

La *mélange* de San Marcos, Cordillera Septentrional de la República Dominicana. Significado, origen y edad

A. Suárez-Rodríguez⁽¹⁾, J. Escuder-Viruete⁽²⁾ y E. Colmenero-Hidalgo⁽³⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España, Av. Real 1, 24006 León, España.
a.suarez@igme.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, España.
j.escuder@igme.es

(3) Dpto. de Geología y Geografía. Universidad de León. Campus de Vegazana 24071 León, España.
e.colmenero@unileon.es

RESUMEN

El conocimiento del origen, significado y edad de una *mélange* resulta crucial para descifrar la evolución de ciertos cinturones orogénicos. Localizada en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana, la *Mélange* de San Marcos contiene bloques aparentemente dispuestos de forma caótica, con tamaño centimétrico a kilométrico que incluyen litologías exóticas de tipo ofiolítico, volcanoclástico y sedimentario junto con otras propias de la cuenca. Los bloques son de edad Cretácico a Mioceno, todos inmersos en una matriz arcillosa escamosa y variablemente cizallada. Incluye también sucesiones coherentes poco deformadas, de alternancias de areniscas, limolitas y arcillas, de una cuenca marina turbidítica distal. La deformación sinsedimentaria es generalizada y produce sistemas conjugados de fracturas de cizalla extensionales, venas rellenadas de calcita, bandas cataclásticas arcillosas, y estructuras de *boudinage*. Estas estructuras implican un estiramiento paralelo a la estratificación, producido en un medio de baja energía de talud o pie de talud submarino, e indican un bajo contraste de ductilidad entre litologías poco o nada litificadas. El análisis de paleoesfuerzos de fracturas y venas establece una dirección de extensión subhorizontal NE-SO, sugiriendo una orientación de la cuenca siguiendo un eje ortogonal ONO-ESE a NO-SE (coordenadas actuales). Los datos biocronológicos de nanofósiles presentes en la matriz indican una edad para la *mélange* desde la parte alta del Mioceno inferior a la parte baja del Mioceno superior.

Consideramos que la *Mélange* de San Marcos tiene un origen esencialmente gravitacional, cuya deformación simultánea a su depósito fue producida por deslizamientos en las laderas submarinas, desencadenados por procesos de inestabilidad en la cuenca y tectónicos (provocados por terremotos). Los bloques y megabloques de rocas ofiolíticas del Complejo de Puerto Plata y de rocas volcanoclásticas y sedimentarias litificadas de la Fm. Imbert, son bloques "exóticos" originados por el colapso gravitacional de los márgenes elevados de la cuenca sedimentaria, deslizados y emplazados en los depósitos poco consolidados de talud y cuenca turbidítica, al menos, durante el Mioceno inferior y medio. La existencia de una superficie de cizallamiento sinsedimentaria dirigida hacia el ONO, en el contacto basal de la *mélange*, sugiere que todo el conjunto fue desplazado en una o varias ocasiones en esa dirección. La *Mélange* de San Marcos no es una *mélange* de zona de subducción, sino que fue originada por deslizamientos submarinos de sedimentos turbidíticos en una cuenca sin-colisional de tipo *piggy-back*, transportada sobre una ofiolita de la zona de suprasubducción de la placa Caribeña.

Palabras clave: deslizamientos submarinos, formación de bloques en matriz, *mélange*, nanofósiles calcáreos, placa del Caribe.

The San Marcos *mélange*, Cordillera Septentrional of the Dominican Republic. Nature, origin and age

ABSTRACT

*Understanding the nature, origin and age of a *mélange* is crucial to deciphering the evolution of certain oro-*

genic belts. Located in the Cordillera Septentrional of the Dominican Republic, the San Marcos Mélange is characterized by a blocks-in-matrix internal structure. Apparently arranged chaotically, the blocks have centimeter to kilometer sizes, include exotic ophiolitic, volcanoclastic and intrabasinal sedimentary lithologies, and are of Cretaceous to Miocene in age, all immersed in a scaly and variably sheared argillaceous matrix. In less-deformed coherent sections, the Mélange consists of alternating sandstones, siltstones and clays, indicative of a distal turbiditic depositional environment. Syn-sedimentary deformation is pervasive and produces systems of conjugated extensional shear fractures, veins filled with calcite, cataclastic bands and boudinage and pinch-and-swell, symmetrical and asymmetrical structures. They are consistent with a layer parallel extension, produced in a low-energy slope setting, and are indicate a low-ductility contrast between few or no lithified lithologies. Paleostress analysis of fractures and veins establishes a NE-SW trend of sub-horizontal extension, suggesting an orientation of the basin along a WNW-ESE to NW-SE axis (current coordinates). The biochronological data of nannofossils present in the matrix gives a sedimentary age for the Mélange from, at least, the top of the lower Miocene to the base of the upper Miocene.

The San Marcos Mélange has therefore an essentially gravitational origin. Its deformation was temporal-ly syn-sedimentary and was produced by processes of gravitational sliding, probably triggered by both instability processes within the basin and tectonic (earthquake shaking) mechanisms. Blocks and megablocks of ophiolitic rocks derived from the underlying Puerto Plata complex and of well-lithified, volcanoclastic and sedimentary rocks of the Imbert Fm, represent "exotic" blocks caused by the gravitational collapse of the high topographically margins of the depositional basin, slide down and emplaced into the unconsolidated slope and basin turbiditic deposits, at least in the lower and middle Miocene. The existence of a large-scale, syn-sedimentary shearing surface directed to-the-ONO at the basal contact suggests that the whole Mélange was displaced once or several times in that direction, contributing to the chaotic nature of the unit. The San Marcos Mélange is not a of subduction-zone mélangé, but was caused by the submarine landslide of turbiditic sediments in a syn-collisional, piggy-back basin, transported on top of a supra-subduction zone ophiolite of the Caribbean plate.

Key words: block-in-matrix formation, calcareous nannofossils, Caribbean plate, mélangé, submarine landslides.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

The study of the various types of "mélanges" (sedimentary, tectonic, diapiric or polygenetic) is usually difficult and depends on several criteria. However, understanding the nature, origin and age of a mélangé is crucial to deciphering the evolution of certain orogenic belts. Located in the Cordillera Septentrional of the Dominican Republic (northern Caribbean plate), the San Marcos Mélange is a mappable unit, characterized by a blocks-in-matrix internal structure (Fig.1).

The blocks are chaotically arranged and are from centimeter to kilometer in size. Their lithology and age are varied (Cretaceous to Miocene). The matrix is composed of black and dark-blue clays, which appear from slightly deformed to pervasively sheared. They have frequently developed a typical scaly cleavage. The Mélange occurs as a typical hummocky landscape where low-stand hills are defined by large blocks of hard limestone, often aligned defining pseudo-stratification. Native (intrabasinal) and exotic blocks are distinguished. The former are of sandstone, greywacke, limestone and serpentinitic breccias, where stratification has lost its continuity by disruption and mixing. Exotic blocks consist of sedimentary, volcanoclastic, metamorphic and ophiolitic rocks. Blocks of sedimentary and volcanoclastic origin mainly derive from the underlying Imbert and La Isla limestone Formations. Metamorphic blocks consist of marble, calc-schist, amphibolite, greenschist and blueschist probably derived from the Hicotea Fm. Ophiolitic blocks are similar to the serpentinite, serpentinitized peridotite, layered leucogabbro, gabbro, tonalite, volcanic rocks and radiolarite of the underlying Puerto Plata ophiolite complex (Figs.1, 2).

Depending on the degree of dismemberment and mixing of the rocks at mesoscopic scale in the Mélange, coherent and broken or fragmented sections can be distinguished (Figs. 5, 6 and 7). The internal continuity of strata is more or less preserved in the coherent sections, but it is usually missed in the broken sections. In the coherent sections, a turbidite sedimentation in a distal slope depositional environment is recognized, which consist of an alternance of thin-bedded (bed thickness < 10 cm), fine-grained sandstone, siltstone and clay. Sporadically, thick-bedded sandstone beds also occur as blocks. With the increase of the degree of deformation and disruption, sandstone layers are broken, stretched and boudinaged, in which resulting rhomboidal fragments are limited by extensional fractures and surrounded the clay matrix with scaly cleavage. The boudinage and pinch-and-swell formed structures suggest a low-ductility contrast between few or no lithified layers. This coaxial deformation indicates a sub-horizontal layer parallel extension. In other instances, structures indicate an extension parallel to the layers in two perpendicular directions. In contrast, limestone blocks

present in the *Mélange* exhibit a predominantly brittle internal deformation, wherein fractures appear more spaced and without apparent displacement. Further, its size is much greater, as is the case of the aligned decametric to kilometric blocks of Loma Barohuco, Pico El Gallo and Puerto Bonito. West of Maimon River, there is a predominance of decametric blocks of exotic rocks over the natives (Figs. 2, 4). The exotic blocks occur as elongated bodies composed by lithologies of the Puerto Plata ophiolitic complex and subordinately by serpentinitic-rich breccias of the Imbert Fm and white limestone of the La Isla Fm. Their characteristics indicate that they were introduced in the basin as individual blocks by gravitational mass-transport processes (sliding, slumping), as a result of erosion and collapse of submarine scarps. On the other hand, the biochronological data of nannofossils present in the matrix gives a sedimentary age for the *Mélange* from, at least, the top of the lower Miocene to the base of the upper Miocene (Figs. 3, 9).

