amenaza sísmica

A partir del modelo geométrico de fuentes sismogénicas, los valores de los parámetros de actividad sísmica para cada una de ellas y la combinación de relaciones de atenuación, se calculó la amenaza sísmica para la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como sectores *offshore* adyacentes de la microplaca Septentrional al N y Cuenca del Cibao al S siguiendo un planteamiento probabilista.

El cálculo de la amenaza propiamente dicho se realizó con el código R-CRISIS (Ordaz et al., 2015) expresada en términos de la aceleración pico PGA y aceleración espectral [SA(T)] para varios periodos de interés ingenieril ($T = 0.01$ o PGA, 0.05, 0.15, 0.3, 0.5, 0.75, 1.0, 1.5, 2.0 y 3.0 s). Todos los valores de aceleración se expresan en unidades de cm/s^2 ($1g = 970 \text{ cm/s}^2$; siendo g la aceleración de la gravedad). Estas aceleraciones se han calculado para probabilidades de excedencia del 10 % en 50 años, correspondientes a un período de retorno de 475 años.

Los resultados obtenidos han sido: mapas de isoaceleraciones PGA (periodo nulo); curvas de amenaza para los núcleos de población más importantes de la zona; y espectros de amenaza uniforme también para para los principales núcleos de población. Se han realizado también una desagregación de la amenaza por zonas fuente con el fin de evaluar la contribución de cada una de ella en una selección de puntos de interés.

9.4.1. Mapas de isoaceleraciones PGA

Las Figs. 9.16a y b (ver también Anexo II) incluyen los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica para la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como sectores *offshore* adyacentes de la microplaca Septentrional al N y Cuenca del Cibao al S, expresada como zonas de iso-aceleración PGA (en cm/s^2) para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, correspondiente a un periodo de retorno de 475 años. Los valores obtenidos de la amenaza sísmica varían entre 53 cm/s^2 y 802 cm/s^2 según los puntos de la malla de cálculo. La media de cálculo es de $251,5 \text{ cm/s}^2$ con una desviación estándar de 139,2. El valor de la asimetría es de 0,91 para una curtosis de 3,51.

Como puede observarse en la figura, la amenaza es en general más elevada en la Cordillera Septentrional oriental y la Península de Samaná (sector E y SE, disminuyendo hacia la Cordillera Septentrional occidental (sector N y NO). No obstante, el sector occidental del Valle del Cibao también presenta una amenaza importante. En el sector *offshore* situado al norte del Promontorio de Cabrera y de la Península de Samaná se han obtenido también valores elevados de la amenaza sísmica.

La zonación del PGA tiene una orientación subparalelas a la traza superficial de las principales zonas de falla de dirección ONO-ESE, definiendo un gradiente ortogonal a las mismas. Los segmentos oriental y central de la Zona de Falla Septentrional (ZFS-E y ZFS-C) presentan los mayores valores relativos de la amenaza (PGA > 500 cm/s^2) entre Santa Bárbara de Samaná y Santiago de Iso Caballeros. Estos valores del PGA van disminuyendo hacia el O a valores intermedios (PGA 300- 500 cm/s^2) en los segmentos ZFS-HE y ZFS-HC de la rama S. La amenaza es claramente menor en relación al segmento ZFS-O de la rama N, así como a las zonas de falla ZFMC y ZFVV, en las que se han obtenido valores intermedios (PGA 300- 400 cm/s^2). La Zona de Falla de Camú presenta valores más altos del PGA en el segmento oriental (ZFC-E; PGA > 300 cm/s^2) que en el occidental (ZFC-O; PGA < 300 cm/s^2). El segmento oriental de la Zona de Falla de La Española Norte (ZFEN-E) presenta valores relativos medios

de la amenaza ($PGA > 400 \text{ cm/s}^2$), que van disminuyendo hacia el O a valores más bajos en los segmentos ZFEN-O y ZFEN-O-Fin ($PGA 200-400 \text{ cm/s}^2$).

9.4.2. Curvas de amenaza y espectros de amenaza uniforme

La Fig. 9.17 incluye las curvas de amenaza para las principales localidades de la zona estudiada, que son: Santa Bárbara de Samaná, Nagua, San Francisco de Macoris, Rio San Juan, Santiago de los Caballeros, Puerto Plata, Mao, Villa Vásquez y Monte Cristi. Las curvas de amenaza reflejan la probabilidad de excedencia de la intensidad obtenida en los cálculos para el periodo nulo de PGA ($T = 0,01 \text{ sg}$) en cada localidad.

Como puede observarse, para un valor determinado del PGA, la amenaza aumenta a grandes rasgos en las localidades de O a E y de N a S. A modo de ejemplo y para un PGA de 468 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es relativamente menor en las localidades de Monte Cristi (0,04), Mao (0,06), Villa Vásquez (0,08), Puerto Plata (0,09), Santiago (0,11), Nagua (0,11), Rio San Juan (0,12), Santa Bárbara de Samaná (0,17) y San Francisco de Macoris (0,20).

En la Fig. 9.17 se incluyen además los espectros de amenaza uniforme $[SA(T)]$, o curvas de intensidad para diferentes periodos estructurales de interés ingenieril, en las principales localidades de la zona estudiada y para un periodo de retorno de 475 años. Estas curvas son trascendentes para el cálculo de los efectos litológicos de sitio, previos al establecimiento de la microzonación sísmica en cada localidad, y el diseño sismoresistente. Como puede observarse en la figura, la probabilidad aumenta rápidamente en los periodos más bajos ($T = 0.01$ y 0.05 sg), hasta alcanzar un pico marcado en el periodo de $T = 0.15 \text{ sg}$, y disminuye más suavemente en los periodos más altos ($T = 0.3$ a 3.0 sg).

9.4.3. Desagregación de la amenaza sísmica por zonas fuente

El análisis del PSHA tiene en cuenta las contribuciones del movimiento del terreno provocados por todos los sismos en las gamas de magnitud y de distancia significativos con relación a los sitios a estudiar. De esta forma, los resultados de un estudio PSHA no son representativos de un solo sismo.

La desagregación por zonas fuentes consiste en desglosar la curva de amenaza sísmica en las curvas de amenaza correspondientes a cada fuente sismogénica. Esto permite evaluar cuales son las fuentes que contribuyen más a la amenaza sísmica en cada punto y estimar la evolución de estas contribuciones en función del periodo de retorno o para una aceleración determinada. La desagregación por zonas fuentes se expresa mediante curvas de probabilidad de excedencia en función de la aceleración PGA (en cm/s^2) para cada zona sismogénica definida. La contribución de las fuentes sísmicas a la amenaza depende mucho de los modelos de GMPE utilizados (Bertil et al., 2010, 2015).

La Fig. 9.18 incluye los resultados del análisis de desagregación por fuentes sísmicas en las principales localidades de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, para un periodo de retorno de 475 años, utilizando para las zonas de subducción los modelos de atenuación de Zhao et al. (2006), Youngs et al. (1997) y Atkinson y Boore (2003), con pesos respectivos de 50%-25%-25%, y para las zonas de desgarre el modelo de

Cauzzi et al. (2015). Como puede observarse en la figura, la contribución en la amenaza sísmica de cada zona sismogénica considerada en el presente estudio varía para cada localidad.

En Santa Bárbara de Samaná la amenaza está dominada principalmente por la contribución de la Zona de Falla Septentrional, segmento oriental, teniendo también una contribución menor la Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental, y mucho menor la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , por ejemplo, la probabilidad de excedencia es de 0,09 para la ZFS-E y de 0,02 para la ZFEN-E. La contribución de la ZFEN-O es tan sólo de 0,005.

En Nagua la amenaza se desglosa en la contribución progresivamente menor de la Zona de Falla Septentrional, segmento oriental, la Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental, y el segmento occidental. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es de 0,05 para la ZFS-E, de 0,03 para la ZFS-C, de 0,02 para la ZFEN-E y de 0,018 para la ZFEN-O.

En San Francisco de Macoris la amenaza está dominada por la Zona de Falla Septentrional, segmento central. Contribuyen también la Zona de Falla Septentrional, segmento oriental, y la Zona de Falla La Española Norte, segmentos occidental y oriental. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es de 0,10 para la ZFS-C, de 0,01 para la ZFS-E y la ZFEN-O, y de 0,007 para la ZFEN-E.

En Rio San Juan la amenaza está definida por la contribución de la Zona de Falla de Camú, segmento oriental, y la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental. Las contribuciones del segmento oriental de esta última estructura y de la Zona de Falla Septentrional no son perceptibles. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es de 0,05 para la ZFC-E y la ZFEN-O.

En Santiago la amenaza está dominada por la Zona de Falla Septentrional, segmento central, y la Zona Falla Septentrional Haitiana (rama S de la ZFS), segmento oriental. La contribución de la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental, es poco significativa. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es de 0,05 para la ZFS-C y de 0,04 para la ZFS-HE. Para la la ZFEN-O la probabilidad de excedencia es de 0,01.

En Puerto Plata disminuyen los valores totales de la amenaza respecto a las localidades situadas al E. La amenaza está dominada por la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental, y la Zona de Falla de Camú, segmento oriental. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es de 0,03 para la ZFEN-O y de 0,01 para la ZFC-E.

En Mao los valores totales de la amenaza son relativamente bajos. Ésta se desglosa con las contribuciones de la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental, la Zona de Falla Septentrional, segmento central, y la Zona de Falla La Española Norte, segmento oriental. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es relativamente baja, siendo de 0,03 para la ZFEN-O y de 0,01 para la ZFS-C y la ZFEN-E.

En Villa Vásquez los valores totales de la amenaza son también relativamente bajos. La amenaza está definida por la Zona Falla Septentrional Haitiana (rama S de la ZFS), segmento oriental, y la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es relativamente baja, siendo de 0,04 para la ZFS-HE y de 0,02 para la ZFEN-O.

En Monte Cristi los valores totales de la amenaza son igualmente bajos. La Zona Falla Septentrional Haitiana, segmento oriental, y la Zona de Falla La Española Norte, segmento occidental, definen la amenaza. Para valores de un PGA de 467 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es de 0,03 para la ZFS-HE y de 0,02 para la ZFEN-O.

En síntesis, como era de esperar, la amenaza sísmica en las principales ciudades de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná está principalmente controlada por los segmentos de las zonas sismogénicas situados más próximos. La principal amenaza en el sector oriental de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná está dominada por la Zona de Falla Septentrional y la Zona de Falla La Española Norte. La amenaza en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao es generalmente menor, estando principalmente definida por la Zona Falla Septentrional Haitiana, o rama S de la Zona de Falla Septentrional, con una cierta contribución del segmento occidental de la Zona de Falla La Española Norte. En el sector central de la Cuenca del Cibao la amenaza la define tanto el segmento central de la Zona de Falla Septentrional, como el segmento oriental de la Zona Falla Septentrional Haitiana. La Zona de Falla de Camú define una cierta amenaza en el sector de Río San Juan y en menor grado en el de Puerto Plata.

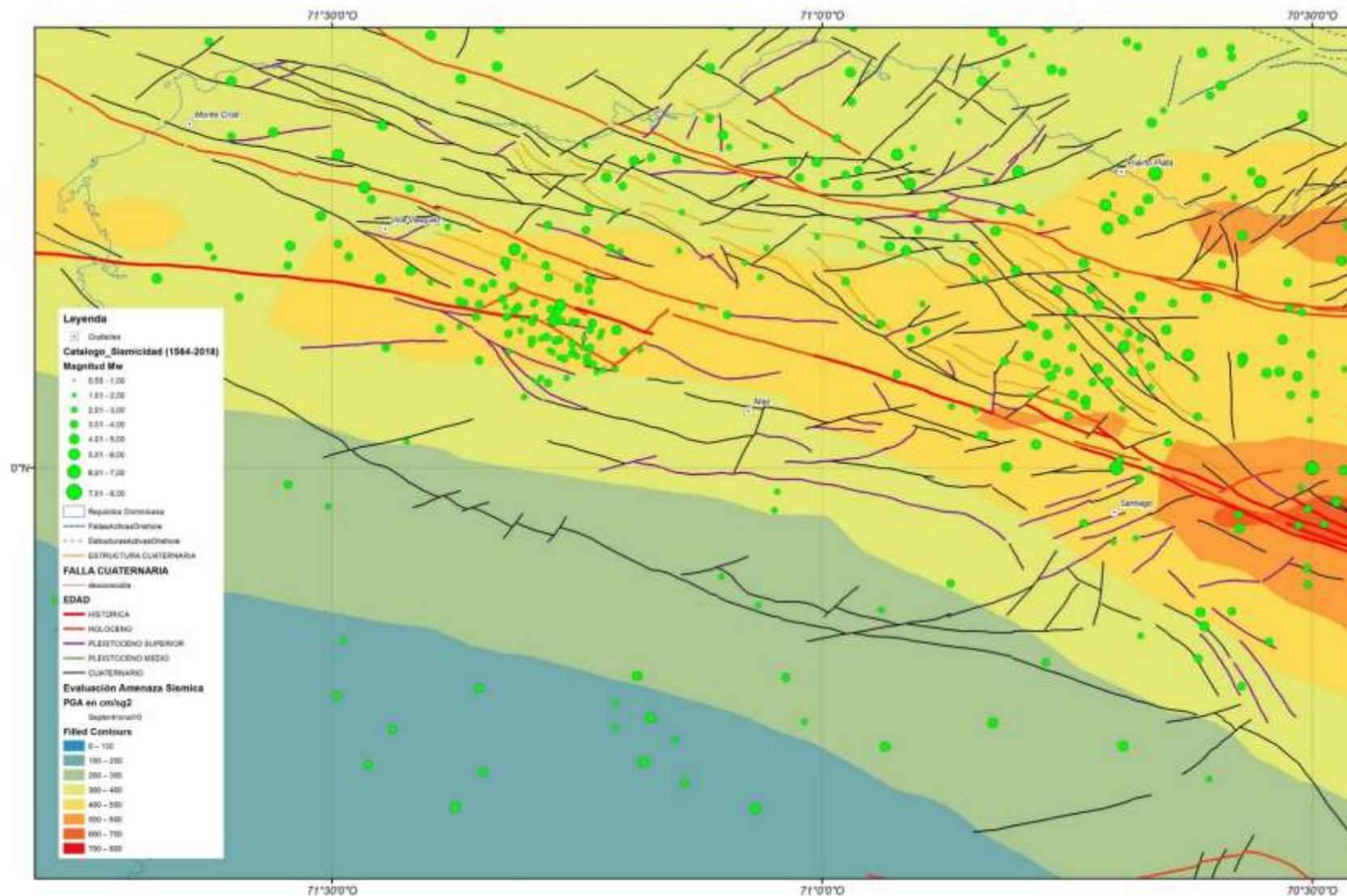


Fig. 9.16a. Mapa de la amenaza sísmica en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y sectores adyacentes, expresada como zonas de iso-aceleración PGA (en cm/s^2) para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, correspondiente a un periodo de retorno de 475 años. Como referencia se han representado también las principales fallas activas y los epicentros del catálogo unificado de sismicidad.