The state of stress prevailing during the deposition of the San Marcos *Mélange* can be characterized through the study of the syn-sedimentary deformational structures. Syn-sedimentary deformation is pervasive and produces systems of conjugated extensional shear fractures, veins filled with calcite, cataclastic bands and boudinage and pinch-and-swell, symmetrical and asymmetrical structures. They are consistent with a layer parallel extension, produced in a low-energy slope setting, and are indicate a low-ductility contrast between few or no lithified lithologies. Taking the stratification to the horizontal, the paleostress analysis of fractures and veins establishes a NE-SW trend of subhorizontal extension (Fig. 8). This trend suggests an orientation of the sedimentary basin along a WNW-ESE to NW-SE axis (current coordinates).

The San Marcos *Mélange* has therefore an essentially sedimentary origin. Its deformation was temporal-ly syn-sedimentary and was produced by processes of gravitational sliding, probably triggered by both sedimentary (instability) and tectonic (earthquake shaking) mechanisms. The basin instability affects the turbiditic sediments, which are mainly fine-grained sands and clays with a low degree of lithification. These sediments are deformed by a sub-horizontal, layer-parallel extension, causing stratal disruption, boudinage and pinch-and-swell, as well as the formation by a sub-vertical shortening of a scary foliation. Blocks and megablocks of Cretaceous ophiolitic rocks derived from the underlying Puerto Plata complex and of well-lithified, Paleocene to lower Eocene volcanoclastic and sedimentary rocks of the Imbert Fm, represent "exotic" blocks caused by the gravitational collapse of the high topographically margins of the depositional basin to slide down and become emplaced into the unconsolidated slope and basin turbiditic deposits. These processes took place at least in the lower and middle Miocene. The existence of a large-scale, syn-sedimentary shearing surface directed to-the-ONO (Fig.5C) at the basal contact suggests that the whole *Mélange* was displaced once or several times in that direction, contributing to the mixing of rocks and chaotic nature of the unit.

The Imbert Fm unconformable overlain different structural and pseudo-stratigraphic levels of the Caribbean subduction-collision accretionary prism, in particular, the supra-subduction rocks of the Puerto Plata ophiolitic complex. It represents the basal sediments of a syn-collisional, piggy-back basin developed in the fore-arc during the start of the arc-continent collision. In this context, the sedimentary rocks of the Imbert Fm record the exhumation and erosion of the ophiolite basement, and the overlying La Toca Fm, Altamira Fm and San Marcos *Mélange* represent the continuation of the filling of this fore-arc basin. These units involve a period of tectonic subsidence, with deep-marine turbidite sedimentation in a tectonically more mature and relatively stable basin in the upper Eocene-Miocene interval. Subsidence may have been a response to the load of sediments in the piggy-back basin, carried on top of the ophiolite during its movement toward the NE onto the continental margin of North America. In summary, the San Marcos *Mélange* is not a subduction-zone *mélange*, or the result of mass-transport of sediments to the trench, but was caused by the submarine landslide of turbiditic sediments (Fig. 10) in a syn-collisional, piggy-back basin developed on the Caribbean plate.

Introducción

Los términos *mélange* y olistostroma han sido utilizados para describir ciertas unidades litológicas de estructura caóticas situadas en diferentes contextos geodinámicos relacionados con la divergencia de placas (Huvenne et al., 2002; Alonso et al. 2008) y con la convergencia de placas. Como estas unidades presentan frecuentemente relaciones geológicas con procesos de subducción y/o colisión, los términos han ido adquiriendo connotaciones genéticas en la literatura, las cuales han dado lugar a confusión e

interpretaciones erróneas. Originariamente, el término *mélange* fue relacionada con fragmentación tectónica (Greenly, 1919). Posteriormente, Raymond (1984) y la AGI (1995; Glossary of Geology) lo definen como: *A body of rock characterized by blocks of all sizes, both exotic and native, embedded in a matrix of finer-grained material. No genetic significance is implied.* En la anterior definición, se distinguen los bloques nativos de los exóticos, asignando una determinada edad para los bloques y la matriz asociada al primer tipo, y una naturaleza y edad diferente al segundo tipo (Hsü, 1968). El término olistostroma fue definido

por Flores (1955), como un depósito sedimentario originado por deslizamientos submarinos. En estos depósitos, los bloques procedentes de la propia cuenca son denominados endolistolitos y los alóctonos o externos a ella exolistolitos. Pini (1999) propone limitar el término olistostroma a cuerpos sedimentarios caóticos caracterizados por una matriz brechoide y originados por *debris flows* o *debris avalanches*. Este autor describe también el término *tectonosome* como sinónimo de las denominadas formaciones rotas (*broken formations*), en las que las capas sedimentarias son desmembradas por procesos de *boudinage* y la matriz resultante presenta frecuentemente el desarrollo de un clivaje escamoso. En este sentido, Festa et al. (2010, 2012) realizan una revisión sistemática de la nomenclatura y clasificación de las *mélanges*, proponiendo evitar el uso de términos genéticos equívocos como *tectonic mélange*, *gravitational mélange*, *sedimentary mélange* y *olistostromal mélange*.

Los términos geológicos de *mélange* y olistostroma quedan incluidos en las recientemente denominadas formaciones de bloques en matriz (*block-in-matrix formations- BIMs*) independientemente del origen tectónico, sedimentario o diapírico de la matriz (Festa et al., 2012; Ogata et al., 2012 a, b). Siguiendo a Cowan (1985), Alonso et al. (2006, 2015) proponen dos tipos básicos de unidades litológicas caracterizadas por la presencia de bloques dispersos en una matriz: las formaciones cuya estructura interna resulta de mecanismos sedimentarios de flujo; y las que resultan de procesos tectónicos. La asignación de una formación determinada a un tipo u otro depende del conocimiento de los procesos geológicos que generan dichas unidades, de su contexto geológico regional, y del sentido más o menos restrictivo con que se aplican los términos sedimentario o tectónico (que hasta el día de hoy son muy confusos en su aplicación a las *mélanges*). Un ejemplo de esta asignación es la denominada *Mélange del Porma*, localizada en la Zona Cantábrica del Orógeno Varisco, al NO de la Península Ibérica y que ha sido interpretada como resultado de sucesivos deslizamientos submarinos de material parcialmente litificado, incluyendo bloques exóticos más antiguos, procedentes de un relieve inestable adyacente originado por un sistema de cabalgamientos submarinos (Alonso et al., 2006; 2015).

Por otro lado, la existencia de unidades litológicas compuestas por bloques de rocas de alta-P inmersos en una matriz afectada por procesos de recristalización metamórfica, ha dado lugar a un tipo particular de *mélanges* que están típicamente presentes en complejos de subducción y colisión. La presencia de bloques exóticos en estas *mélanges* ha sido interpretada como debida tanto a procesos de exhumación

en el canal de subducción (Cloos, 1982; Cloos y Shere, 1988), como a procesos de deslizamiento gravitacional y mezcla en la cuenca con sedimentos no metamorfizados previamente a la deformación tectónica (Cowan, 1982, 1985; Osozawa et al., 2009 y 2011; Wakabayashi, 2011 y 2012; Platt, 2015).

La *Mélange* de San Marcos aflora en el área de Puerto Plata-Imbert, localizada en la Cordillera Septentrional de la República Dominicana (al N de la Falla de Camú). Originariamente definida como una Formación (Fm.), la unidad es una *mélange* de matriz arcillosa que engloba bloques principalmente de rocas sedimentarias, aunque también contiene bloques de rocas ígneas, serpentinitas, mármoles, esquistos verdes y anfibolitas (Nagle, 1966, 1974, 1979; Bourgois et al., 1982; Eberle et al., 1982; Pindell, 1985; Draper y Nagle, 1991; Pindell y Draper, 1991). El origen y significado de esta unidad ha resultado ser problemático, debido a la controversia sobre su edad, la cual ha sido considerada en base a los datos micropaleontológicos como Paleoceno-Eoceno medio-superior por Nagle (1974), Eoceno medio por Hernáiz-Huerta et al. (2012), Eoceno superior-Oligoceno por (Monthel, 2010 a y b), Mioceno inferior a medio por Bourgois et al. (1982), y Oligoceno superior a la base de Mioceno superior Hernáiz-Huerta (2010). Pindell (1986), Pindell and Draper (1991) y Hernáiz-Huerta et al. (2012), interpretan que la unidad se emplazó por diapirismo de arcillas en tiempos post-Mioceno medio. La *Mélange* de San Marcos también ha sido interpretada como una *mélange* tectónica asociada a procesos de subducción dirigidos hacia el SO bajo la placa del Caribe (Bowin and Nagle, 1982; Bourgois et al., 1982), como una unidad caótica depositada en un contexto de fosa (Nagle, 1979; Pindell and Draper, 1991; Hernáiz-Huerta et al., 2012), durante la colisión oblicua de la placa Caribeña con la Plataforma de Bahamas en el Eoceno medio (Draper et al., 1994; De Zoeten and Mann, 1999; Hernáiz Huerta, 2010), o como un diapiro/volcán de arcilla extruido en el sector de antearco (Pindell, 1985; Pindell and Draper, 1991). Para Draper and Nagle (1986, 1991) resulta especialmente significativo que la *Mélange* San Marcos no contenga bloques máficos de esquistos azules o eclogitas, a diferencia de otras *mélanges* de la región, como la *Mélange* de Jagua Clara del Complejo de Río San Juan.