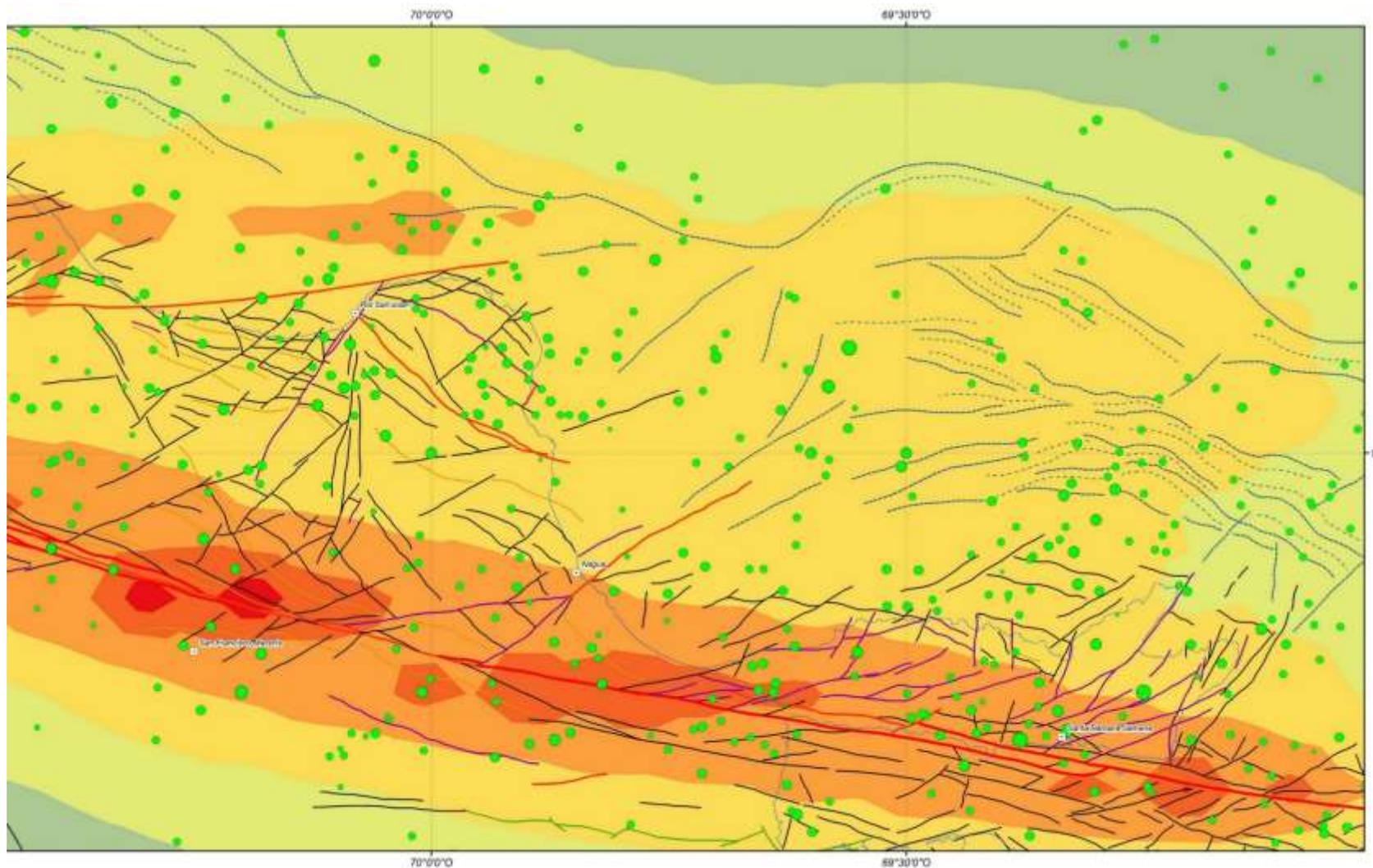


Fig. 9.16b. Mapa de la amenaza sísmica en el sector oriental de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná junto a sectores adyacentes, expresada como zonas de iso-aceleración PGA (en cm/s^2) para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, correspondiente a un periodo de retorno de 475 años. Como referencia se han representado también las principales fallas activas y los epicentros del catálogo unificado de sismicidad.

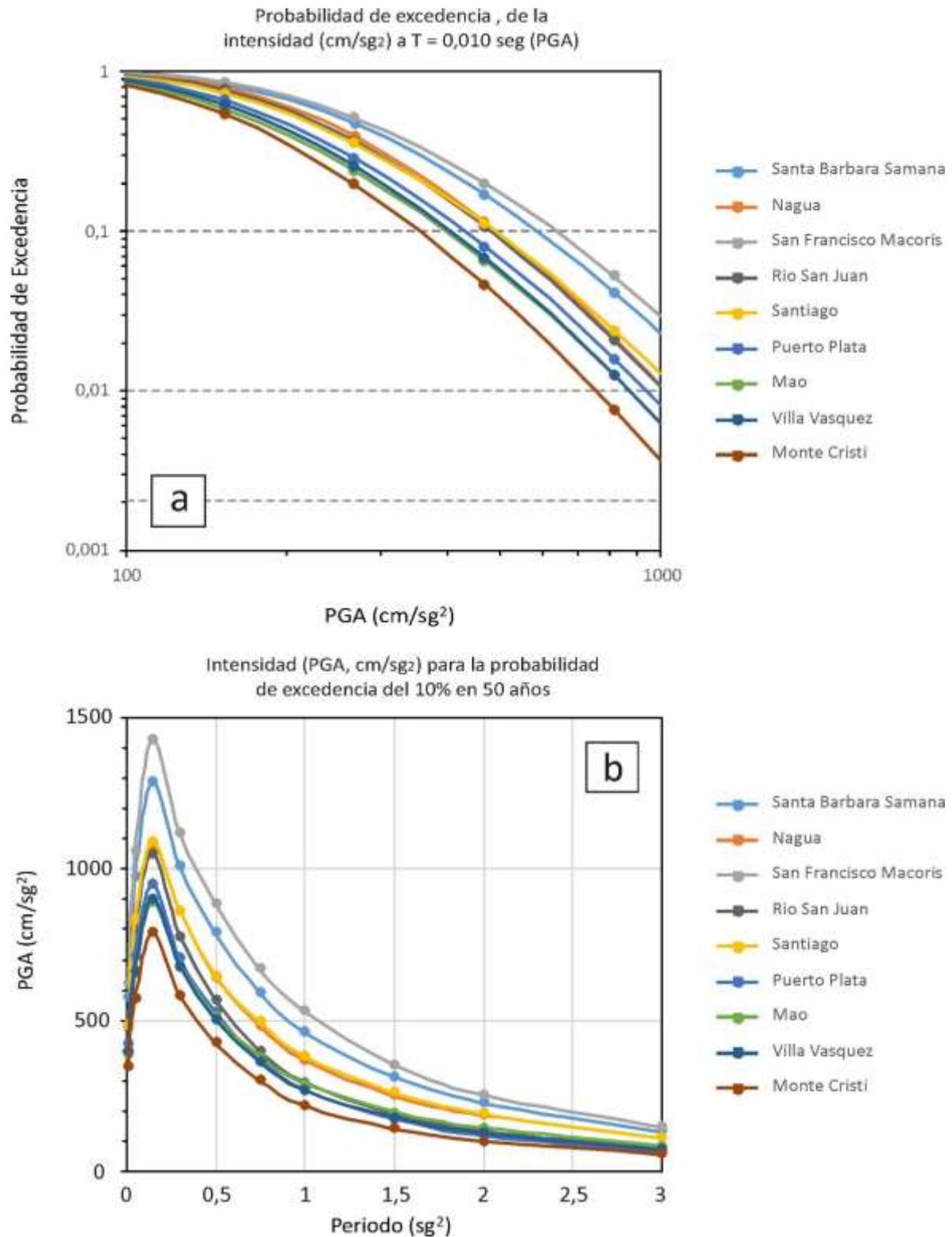


Fig. 9.17. (a) Curvas de amenaza para las principales localidades de la zona estudiada en términos de PGA. La probabilidad de excedencia de 0,1 se corresponde con el periodo de retorno de 475 años (línea gris discontinua). (b) Espectros de respuesta en aceleraciones de probabilidad uniforme, o curvas de intensidad para diferentes periodos estructurales, en las principales localidades de la zona estudiada.

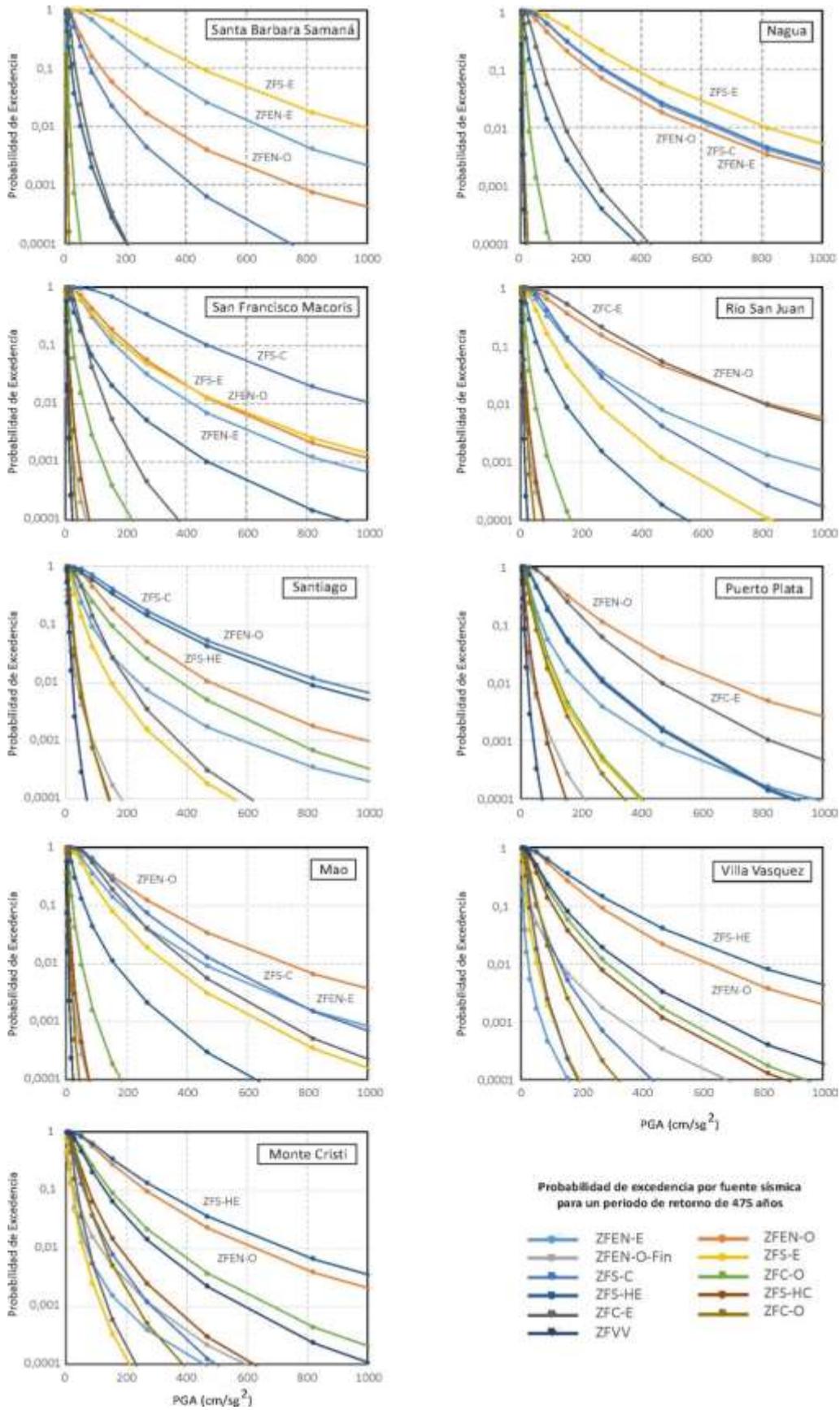


Fig. 9.18. Desagregación de la amenaza sísmica por fuente.

10. RESUMEN Y CONCLUSIONES

El presente Proyecto ha dado lugar a diversos resultados que son brevemente descritos a continuación.

Desde un punto de vista geodinámico, la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná se localizan en el borde septentrional de la placa de Caribe, que es un collage tectónico producido por la convergencia y la colisión oblicua del sistema de arco isla intra-oceánico Caribeño con la placa continental de Norte América desde el Cretácico hasta el Eoceno. Posteriormente a la colisión, el borde de placas ha ido evolucionando en el tiempo, resultando la tectónica progresivamente menos compresional y más de tipo transcurrente, particularmente a partir del Mioceno medio.

La configuración geodinámica de la Placa de Caribe es compleja en la actualidad, habiéndose distinguido varias microplacas tectónicas, limitadas por estructuras de gran escala que, como refleja la sismicidad asociada que presentan, acomodan parte del desplazamiento relativo entre las Placas de Caribe y Norteamérica. La Cordillera Septentrional y la Península de Samaná se integran en la denominada microplaca Septentrional, que es un bloque cortical en forma de cuña, limitado al N por el cabalgamiento o Zona de Falla de la Española Norte y al S por la Zona de Falla Septentrional. Estas zonas de falla son activas y responsables de varios terremotos históricos de gran magnitud.