En este trabajo, se presentan nuevos datos cartográficos, litoestratigráficos, estructurales y bioestratigráficos que permiten establecer que la *Mélange* de San Marcos está originada por procesos de inestabilidad dentro de la cuenca sedimentaria y la incorporación de bloques exóticos mediante deslizamientos gravitacionales, en lugar de procesos tectónicos rela-

cionados con el canal de subducción. La nueva cartografía de la unidad ha supuesto ampliar su extensión aflorante respecto a los mapas geológicos previos del Complejo de Puerto Plata (e.g., Pindell and Draper, 1991; Hernáiz-Huerta, 2010; Monthel, 2010 a, b), así como establecer sus relaciones estratigráficas con las unidades infra- y suprayacentes. Las características litológicas de la unidad, el papel de la tectónica sin-sedimentaria, y el tipo de productos que la componen han permitido establecer los procesos que han originado su estructura de bloques en matriz. Los datos bioestratigráficos obtenidos a partir de los nanofósiles calcáreos existentes tanto en la matriz como en los bloques han permitido asignar una edad desde el techo del Mioceno inferior a Mioceno superior para la unidad. La integración de todos estos nuevos datos ha permitido establecer la naturaleza y origen de la Mélangé de San Marcos, en el contexto evolutivo de la zona de colisión arco-continente localizada en La Española.

Contexto geológico

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña (Fig. 1), la geología de la Isla de La Española resulta de la convergencia oblicua dirigida al NE/ENE del arco isla intraoceánico Caribeño con el margen meridional de la placa de Norteamérica, que culminó con la colisión arco-continente iniciada en el Paleoceno-Eoceno inferior (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991; Draper *et al.*, 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno medio-superior a Plioceno, las cuales posdatan la actividad magmática relacionada con subducción y registran la colisión en el margen septentrional de la isla, así como la propagación de la deformación en el margen meridional (Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Escuder-Virueite *et al.*, 2011).

La Cordillera Septentrional de la República Dominicana está geológicamente compuesta por unidades derivadas del arco, del margen continental y del océano intermedio, las cuales fueron acrecionadas durante la convergencia (Escuder-Virueite *et al.*, 2011a, b, 2013a, b). Al norte de la Zona de Falla Septentrional (Fig. 1), estas unidades afloran en el núcleo de anticlinales de gran radio tardíos formando el sustrato ígneo y metamórfico pre-Eoceno, las cuales constituyen los complejos de El Cacheal, Palma Picada, Pedro García, Puerto Plata, Río San Juan y Samaná (Draper and Nagle, 1991). Estos seis complejos forman el prisma Caribeño de subducción-acreción en la República Dominicana (Escuder-Virueite *et al.*, 2011a, c, 2013b), e incluyen, de E a O: rocas meta-sedimentarias del margen continental subducido de Norte América; fragmentos ofiolíticos de la litosfera proto-Caribeña; mélanges de matriz serpentinitica, conteniendo bloques de esquistos azules y eclogitas; rocas plutónicas y volcánicas del arco-isla Caribeño; y rocas no metamórficas depositadas en la cuenca sedimentaria pre-colisional de antearco (Escuder-Virueite *et al.*, 2011c, 2013a). En los complejos de Puerto Plata y Río San Juan, los primeros depósitos que registran el proceso colisional son los olistostromas ricos en clastos serpentiniticos de la Fm. Imbert de edad Paleoceno/Eoceno inferior (Draper *et al.*, 1994), los cuales se depositan discordantes sobre diversas unidades del prisma de subducción-acreción y contienen elementos clásticos derivados tanto de la ofiolita infrayacente como del arco volcánico Cretácico (Escuder-Virueite *et al.*, 2016).

El complejo de Puerto Plata (Figs. 1, 2) está localizado al norte de la zona de falla del Camú y se compone de rocas de un basamento ofiolítico pre-Eoceno y una cobertera sedimentaria cenozoica que incluye rocas clásticas y carbonatadas (Nagle, 1974, 1979; Eberle *et al.*, 1982; de Zoeten and Mann, 1991; Pindell and Draper, 1991; Hernáiz-Huerta, 2010; Monthel, 2010a). El basamento consiste en una ofiolita de unos 3 km de potencia, desmembrada tectónicamente, que incluye peridotitas serpentinizadas, rocas máficas y ultramáficas estratificadas (cumulados magmáticos), rocas gabroicas masivas, y rocas volcánicas de composición básica a intermedia, localmente almohadilladas con raros niveles de cherts y calizas (Pindell and Draper, 1991). En base a datos geoquímicos, esta asociación litológica ha sido recientemente interpretada como formada durante la iniciación de la subducción dirigida al O/SO en un contexto de arco isla-intraoceánico (Escuder-Virueite *et al.*, 2014).

El basamento ofiolítico está superpuesto por los materiales Paleoceno?-Eoceno inferior de la Fm. Imbert (Nagle, 1979), los cuales constituyen una sección de >500 m de espesor compuesta por turbiditas de grano fino intercaladas por tobas blancas y turquesa de grano fino, sedimentos pelágicos, sills basálticos y raras radiolaritas (Pindell and Draper, 1991). Los niveles estratigráficos intermedios están caracterizados por capas turbidíticas más potentes de areniscas y conglomerados, las cuales contienen clastos de todos los tipos litológicos del basamento ofiolítico. La Fm. Imbert culmina con una unidad olistostrómica (IM3 en Figs. 1 y 2) de megabrechas polimícticas, brechas y conglomerados ricos en serpentinitas (e.g. Mélangé de Barrabás; Escuder-Virueite *et al.*, 2016). Estos materiales son contemporáneos o ligeramente más antiguos que las calizas someras con algas de la

Fm. La Isla de edad Eoceno inferior a medio (Pindell and Draper, 1991; Monthel, 2010a, b), las cuales contienen clastos de serpentinitas similares.

Recientemente (Escuder-Viruete et al., 2016), la Fm. Imbert ha sido interpretada como una megasecuencia estratigráfica grano-creciente que registra la transi-

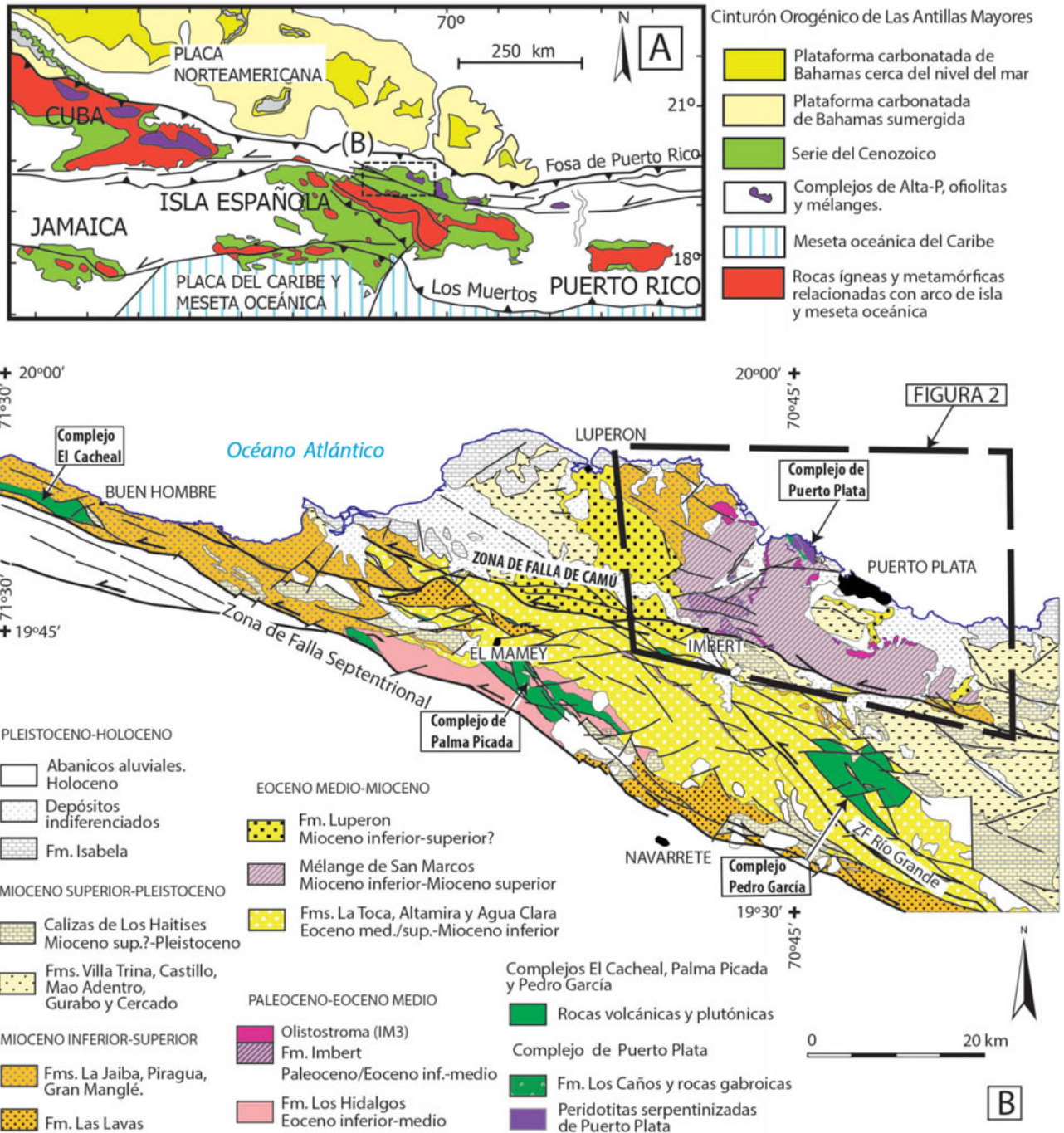


Figura 1. (A) Mapa del margen noreste de la placa del Caribe-Placa Norteamericana, el rectángulo muestra la localización del área de estudio en el N de la Isla Española. (B) Mapa geológico del NO de la Cordillera Septentrional, modificado a partir de Draper and Lewis (1991), Draper and Nagle (1991) and Escuder-Viruete et al. (2014). El recuadro indica la localización de la Fig. 2.