La neotectónica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná está controlada por las interacciones entre placas tectónicas y microplacas que han tenido lugar, al menos, desde el Plioceno superior-Pleistoceno a la actualidad. A escala regional, la estructura interna de la zona a estudio está constituida por varios pliegues anticlinales de gran radio y dirección ONO-ESE a NO-SE, en cuyo núcleo afloran las rocas ígneas y metamórficas Mesozoicas. Dichos anticlinales están rodeados por secuencias sedimentarias de edad Cenozoico, que aparecen variablemente falladas y plegadas en pliegues sinclinales. En base principalmente a su orientación y cinemática, las estructuras neotectónicas frágiles han sido agrupadas en 5 familias distintas: fallas de desgarre senestras de dirección ONO-ESE a O-E; fallas senestras de dirección NO-SE a NNO-SSE, sintéticas a las anteriores; fallas normales a normal-direccionales de dirección NNE-SSO a NE-SO; fallas de desgarre dexas de dirección NNE-SSO a N-S; y fallas inversas y cabalgamientos de dirección ONO-ESE a NO-SE, sub-paralelas a pliegues asociados.

El conocimiento de la geometría y carácter activo de las fallas constituye un elemento crítico en el análisis de la amenaza sísmica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná. En consecuencia, las fallas neotectónicas fueron caracterizadas en base a atributos como nombre de la falla o segmento de la misma, localización, tipo cinemático, momento del movimiento más reciente, estimación de la tasa de deslizamiento y sentido de movimiento, así como información relativa a la sismicidad instrumental asociada, magnitud máxima de terremoto asociado e intervalo de recurrencia, si resulta conocidas. La información de estos parámetros en cada falla fue almacenada en una plataforma SIG, permitiendo la edición del Mapa Neotectónico y el Mapa de Fallas Activas en el Cuaternario de la zona estudiada.

Los resultados del análisis dinámico de las fallas neotectónicas en más de 230 estaciones han permitido establecer que el sector oriental y central de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como los sectores adyacentes de la Cuenca del Cibao y su prolongación oriental en la Bahía de Samaná, están sometidos en la actualidad a un acortamiento de orientación relativamente uniforme y constante a escala regional. Sin embargo, en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao (Esperanza, Villa Vásquez y Monte Cristi) se han deducido la existencia además de un régimen tectónico extensional.

En la Cordillera Septentrional oriental y la Península de Samaná, del tensor de esfuerzos obtenido se caracteriza por la orientación subhorizontal NE-SO/ENE-OSO para el esfuerzo principal σ_1 y NO-SE/NNO-SSE para el esfuerzo principal σ_3 . Dicho tensor representa un régimen tectónico de desgarre (*strike-slip*), con el esfuerzo principal σ_2 en la posición vertical. El método de inversión aplicado establece un régimen de esfuerzos de tipo transcurrente compresivo, o transpresivo. El tensor de esfuerzos es oblicuo respecto a la dirección ONO-ESE general de las principales fallas de desgarre de la Cordillera Septentrional (Zona de Falla Septentrional, Zona de Falla de Camú, Zona de Falla de La Española Norte). La oblicuidad es responsable de, por un lado, la existencia de un particionamiento de la deformación, con deslizamiento senestro a lo largo de las fallas ONO-ESE y, por otro, de un acortamiento ortogonal en la dirección NO-SE. El tensor de esfuerzo es también responsable del movimiento simultáneo de las fallas subverticales de dirección NNO-SSE en sentido dextro, que son ligeramente oblicuas a las fallas subverticales de dirección ONO-ESE senestras.

En la Cordillera Septentrional occidental se ha obtenido un tensor de esfuerzos indicativo de un régimen tectónico extensional. El tensor presenta una orientación predominante subvertical para el esfuerzo principal máximo (σ_1), ONO-ESE a O-E subhorizontal para el esfuerzo principal intermedio (σ_2) y NNE-SSO a NNO-SSE subhorizontal para el esfuerzo principal mínimo (σ_3). En varias estaciones se obtienen tanto tensores de desgarre como extensionales, por lo que ambos están superpuestos. Los datos de campo indican que las fallas de desgarre están deformadas por las fallas normales, por lo que el tensor extensional es posterior en el tiempo. Este tensor de esfuerzos extensional está relacionado con la actividad cinemática más reciente de la Zona de Falla Septentrional en su rama N, que transfiere su movimiento a la rama S. El análisis de los planos de fractura y venas de calcita desarrollados en terrazas arrecifales de coral confirma el análisis cinemático de las fallas y permite también establecer la existencia de dos tensores de esfuerzos en la parte emergida de la microplaca Septentrional durante el Cuaternario: uno de desgarre y otro extensional.

La evaluación de la amenaza sísmica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná se ha realizado siguiendo un modelo probabilista (PSHA). Dicha metodología ha requerido el desarrollo específico en el presente proyecto de tres de los *inputs* necesarios: la definición de fuentes sismogénicas, la compilación de un catálogo de sismicidad unificado; y la construcción de un modelo de zonas sismogénicas. Un cuarto *input*, el modelo de movimiento fuerte del terreno, se ha establecido a partir de los existentes en la literatura y estudios previos de microzonificación, teniendo en cuenta las características de atenuación en la República Dominicana.

El catálogo sísmico confeccionado, considerando datos de sismicidad histórica e instrumental procedentes de diferentes fuentes, cubre el periodo entre 1502 y el 31/12/2018. El catálogo integra la sismicidad histórica e instrumental de toda la isla, incluyendo el territorio de la República Dominicana y Haití, en una zona situada entre las latitudes 17,00°N y 21,00°N y las longitudes 68,00°O y 72,60°O. El catálogo contiene 5444 eventos sísmicos, donde 4958 están asociados a una magnitud M_w convertida. La magnitud mínima observada es $M_w = 1,5$ y la magnitud máxima es $M_w = 8,0$. Muchos de los datos históricos (esencialmente réplicas de los mayores eventos) no presentan estimaciones de magnitud. Se ha realizado una corrección del catálogo por falta de completitud de las menores magnitudes al remontarnos en el tiempo.

La sismicidad en la isla de La Española está claramente relacionada geográficamente con los cinturones de deformación, que generalmente se corresponden con áreas de relieve positivo, como son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central y la Sierra de Bahoruco. La reciente puesta en marcha de la red del Observatorio Sismológico del Instituto Politécnico Loyola ha permitido una mejor caracterización de la distribución espacial de la sismicidad en La Española. Esta sismicidad resulta ser difusa y de magnitud de pequeña a moderada en el intervalo 2013-2018. Esta distribución apoya la idea de que la zona de borde de

placas es bastante ancha, estando la actividad tectónica distribuida a lo largo de numerosas fallas dentro de un cinturón cinemáticamente activo. La distribución de sismos corrobora en general los modelos geodinámicos propuestos previamente, en los que tiene lugar la subducción de litosfera oceánica Atlántica hacia el S/SSO y de litosfera oceánica Caribeña hacia el N, así como su interacción en profundidad bajo la litosfera de arco.

En la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, la distribución de la sismicidad instrumental a lo largo de las principales zonas de falla define algunos *clusters* y *gaps*. Los principales *cluster* se alinean en general paralelamente a grandes estructuras transpresivas, como las Zonas de Falla Septentrional rama S, rama N, Camú, del Yabón, o el mega-cabalgamiento de La Española Norte. De ESE a ONO, estos *cluster* son: (1) el sector de la Bahía de Samaná; (2) sector del Promontorio de Cabrera; (3) sector de La Isabela-Imbert-Puerto Plata; (4) sector *offshore* al norte de Puerto Plata; y (5) sector de Guayubín. Los principales *gaps* son: (1) sector *offshore* de la zona de Falla Septentrional al este de la Península de Samaná; (2) sector centro-oriental de la zona de Falla Septentrional, desde Sánchez-Nagua a Santiago de los Caballeros; (3) y sector *onshore* más occidental de la zona de Falla Septentrional, desde Guayubín-Manzanillo hasta la costa norte de Haití. Estos *gaps* sísmicos actuales se ajustan relativamente bien con los segmentos de fallas individuales que, se interpreta, experimentaron ruptura durante algunos de los mayores terremotos históricos más recientes.

Por otro lado, la cinemática de fallas activas derivada de soluciones de mecanismos focales de terremotos someros (< 30 km), es consistente con los indicadores cinemáticos en los planos de falla geológicos en la zona estudiada. Las orientaciones de los ejes P de soluciones focales coinciden bien con la orientación subhorizontal del esfuerzo principal máximo σ_1 obtenido para el tensor de esfuerzos.

Las secciones sísmicas de dirección N-S a través del límite de placas de Caribe (microplaca Septentrional) y de Norteamérica, han permitido establecer algunas consideraciones en cuanto a su estructura. La parte superior de la litosfera oceánica Atlántica subducida aparece definida de forma continua por la sismicidad y se proyecta en superficie con la Zona de Falla de La Española Norte a lo largo de todo el margen septentrional de la microplaca, sin que se observe un *gap* de sismicidad destacable hasta al menos los 100 km de profundidad. La secuencia de terremotos 1946-1953 y otros terremotos más recientes de M_w entre 5,0 y 6,0, se desarrollaron en la interfase entre placas, que aparece definida por la sismicidad como una superficie inclinada un ángulo de buzamiento medio hacia el S. Las principales estructuras de desgarre desarrolladas en la microplaca Septentrional son activas, registrándose sismicidad en la rama S de la Zona de Falla Septentrional, la Zona de Falla de Villa Vásquez, y la Zona de Falla de Camú. Probablemente en relación a estas estructuras se han registrado terremotos recientes de M_w de $5,0 \pm 1,0$. La rama N de la Zona de Falla Septentrional, en cambio, no parece registrar una actividad sísmica.

Las principales estructuras sismotectónicas identificadas a escala regional en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como sus inmediaciones en la zona *offshore* de la microplaca Septentrional son: la Zona de Falla Septentrional (ZFS); la Zona de Falla de la Española Norte (ZFEN), es decir, la extensión occidental de la Fosa de Puerto Rico (FPR) al N de La Española; la Zona de Falla de Monte Cristi (ZFMC), la Zona de Falla de Villa Vásquez; y la Zona de Falla de Camú (ZFC). Estas estructuras sismogénicas han sido caracterizadas en términos de mecanismo de deformación, magnitud máxima estimada, sismo mayor conocido (en M_w), tasa de desplazamiento estimada, longitud, orientación (rumbo) y anchura del plano de la estructura.

Las principales estructuras sismotectónicas han dado lugar a un modelo de zonas sismogénicas simplificado, que considera dos tipos de zonas: sistemas de fallas activas en las que se concentra heterogéneamente la sismicidad de mayor magnitud; y amplias zonas superficiales situadas entre ellas y en el interior de las cuales la sismicidad es de magnitud moderada-baja y se reparte de un modo más homogéneo. El modelo propuesto

contiene 3 zonas de subducción interfase, 8 zonas corticales de desgarre intraplaca, y 3 zonas amplias intraplaca. La sismicidad de cada zona se ha ajustado a un modelo de Gutenberg-Richter truncado a una magnitud mínima de 4.5 (M_w). El ajuste de la recta de Gutenberg-Richter para obtener los parámetros de sismicidad se ha realizado mediante el método de máxima verosimilitud.

Debido a la ausencia de acelerogramas locales disponibles para el desarrollo de las ecuaciones de predicción del movimiento fuerte, se han seleccionado los GMPE formulados en otras regiones del mundo para regímenes tanto de subducción como de corteza intraplaca. Siendo conscientes de las limitaciones que implica su aplicabilidad, se ha tratado de cuantificar la incertidumbre epistémica, introduciendo un nodo del árbol lógico, en cuyas ramas se consideran combinaciones de modelos para los dos regímenes tectónicos enunciados anteriormente.

Para la evaluación de la amenaza sísmica en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná los cálculos con R-CRISIS se han realizado para un periodo de retorno de 475 años, es decir movimientos esperados con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años. Los valores de la amenaza se calcularon en una malla de puntos definida entre los valores de 18,75°N y 20,75°N de latitud, con un paso de 0,05°, y entre los valores -68,75°O y -72,50°O de longitud, con un paso de 0,05°. En cada punto de la malla se obtuvo tanto la curva de amenaza en términos de la aceleración pico (PGA) como las aceleraciones espectrales (SA). Los espectros de amenaza uniforme (UHS) fueron calculados para las principales localidades del área estudiada y para diez valores de la aceleración espectral: 0.01 (PGA), 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1, 2 y 3 segundos.

Los resultados obtenidos han sido: mapas de isoaceleraciones PGA (periodo nulo) para la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, así como sectores adyacentes *offshore* de la microplaca Septentrional al N y Cuenca del Cibao al S; curvas de amenaza para los núcleos de población más importantes de la zona; y espectros de amenaza uniforme para dichas poblaciones. Se han realizado también una desagregación de la amenaza por zonas fuente con el fin de evaluar la contribución de cada una de ellas en cada localidad.

La amenaza sísmica es en general más elevada en la Cordillera Septentrional oriental y la Península de Samaná, disminuyendo hacia la Cordillera Septentrional occidental. No obstante, el sector occidental del Valle del Cibao también presenta una amenaza importante. En el sector *offshore* situado al norte del Promontorio de Cabrera y de la Península de Samaná se han obtenido también valores elevados de la amenaza sísmica. Las zonas de isoaceleración son subparalelas a la traza superficial ONO-ESE de las principales zonas de falla, definiendo un gradiente ortogonal a las mismas.

Para un valor determinado del PGA, las curvas de amenaza muestran como ésta aumenta de O a E y de N a S en las principales localidades de la zona estudiada. A modo de ejemplo y para un PGA de 468 cm/s^2 , la probabilidad de excedencia es relativamente menor en las localidades de Monte Cristi (0,04), Mao (0,06), Villa Vásquez (0,08), Puerto Plata (0,09), Santiago (0,11), Nagua (0,11), Rio San Juan (0,12), Santa Bárbara de Samaná (0,17) y San Francisco de Macoris (0,20).