Figure 1. (A) Map of the northeastern Caribbean plate margin. Box shows location of the northern Hispaniola area. (B) Geological map of north-western Septentrional Cordillera modified from Draper and Lewis (1991), Draper and Nagle (1991), and Escuder-Viruete et al. (2014). Box shows location of Figure 2.

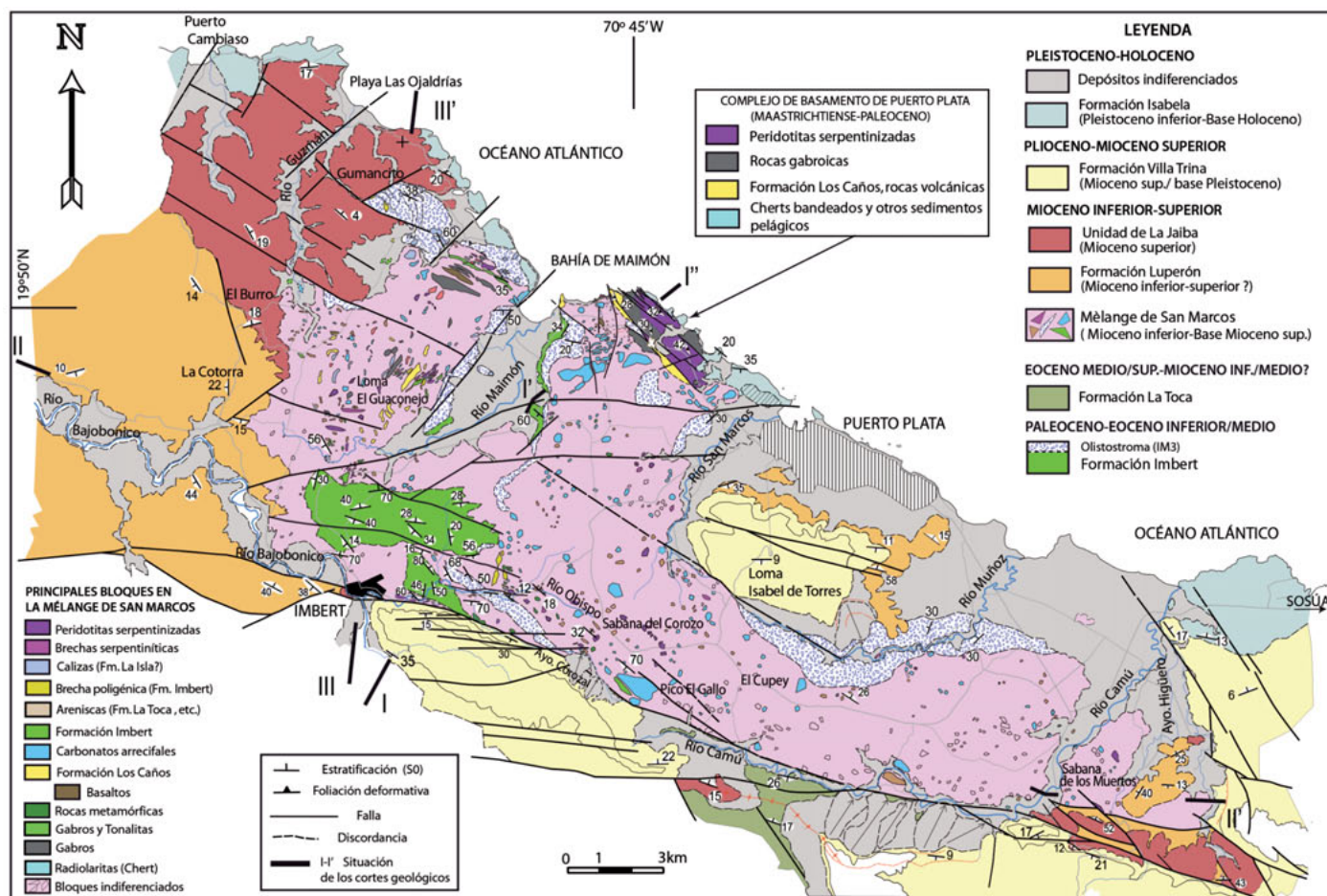


Figura 2. Mapa geológico simplificado del área de Puerto Plata-Imbert, con la inclusión del Complejo Ofiolítico de Puerto Plata, modificado de Draper and Nagle (1991), Suárez-Rodríguez et al. (2013) y Escuder-Viruete et al. (2014). La figura incluye también la situación de las secciones geológicas de la Fig. 4.

Figure 2. Simplified geological map of the Puerto Plata-Imbert area, including the Puerto Plata ophiolitic complex, modified from Draper and Lewis (1991), Suárez-Rodríguez et al. (2013), and Escuder-Viruete et al. (2014). Figure also includes the situation of geological cross-sections of Fig. 4.

ción de la sedimentación de una cuenca de antearco pre-colisional a una cuenca de piggy-back sin-colisional localizada a techo de la ofiolita.

La sedimentación de la Fm. Imbert parece que termina con un evento de levantamiento y plegamiento regional, que se ha relacionado con el inicio de la colisión de la Plataforma de Bahamas bajo el arco isla Caribeño (De Zoeten and Mann, 1999). Por lo que algunas de las estructuras formadas serían más antiguas que las rocas sedimentarias discordantes del Grupo El Mamey. Este Grupo está compuesto por las Formaciones del Eoceno superior a Mioceno superior, Altamira, La Toca y Luperón (Fig. 1), las cuales comprenden al menos 1.500 m de arcillas y limos calcáreos, areniscas de grano fino a grueso y conglomerados (Nagle, 1979; Bourgois, et al., 1982; De Zoeten and Mann, 1991, 1999; Pindell and Draper, 1991;

Hernández-Huerta, 2010; Monthel, 2010a, b). Los sedimentos de estas formaciones se interpretan como las áreas medias y distales de una cuenca turbidítica sin-orogénica (Pérez-Varela and Abad, 2010). Al N de la Falla del Camú y ocupando una posición estratigráfica similar, estas Formaciones son reemplazadas por la Mélange de San Marcos de carácter caótico (ver después). Recientemente, Suárez-Rodríguez et al. (2013) establecieron una edad Oligoceno superior a la base del Mioceno superior para la unidad en base al contenido de microfósiles en la matriz. Los sedimentos turbidíticos son reemplazados a partir del Mioceno medio por los conglomerados polimícticos deltaicos y/o aluviales de la Unidad de La Jaiba, culminando en el Mioceno superior-Plioceno con la sedimentación margosa de plataforma marina y las calizas arrecifales de la Fm. Villa Trina (Pindell and Draper,

1991; Hernáiz-Huerta, 2010; Monthel, 2010a, b). Posteriormente se registra un nuevo evento de plegamiento y levantamiento regional, el cual se interpreta como asociado a la tectónica transpresiva de desgares relacionados con el movimiento actual entre las placas Caribeña y Norteamericana (Mann *et al.*, 2002). La reactivación tectónica del relieve ha dado lugar a depósitos fluviales, gravitacionales y costeros en el Holoceno.

La mélange de San Marcos

Características de la mélange

La Mélange de San Marcos fue originalmente definida como el Olistostroma de San Marcos (Nagle,

1979). Recibió rango de formación en trabajos posteriores, donde describen sus características litológicas y posición estratigráfica, así como discuten su significado geodinámico (Bourgeois *et al.*, 1982, 1983; Eberle *et al.*, 1982; Bowin y Nagle, 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991; Hernaiz-Huerta *et al.*, 2012). Siguiendo a Suárez-Rodríguez *et al.* (2013), en este trabajo se define como Mélange de San Marcos. Su extensión cartográfica se muestra en la Figura 2, ocupando más de 150 km² de O a E desde la Bahía de Maimón y río Bajabonico hasta el río Camú, quedando limitados los afloramientos al sur por la zona de Falla de Camú y al norte por la costa Atlántica. En este sector define una estructura anticlinal tardía de gran longitud de onda y dirección ONO-ESE, en cuyo núcleo está la Fm. Imbert y es prácticamente paralela a la zona de Falla de Camú (Fig. 3), y al norte otra estructura sinclinal