La desagregación por zonas fuentes permite desglosar las curvas de amenaza sísmica asociada a cada fuente sismogénica. Como era de esperar, la amenaza sísmica en las principales ciudades de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná está principalmente controlada por los segmentos de las zonas sismogénicas situados más próximos. La principal amenaza en el sector oriental de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná (Santa Bárbara de Samaná, Nagua, San Francisco de Macoris) está dominada por la Zona de Falla Septentrional y la Zona de Falla La Española Norte. La amenaza en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao (Mao, Villa Vásquez y Monte Cristi) es generalmente menor,

estando principalmente definida por la Zona Falla Septentrional Haitiana, o rama S de la Zona de Falla Septentrional, con una cierta contribución del segmento occidental de la Zona de Falla La Española Norte. En el sector central de la Cuenca del Cibao la amenaza la define tanto el segmento central de la Zona de Falla Septentrional, como el segmento oriental de la Zona Falla Septentrional Haitiana (Santiago de los Caballeros). La Zona de Falla de Camú define una cierta amenaza en el sector de Río San Juan y en menor grado en el de Puerto Plata.

Finalmente, los resultados de este estudio pueden tener distintas aplicaciones, tales como: definición directa de la acción sísmica para el diseño sismo-resistente, tanto de estructuras de importancia normal, como de importancia especial; obtención de sismos de control obtenidos por desagregación para el cálculo de espectros específicos de respuesta para estructuras singulares (presas, puentes, etc.); servir de *input* para futuros estudios de reducción del riesgo sísmico teniendo en cuenta la vulnerabilidad, de elaboración de planes de emergencia y medidas de mitigación, así como para el ordenamiento del territorio.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es parte del Proyecto *Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana* (2015-1b3-118), financiado por el Programa FONDOCYT del MESCYT del Gobierno de la República Dominicana. Los autores agradecen la ayuda, infraestructura y soporte recibido por Servicio Geológico Nacional del Gobierno Dominicano, particularmente a su Director Ing. Santiago Muñoz. Los autores agradecen también al Ing. Javier Rodríguez del Observatorio Sismológico del Politécnico Loyola los datos sísmicos facilitados.

REFERENCIAS

- Abad, M., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5975-IV (Buen Hombre). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 135.
- Atkinson G.M., Boore D.M., 2003. Empirical ground-motion relations for the subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1703-1729.
- Benford, B., Demets, C., Calais, E., 2012. GPS estimates of microplate motions, northern Caribbean: evidence for a Hispaniola microplate and implications for earthquake hazard, *Geophysical Journal International*, 191 (2), 481-490.
- Benito M. B., Lindholm C., Camacho E., Climent A., Marroquín G., Molina E., Rojas W., Torres Y., (2010). Amenaza sísmica en América Central. Entinema, 28004 Madrid. pp. 141-271. ISBN 978-84-8319-474-4.
- Bertil D., Lemoine A., Winter T., Belvaux M., 2010. Microzonificación sísmica de Santiago, Republica Dominicana. Amenaza regional. Informe final. BRGM/RC-59107-FR, 100 pp., 36 fig., 12 tablas, 2 anexos.
- Bertil D., Terrier M., Belvaux M., 2015. Análisis de las fuentes sísmicas y evaluación de la amenaza sísmica regional del gran Santo Domingo. Estudio de la amenaza sísmica y vulnerabilidad física del Gran Santo Domingo. Actividad 1.1. BRGM/RP-65305-FR, 149 pp., 85 fig., 26 tablas.

- Boore D.M. and Atkinson G.M., 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24, 99-138.
- Calais, E. and B. M. de Lépinay, 1991. From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary of Cuba: implications for the Recent motion of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, 186 (3-4), 329–350.
- Calais, E., Bethoux, N., Mercier de Lépinay, B. 1992. From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, 11, 114-123.
- Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lépinay, B., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*. 29.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y., 2008. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.1 to 10s. *Earthquake Spectra*, 24, 139-171.
- Chiou B. and Youngs R., 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*. 24, 173-215.
- DeMets, C., P. E. Jansma, G. S. Mattioli, T. H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann, 2000. GPS geodetic constraints on caribbean-north america plate motion, *Geophysical Research Letters*, 27 (3), 437–440.
- De Zoeten, R. and Mann, P. 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America- Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper*, 262, pp. 265–279.
- Díaz de Neira, J.A., Braga, J.C., Perez Cerdan, F., Lopera, E., 2017. Las Terrazas marinas del Promontorio de Cabrera (Pleistoceno, norte de la República Dominicana). *Boletín Geológico y Minero*, 128 (3), 657–674.
- Dillon, W.P., Austin, J.A., Scanlon, K.M., Terence Edgar, N., Parson, L.M., 1992. Accretionary margin of north-western Hispaniola: morphology, structure and development of part of the northern Caribbean plate boundary. *Marine y Petroleum Geology*, 9.
- Dillon, W.P., Edgar, N.T., Scanlon, K.M., Coleman, D.F., 1996. A review of the tectonic problems or the strike-slip northern Boundary of the Caribbean plate and examination by GLORIA. In: Gardner, J.V., Field, M.E., Twichel, D.C. (Eds.), *Geology of the United States Seafloor: The view from GLORIA*. vol. 9. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 135–164.
- Dolan, J.F., Bowman, D.D., 2004. Tectonic and seismologic setting of the 22 September 2003, Puerto Plata, Dominican Republic Earthquake: implications for earthquake hazard in Northern Hispaniola. *Seismological Research Letters*, 75, 587–597.
- Dolan, J.F. and Wald, D.J., 1998. The 1943–1953 north-central Caribbean earthquakes: active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. *Geological Society America Special Paper*, 326, 143–169.