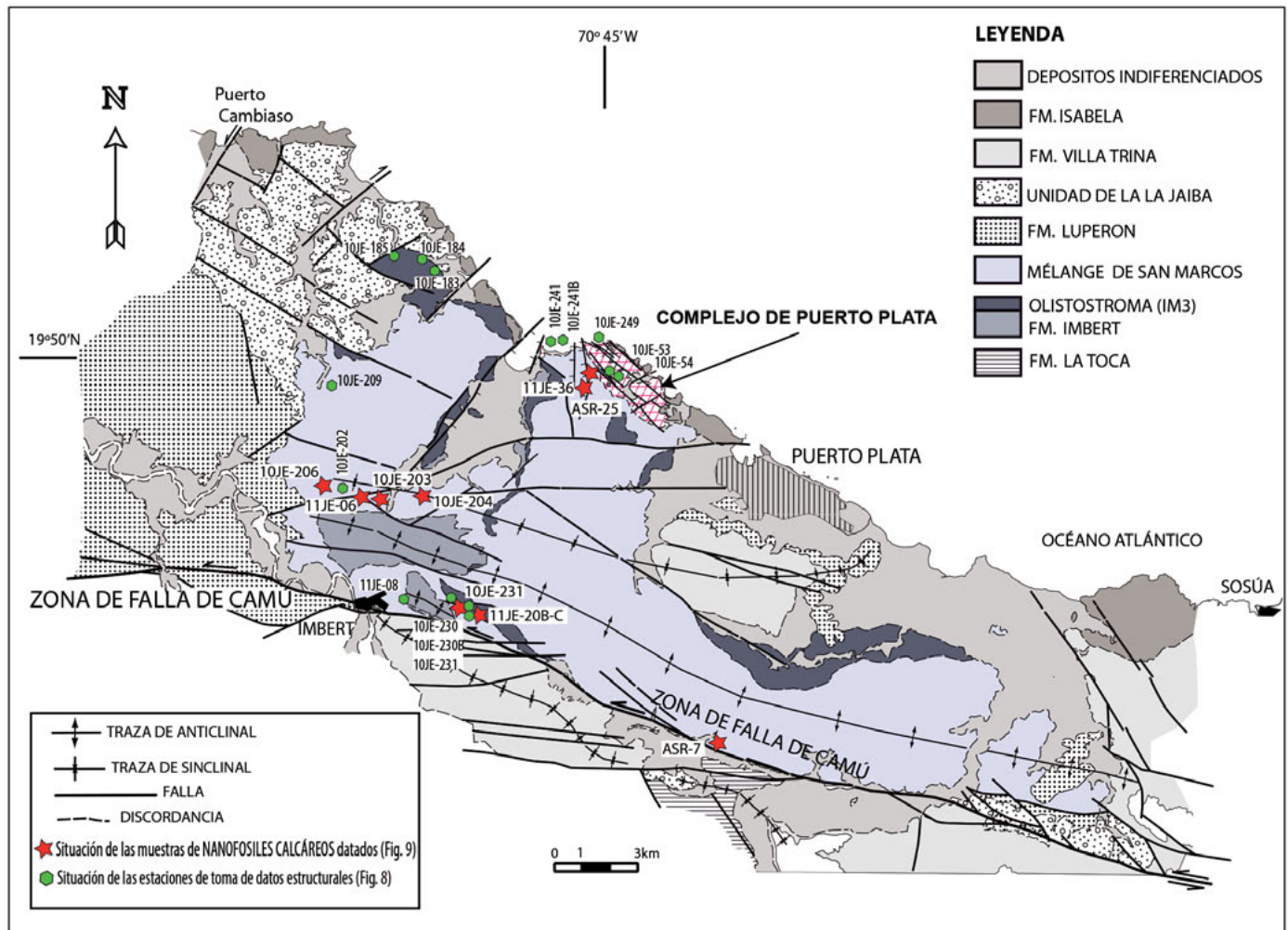


Figura 3. Esquema estructural del área de Puerto Plata-Imbert, al Norte de la Falla de Camú, con la situación de las muestras de nanofósiles que datan la matriz de la Mélange de San Marcos.

Figure 3. Structural scheme of the Puerto Plata-Imbert area, north of the Camú fault, including the location of nannofossil samples used to date the matrix of the San Marcos Mélange.

cuya traza se prolonga hacia la Loma Isabel de Torres afectando a formaciones más modernas. Los nuevos datos cartográficos indican que la unidad aflora en todo el sector de Loma Guaconejo. La *mélangé* presenta al menos 1 km de potencia (Fig. 4; corte II-II'), disponiéndose discordante sobre diferentes términos de la Fm. Imbert y del Complejo de Puerto Plata. Monthel (2010 a, b) describe una relación de *onlap* lateral hacia el oeste con Fm. Luperón.

La Mélangé de San Marcos se caracteriza por una estructura interna de bloques inmersos en una matriz arcillosa variablemente deformada (Figs. 5, 6 y 7). Los bloques se disponen aparentemente de forma caótica, siendo de tamaño muy variable (desde centimétrico a kilométrico), litología (ver después) y edades muy diversas (desde el Cretácico al Mioceno). La matriz está compuesta por lutitas y arcillas de coloraciones negras y azuladas, que aparecen desde poco deformadas a intensamente cizalladas, con desarrollo frecuente de clivaje escamoso (*scaly cleavage*). La *mélangé* presenta un típico paisaje de extensas praderías onduladas en las que se destacan megablo-

ques de calizas a menudo alineados (Fig. 5A, B), definiendo una pseudoestratificación. Se distinguen bloques nativos o de la propia cuenca, y bloques exóticos. Los primeros son de areniscas, grauvacas, calizas y algunas brechas serpentiniticas, en los que la estratificación ha perdido su continuidad por procesos de fragmentación y mezcla. Los bloques exóticos son menos abundantes y consisten en rocas sedimentarias, volcanoclásticas, metamórficas y ofiolíticas. Los bloques de litología sedimentaria y volcanoclástica proceden principalmente de la Fm. Imbert (Fig. 6A) y de las calizas de la Fm. La Isla (Fig. 5B), los cuales presentan deformaciones previas a su emplazamiento en la *mélangé*. Los bloques metamórficos consisten en mármoles (Fig. 6B), calcoesquistos, anfibolitas, esquistos verdes y esquistos azules probablemente procedentes de la Fm. Hicotea (Pindell y Drapper, 1991; Escuder et al., 2014) (Fig. 6C). Los bloques procedentes del complejo ofiolítico de Puerto Plata son de serpentinitas, peridotitas serpentinizadas, leucogabros bandeados, gabros, tonalitas, rocas volcánicas de la Fm. Los Caños y radiolaritas.

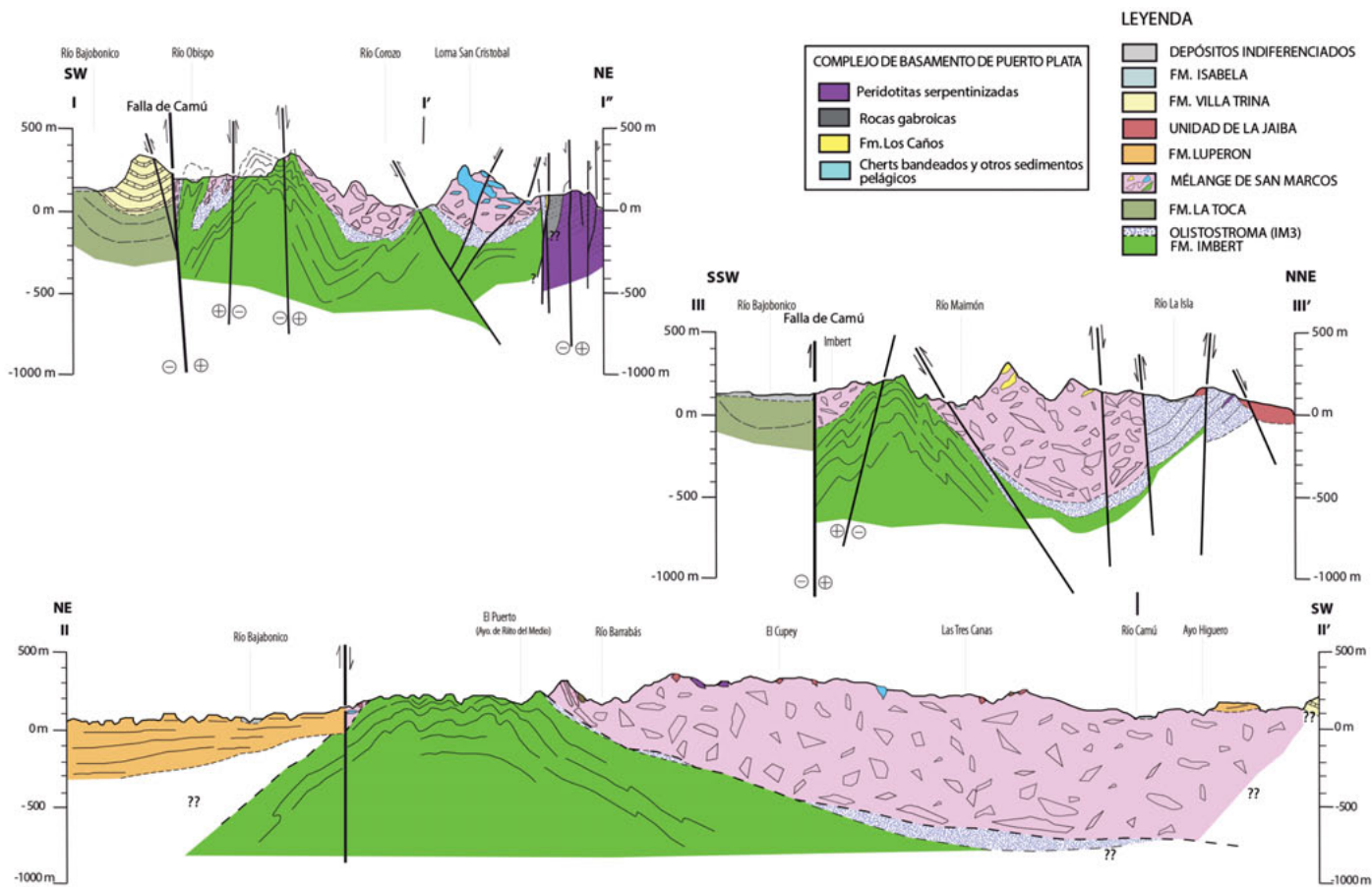


Figura 4. Cortes geológicos I-I', II-II' y III-III', cuya localización queda mostrada en la Fig. 2.

Figure 4. Geological cross-sections I-I' ; II-II' and III-III' . Their geographical location is shown in Figure 2.



Figura 5. Fotografías de campo de la Mélangé de San Marcos. (A) Vista general de la *mélangé*, en primer término el valle-Bahía de Maimón, destacando en el horizonte algunos megabloques de caliza como El Pico Gallo y Loma de Barohuco. (B) Megabloque de caliza incluido en la *mélangé*, costa de Puerto Bonito. (C) Superficie de cizallamiento en el contacto basal de la Mélangé de San Marcos, Río Obispo. (D) Niveles basales de la *mélangé* consistentes en capas de lutitas y areniscas de grano fino rotas por fallas extensionales, Río Obispo. (E) Mélangé compuesta por una matriz arcillosa y bloques de areniscas y grauwacas, Río Camú-Juan de Nina. (F) Aspecto de la *mélangé* compuesta por una matriz lutítica y bloques de diferentes litologías (areniscas, serpentinitas, etc.), Río Obispo. En las fotografías la escala está indicada bien gráficamente, o por una persona o martillo.

Figure 5. Field photographs of the San Marcos *Mélangé*. (A) Overview of the *mélangé*, looking to the Maimon Bay, emphasizing on the horizon some megablocks of limestone as El Pico del Gallo and Loma de Barohuco. (B) Limestone megablock included in the *mélangé*, Puerto Bonito coast. (C) Shear surface in the basal contact of the San Marcos *Mélangé*, Río Obispo. (D) Basal levels of the *Mélangé* consisting of layers of shales and fine-grained sandstones broken by extensional faults, Río Obispo. (E) *Mélangé* formed by a shaly matrix and blocks of sandstone and greywacke, Río Camú-Juan de Nina River. (F) Field aspect of the *Mélangé* composed by shaly matrix and blocks of different lithologies (sandstone, serpentine, etc.), Río Obispo. In photographs, the scale is indicated by inserted bar, a person or a hammer.

En función del grado de desmembramiento y mezcla de las rocas de la *mélange*, se distinguen mesocópicamente tramos coherentes, en los que se preserva la continuidad interna de los estratos, y tramos rotos o fragmentados, en los que generalmente se ha perdido la continuidad (Raymond, 1984). En los tramos coherentes, generalmente situados hacia la parte inferior de la unidad, se reconoce una sedimentación turbidítica distal, consistente en una alternancia de areniscas de grano fino, limolitas y arcillas, en la que el espesor de las capas es <10 cm. Conforme aumenta el grado de deformación y fragmentación, las capas de arenisca aparecen *aboudinadas*, con fragmentos romboidales limitados por fracturas extensionales (Fig. 5D) e inmersos en la matriz arcillosa con clivaje escamoso (Fig. 6H). La formación de estructuras de *boudinage* a veces de tipo *pinch-and-swell* (Fig. 6G), indica un estiramiento subhorizontal paralelo a la estratificación combinado con un acortamiento subvertical heterogéneo, en las capas poco o nada litificadas (ej., Festa et al., 2012). En otros casos, las estructuras indican una extensión paralela a las capas en dos direcciones perpendiculares (ej., Alonso et al., 2006). La presencia de estructuras tipo *pinch-and-swell* indican un bajo contraste de ductilidad entre capas poco o nada litificadas; Sin embargo, la presencia en las capas de areniscas de fracturas hidrolásticas (Petit y Laville, 1987) de escala centimétrica a decimétrica, en las que se reconocen dos direcciones de fracturas subperpendiculares (Fig. 6E) y brechificación en los bordes de los *boudines*, indica un mayor contraste de ductilidad entre las capas y un mayor grado de litificación. También, el desarrollo de venas y grietas de extensión asimétricas en los bordes o atravesando los bloques de arenisca, así como la formación de fracturas y fallas extensionales de pequeña escala, sugieren la ocasional litificación completa del sedimento. A una escala métrica-decamétrica, los bloques nativos de grauvacas aparecen aislados, limitados por fallas de superficie curvada (Fig. 6D), e incluidos en la matriz arcillosa foliada. En otros casos, los bloques de arenisca presentan límites mecánicos sub-paralelos a la estratificación de la matriz (Fig. 7).

En contraste con los bloques de arenisca, los de caliza presentes en la *mélange* exhiben una deformación interna eminentemente frágil, en la que las fracturas aparecen más espaciadas y sin desplazamiento aparente (Fig. 6F). Por otra parte, su tamaño es mucho mayor, como es el caso de los megabloques hectométricos alineados de la Loma Barohuco, el Pico El Gallo (Fig. 5A) y Puerto Bonito (Fig. 5B) al E de la Bahía Maimón. Este diferente comportamiento mecánico entre calizas y areniscas se puede atribuir

tanto a la litificación más rápida de los sedimentos carbonatados (Tucker, 1991; Alonso et al., 2006, 2015), como a la existencia de bloques de caliza de la Fm. La Isla más antiguos y completamente litificados.

En el sector situado al oeste del río Maimón, existe un predominio de bloques exóticos de dimensiones hectométricas sobre los nativos (Fig. 2). Estos bloques exóticos preservan estructuras previas como pliegues y zonas de cizalla, los bloques tienen geometría romboidal elongada y límites netos con la matriz, correspondiéndose con las litologías ofiolíticas del Complejo de Puerto Plata y subordinadamente con las brechas serpentiniticas de la Fm. Imbert (Figs. 5C, 6A). Por sus características, estos bloques fueron introducidos en la cuenca como bloques individuales deslizados (ej., Alonso et al., 2006; Festa et al., 2012).

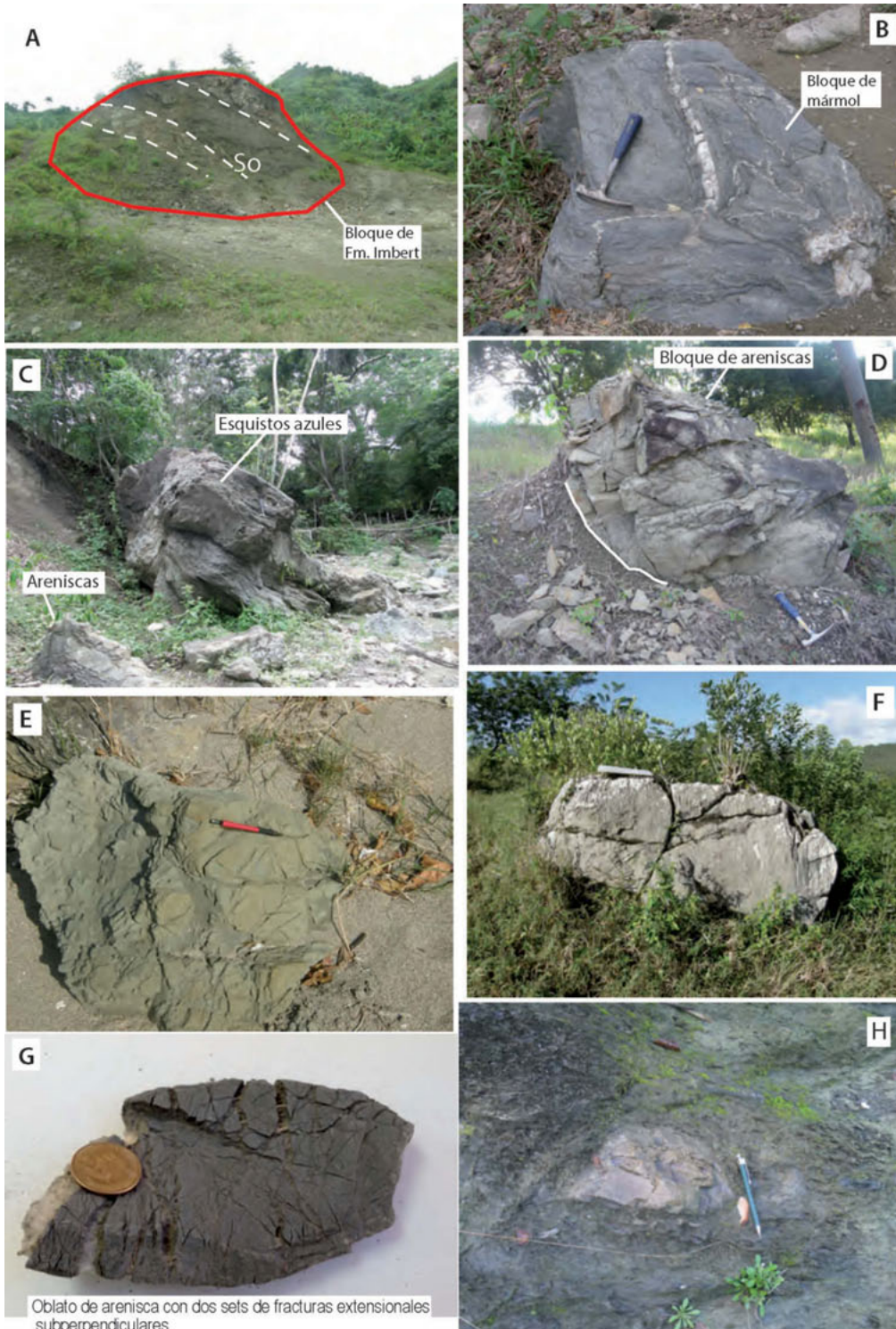
Tectónica sinsedimentaria

La evolución estructural de la *Mélange* de San Marcos puede ser descrita en dos estadios principales: (1) deformación sinsedimentaria sin-colisional; y (2) deformación post-sedimentaria post-colisional, la cual incluye varias generaciones de fallas y pliegues que exhiben un significativo contraste en la geometría, tiempo de formación y estilo con la deformación sinsedimentaria. Este trabajo se centra en las estructuras deformativas sinsedimentarias.