- Dolan, J.F., Mullins, H.T., Wald, D.J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean region: oblique collision, strain partitioning and opposing slabs. In Dolan J, Mann P (eds) Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. *Geological Society America Special Paper*, 326: 1-61
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J. F., 1994. Hispaniola. In: Donovan, S.K., Jackson T.A. (Eds.), Caribbean Geology: An introduction. Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Edgar, N. T., 1991. Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola, in Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, edited by P. Mann, G. Draper, and J. F. Lewis, *Geological Society America Special Paper*, 262, 281-299.
- Escuder-Virueite, J., Pérez-Estaún, A. 2013. Contrasting exhumation P–T paths followed by high-P rocks in the northern Caribbean subduction–accretionary complex: Insights from the structural geology, microtextures and equilibrium assemblage diagrams. *Lithos*, 160-161, 117–144.
- Escuder-Virueite, Castillo-Carrión, M., 2016. Subduction of fore-arc crust beneath an intra-oceanic arc: the high-P Cuaba mafic gneiss and amphibolites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *Lithos*, 262, 298–319.
- Escuder-Virueite, J., Pérez-Estaún, A., Gabites, J., Suárez-Rodríguez, Á., 2011a. Structural development of a high-pressure collisional accretionary wedge: The Samaná complex, northern Hispaniola, *Journal of Structural Geology*, 33, 928-950.
- Escuder-Virueite, J., Pérez-Estaún, A., Booth- Rea, G., Valverde-Vaquero, P., 2011b. Tectonometamorphic evolution of the Samaná complex, northern Hispaniola: Implications for the burial and exhumation of high-pressure rocks in a collisional accretionary wedge. *Lithos*, 125, 190-210.
- Escuder-Virueite, J., Friedman, R., Castillo-Carrión, M., Gabites, J., Pérez-Estaún, A., 2011c. Origin and significance of the ophiolitic high-P mélanges in the northern Caribbean convergent margin: insights from the geochemistry and large-scale structure of the Río San Juan metamorphic complex. *Lithos*, 127, 483-504.
- Escuder-Virueite, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Gabites, J., Pérez-Estaún, A., 2013a. From intra-oceanic subduction to arc accretion and arc-continent collision: Insights from the structural evolution of the Río San Juan metamorphic complex, northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology*, 46, 34-56.
- Escuder-Virueite, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Gabites, J., Carrión-Castillo, M., Pérez-Estaún, A., 2013b. Timing of deformational events in the Río San Juan complex: implications for the tectonic controls on the exhumation of high-P rocks in the northern Caribbean subduction-accretionary prism. *Lithos*, 177, 416-435.
- Escuder-Virueite, J., Suárez, A., Gabites, J., Pérez-Estaún, A., 2016. The Imbert Formation of northern Hispaniola: a tectono-sedimentary record of arc-continent collision and ophiolite emplacement in the northern Caribbean accretionary prism. *Solid Earth Discuss*, 6, 1-50.
- Escuder Virueite, J., Pérez, Y., Suárez Rodríguez, A., García Senz, J., Betania Roque, M., Calzadilla, M., 2019. Geodinámica, Neotectónica, Sismotectónica y Tectónica Activa en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana: Implicaciones para la Evaluación del Riesgo Sísmico. Proyecto coordinado SGN-IGME (2015-1B3-118) del Programa FONDOCYT del Gobierno Dominicano. INFORME FINAL. 218 pp. 2 mapas.

- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51– 65.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Allen, C.M. 2005. Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin*, 117 (7-8), 987-995
- Leroy, S., y otros 35. 2015. Segmentation and kinematics of the North America- Caribbean plate boundary offshore Hispaniola. *Terra Nova* 27, 467–478.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In: The Geology of North America (Dengo, G., Case, J.E., Eds.), Vol. H, The Caribbean region. *Geological Society of America*, 77-140.
- McNeill, D.F., Klaus, J.S., Evans, C.C., and Budd, A.F., 2008, An overview of the regional geology and stratigraphy of the Neogene deposits of the Cibao Valley, Dominican Republic, in Nehm, R.H., and Budd, A.F., eds., *Evolutionary Stasis and Change in the Dominican Republic*: New York, Springer, p. 21–45.
- McNeill, D.F., Klaus, J.S., Budd, A.F., Ishman, S.E., 2011. Late Neogene chronology and sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic deposits of the Cibao Basin, Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 124 (1-2): 35-58.
- Manaker, D.M., Calais, E., Freed, A.M., Ali, S.T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., De Chabaliér, J.B., 2008. Interseismic plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean. *Geophysical Journal International*, 174, 889-903.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 1-28.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Ku, T.L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1–69.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., Demets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21.
- Mann, P., Calais, E., Huerfano, V., 2004. Earthquake shakes “Big Bend” Region of North America Caribbean boundary zone. *EOS Trans. American Geophysical Union*, 85 (77).
- Monthel, J., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6075-I (Puerto Plata). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 310.
- Ordaz M., Martinelli F., Aguilar A., Arboleda J., Meletti C., D’Amico V., 2012. CRISIS 2012, Program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Mexico City, Mexico.
- Ordaz M. and Salgado-Gálvez M.A., 2018. R-CRISIS Validation and Verification Document. ERN Technical Report. Mexico City, Mexico. 311 pp.

- Reiter, F., and Acs, P., 2000. TectonicsFP 1.6. Computer Software for Structural Geology. Operating Manual.
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P. 2002. Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Window. *Computers & Geosciences*, 28 (2002) 1193–1200
- Pérez-Valera, F., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6173-I (Pimentel). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 115.
- Pérez Valera, F., Abad de los Santos, M., 2010. Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 168 pp.
- Petit, J., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597–608.
- 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: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication*, 328, 1-55.
- Prentice, C.S., Mann, P., Peña, L.R., Burr, G., 2003. Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic. *Journal Geophysical Research. Solid Earth*, 108.
- Programa SYSMIN, 1999. Programa de Desarrollo Geológico Minero en República Dominicana. Programa SYSMIN de la UE. Proyecto D: Prevención de Riesgos Geológicos (Riesgos Sísmicos) Zonificación sismotectónica. Informe Final. Santo Domingo. 268 pp.
- Rodríguez-Zurrunero, J.L. Granja-Bruña, A. Carbó-Gorosabel, A. Muñoz-Martín, J.M. Gorosabel-Araus, L. Gómez de la Peña, M. Gómez Ballesteros, A. Pazos, M. Catalán, S. Espinosa, M. Druet, P. Llanes, U. ten Brink, 2019. Submarine morpho-structure and active processes along the North American-Caribbean plate boundary (Dominican Republic sector). *Marine Geology*, 407, 121-147.
- Saunders, J.B., Jung, P., Geister, J., and Biju-Duval, B., 1982, The Neogene of the south flank of the Cibao Valley, Dominican Republic: A stratigraphic study, in Snow, W., Gil, N., Llinas, R., Rodriguez-Torres, R., Seaward, M., and Tavares, L., eds, *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, 2, 151–160.
- Shan, Y., Suen, H., Lin, G., 2003. Separation of polyphase fault/slip data: An objective-function algorithm based on hard division. *Journal of Structural Geology*, 25, 829–840.
- Suárez Rodríguez, Á, Escuder-Viruete, J., Colmenero-Hidalgo, E., 2017. Nuevos datos sobre la naturaleza, origen y edad de la Mélange de San Marcos, Cordillera Septentrional de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero*. IGME. 128 (3), 633-656.
- Symithe, S., E. Calais, J. B. de Chabaliér, R. Robertson, and M. Higgins (2015). Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal Geophysical Research Solid Earth*, 120, 3748–3774.

Torró, L., Proenza, J.A., García-Casco, A., Farré de Pablo, J., del Carpio, R., León, P., Chávez, C., Domínguez, H., Brower, S., Espaillat, J., Nelson, C., Lewis, J.F., 2017. La geoquímica de la Formación Maimón (Cordillera Central, República Dominicana) revisada. *Boletín Geológico y Minero*, 128 (3): 517-539.

Uriene, P., 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6274-IV (Cabrera). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 169.

Yamaji, A., Otsubo, M., Sato, K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28, 980–990.

Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J. and Humphrey J.R., 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68, 58-73.

Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G. and Fukushima, Y., 2006. Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 898-913.

Anexos

Anexo I. Mapa Neotectónico y el Mapa de Fallas Activas en el Cuaternario de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná a escala 1:300.000

Anexo II. Anexo I. Mapa Neotectónico y Mapa de Evaluación de la Amenaza Sísmica de la Cordillera Septentrional, Península de Samaná y área marina adyacente a escala 1:300.000