Las rocas sedimentarias de la *mélange* se caracterizan por una deformación sinsedimentaria que da lugar a una fragmentación generalizada de la estratificación, dando lugar a una estructura interna de bloques en matriz. Como ha sido descrito, estas litologías presentan evidencias de rotura brusca o fragmentación en momentos previos y durante la litificación, tales como *boudinage*, flujos gravitacionales y deslizamientos de bloques, así como el desarrollo de fallas extensionales sinsedimentarias. La asociación caótica de rocas resultante está caracterizada por bloques y clastos dispersos en una matriz arcillosa producida por desagregación de los litosomas sedimentarios previos. Por lo tanto, el proceso de mezcla en la *mélange* es de naturaleza esencialmente deformacional. Como ha sido descrito, la unidad incluye bloques nativos y exóticos de escala centimétrica a kilométrica, dispersos inmersos en la matriz. La disposición de los bloques es paralela a la estratificación en los niveles estructuralmente bajos de la *mélange* y menos estructurada en los niveles altos. La matriz carece generalmente de estructuras sedimentarias preservadas, con la excepción de las secciones estratigráficas relativamente poco deformadas, en las que

se reconoce una gradación positiva, estructuras de corriente en los delgados niveles de areniscas y una laminación paralela en las alternancias de arcillas y lutitas con alguna radiolarita.

La fracturación sinsedimentaria produce estructuras discontinuas penetrativas. Estas estructuras consisten en sistemas conjugados de fracturas de cizalla extensionales, sistemas de venas rellenos de calcita y



menos abundantemente yeso, bandas de cizalla arcillosas asociadas a despegues normales, rocas de falla cataclásticas, estructuras de boudinage como *pinch-and-swell*, y excepcionalmente pliegues de amplitud centimétrica a métrica. Estos pliegues sinsedimentarios son asimétricos, de geometría casi isoclinal, plano axial subhorizontal, y con flancos *aboudinados* y cizallados. La orientación de sus ejes es muy variable pero predomina la dirección NE-SO.

En el río Obispo, afloran los niveles estratigráficamente más bajos de la *mélange* sobre las brechas serpentiniticas de la Fm. Imbert. En este sector, el contacto basal de la *mélange* constituye una zona de cizalla dirigida hacia el ONO (Fig. 5C), y definida por una banda de espesor decamétrico compuesta por rocas intensamente deformadas y desmembradas. En estos niveles, los bloques y *boudines* son sigmoidales y asimétricos, indicando el carácter no-coaxial de la deformación por cizalla subhorizontal. Tanto la asimetría de los bloques, como la orientación de los sistemas de planos de cizalla mesoscópicos (compuestos por planos Y, P, R y R'), establecen un sentido de movimiento normal, con el bloque de techo dirigido al ONO y NO. La banda basal de rocas deformadas queda fosilizada por la sedimentación de nuevas arcillas y capas de areniscas relativamente menos deformadas, sugiriendo que parte del deslizamiento pudo haber sido temporalmente sinsedimentario.

El campo de deformación imperante durante el tiempo del depósito de la *Mélange* de San Marcos puede ser caracterizado a partir de las fallas, zonas de cizalla y venas sinsedimentarias y a partir de ellas caracterizar los esfuerzos que las originaron. Para llevar a cabo esta caracterización, en la Fig. 8a se observa como la estratificación se ajusta a un plano cuyo polo tiene una orientación N305°E, e inmersión de 10° al NO, consistente con la orientación de los pliegues

que define cartográficamente la *mélange* (Fig.3). Por lo tanto, para conocer la geometría original de estas estructuras deben ser restauradas a la horizontal. Esta corrección se ha realizado llevando la estratificación a la horizontal en cada estación, junto con la rotación alrededor de un eje horizontal asociada de todas las estructuras, mostrándose los resultados en la Fig. 8 (b - o). Como puede observarse, en diferentes niveles estructurales de la *mélange*, las capas de areniscas y arcillas están afectadas por dos principales familias de pequeñas fallas y fracturas de dirección NO-SE a ONO-ESE y OSO-ENE a O-E (Fig. 8b-h), los cuales presentan generalmente un alto ángulo de buzamiento (>70°). Sin embargo, en algunos los niveles estructuralmente más bajos y en la zona de cizallamiento basal, estas estructuras frágiles presentan una mayor variabilidad en su orientación (Fig. 8i-l), pero de forma característica presentan ángulos de buzamiento bajos hacia el NE, NO y SO (<30°). Con el fin de establecer relaciones, se analizaron también las fracturas y pequeñas fallas desarrolladas en el basamento ofiolítico del Complejo de Puerto Plata. Los datos obtenidos (Fig. 8 m-o) establecen una gran variabilidad en las direcciones de fracturación, aunque abundan las estructuras de orientación general NO-SE y NE-SO, con ángulos de buzamiento medio/altos. Los polos de venas rellenas de calcita se corresponden con planos de alto ángulo de buzamiento y orientación general NO-SE en los niveles estructurales altos de la *mélange*, y con planos subverticales de orientación predominante NNE-SSO y de bajo ángulo más dispersos en los niveles bajos.

El análisis de paleoesfuerzos de las estructuras frágiles de media y pequeña escala puede proporcionar una información precisa sobre el régimen de esfuerzos. Dicho análisis permite establecer la dirección de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos y su

Figura 6. Fotografías de campo de la *Mélange* de San Marcos. (A) Megabloque exótico de la Fm. Imbert exhibiendo una deformación previa a su individualización como bloque, carretera Puerto Plata-Imbert. (B) Bloque exótico de mármol con evidencias de una deformación previa, Los Cacaos-Arroyo Piragual. (C) Bloque exótico de esquistos azules y bloque nativo de areniscas, Los Cacaos-Arroyo Piragual. (D) Bloque de areniscas nativo incluido en una matriz pizarrosa. Notar como los límites del bloque son fracturas curvadas, carretera de Puerto Plata-Imbert. (E) Fracturas hidroplásticas desarrolladas en un bloque nativo de arenisca, consistentes en dos sets sub-perpendiculares y extensionales, afloramiento costero en Puerto Bonito. (F) Bloque de caliza fracturado. (G) Bloque oblató de arenisca con dos sets de fracturas extensionales. (H) *Boudin* romboidal de arenisca (nativo) incluido en la matriz lutítica con clivaje escamoso, Río Obispo. En las fotografías la escala está indicada por un vehículo, martillo, o bolígrafo.

Figure 6. Field photographs of the San Marcos *Mélange*. (A) Exotic megablock of the Imbert Fm exhibiting evidence of a previous deformation to its individualization as a block, road Puerto Plata-Imbert. (B) Exotic block of marble with evidence of an older deformation, Los Cacaos-Arroyo Piragual. (C) Exotic block of blueschist and native block of sandstone block in the *Mélange*, Los Cacaos-Arroyo Piragual. (D) Native block of sandstone included in a slate matrix. Note as block boundaries are curved fractures, road Puerto Plata-Imbert. (E) Hydroplastic fractures developed in a native sandstone block, which are organized in two sub-perpendicular and extensional sets, coast outcrop at Puerto Bonito. (F) Fractured limestone block. (G) Oblate block of sandstone with two sets of extensional fractures. (H) Rhomboidal boudin of sandstone (native) included in the shaly matrix with scaly cleavage, Río Obispo. In the pictures the scale is indicated by a vehicle, a hammer or a pen.

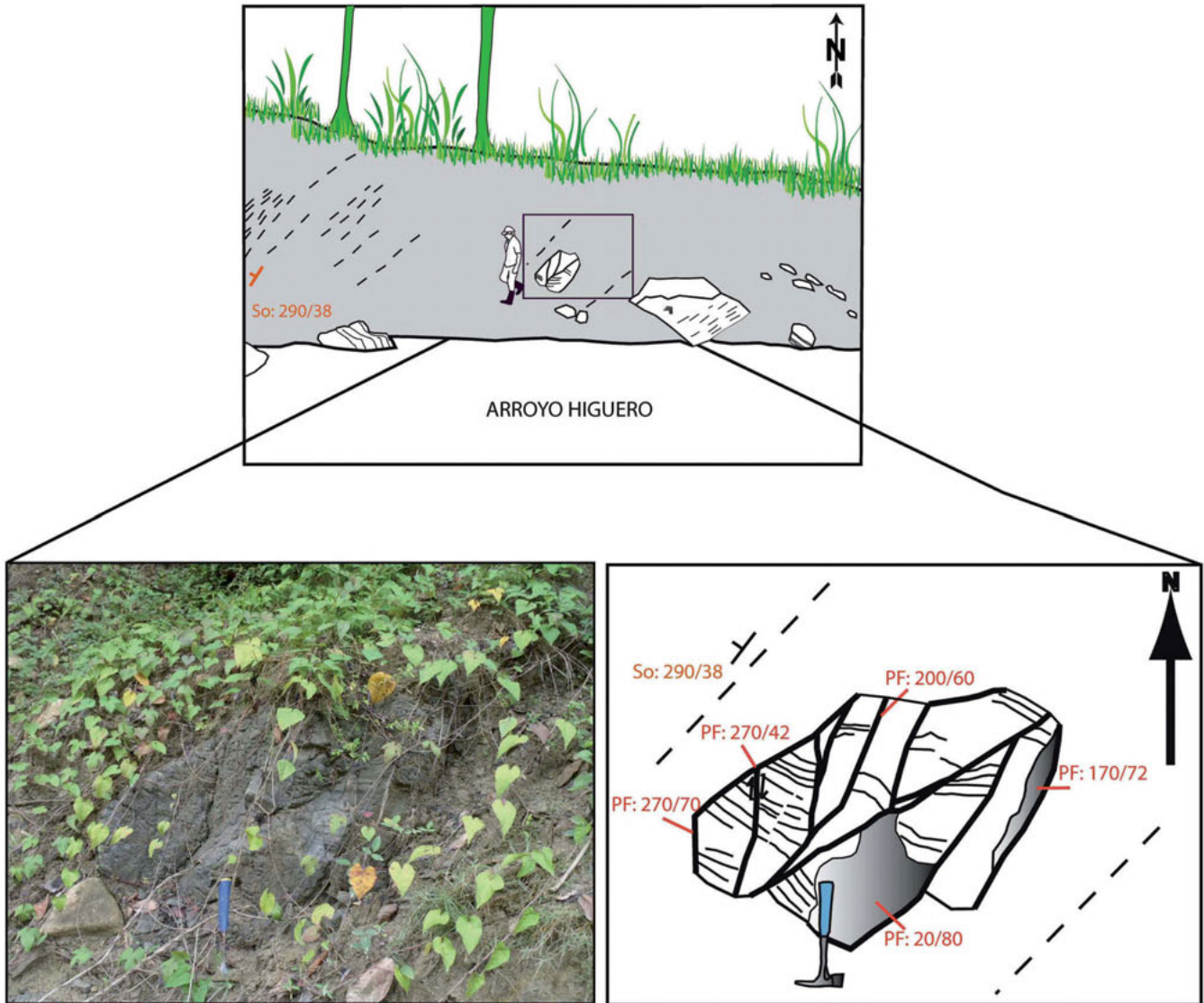
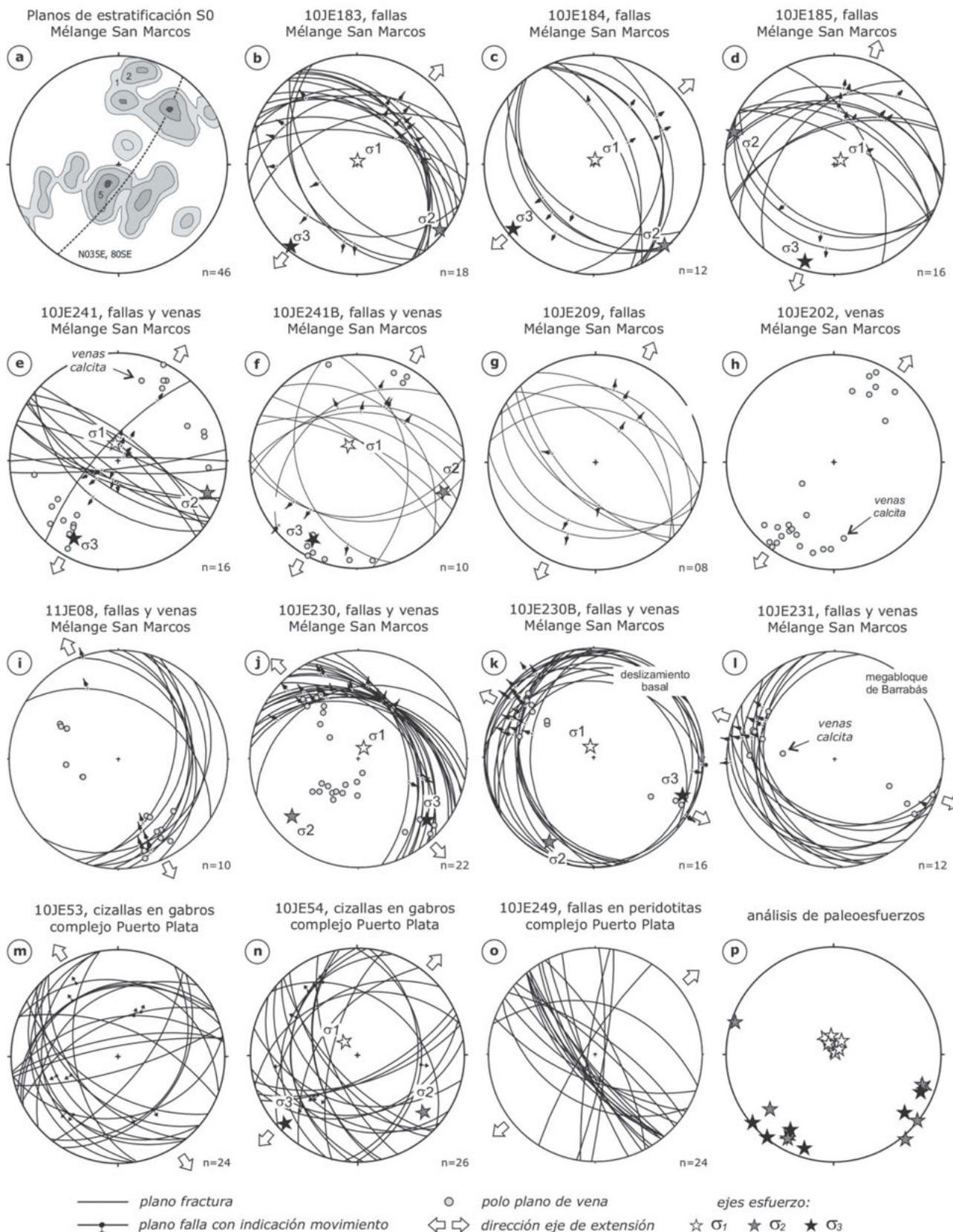


Figura 7. Relaciones matriz-bloques de areniscas, Arroyo Higüero. La estratificación (S0) y el clivaje escamoso son subparalelos, observándose relaciones diversas con los límites de los bloques. Notar como existen tanto límites paralelos a la S0 como subperpendiculares. **Figure 7.** Matrix-sandstone blocks relationships, Arroyo Higüero. The layering (S0) and the scaly cleavage are sub-parallel, showing different relationships with block boundaries. Note the existence of both parallel and sub-perpendicular to the S0 block boundaries.

Figura 8. (a) Proyección estereográfica de los planos de estratificación (S0) de la mélangé en el Sector Puerto Plata-Imbert. (b hasta l) Proyecciones estereográficas de fallas, grietas de tensión y venas de calcita (polos con puntos grises) en la Mélangé de San Marcos, en varias estaciones (el número superior indica cada estación). Se han rotado todos los datos de plano de falla poniendo la S0 subhorizontal. (m, n, o) Proyecciones estereográficas de fallas y cizallas en rocas del Complejo de Puerto Plata. (p) Proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo en todas las estaciones resultado del análisis de paleoesfuerzos. En algunas proyecciones, los ejes de esfuerzos obtenidos están representados por estrellas y dirección de extensión subhorizontal por flechas blancas (ver el texto para una discusión). Proyección estereográfica de igual ángulo.

Figure 8. (a) Stereoplots of bedding planes (S0) of the San Marcos Mélangé in the Puerto Plata-Imbert area. (b to l) Stereoplots of fault, joints and calcite veins (grey points) affecting the San Marcos Mélangé from several stations (the upper number indicates the station). In all stations the S0 plane data have been rotated to the horizontal. (m, n, o) Stereoplots of faults and shear planes in rocks of the underlying Puerto Plata ophiolitic complex. (p) Stereoplot of all stress-axes obtained from the palaeostress analysis. In some stereonets, the stress-axes are represented by stars and the sub-horizontal direction of extension by white arrows (see text for a discussion). Equal angle, lower hemisphere projection.

DATOS RESTAURADOS DE LA ESTRUCTURAS DEFORMATIVAS SIN-SEDIMENTARIAS



relación axial (forma del elipsoide) $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$. Para este análisis se ha utilizado el programa *FaultKin* de Marrett and Almendinger (1990). Los resultados se han interpretado en combinación con otros tipos de datos de significado cinemático, tales como sistemas conjugados de fracturas de cizalla, venas y grietas de tensión rellenas de calcita, y la asimetría de *boudines*.

Análisis de paleoesfuerzos de las deformaciones sinsedimentarias

Para la determinación de paleoesfuerzos (Fig. 8), se seleccionaron siete estaciones de medida de datos estructurales en la Mélange de San Marcos. En cada estación de los niveles estructuralmente altos, la orientación de pequeñas fallas y de fracturas de cizalla están generalmente distribuidas en dos familias conjugadas, las cuales suelen presentar un alto ángulo de buzamiento ($>60^\circ$), y un sentido de movimiento normal y opuesto para cada familia. El análisis de paleoesfuerzos realizado en estos niveles establece una dirección de σ_1 subvertical y de σ_3 subhorizontal de dirección general NE-SO, subparalela a los polos de grietas de extensión. Las relaciones axiales de estos elipsoides son generalmente bajas ($R<0.5$), siendo características de una compresión simétrica de eje vertical ($\sigma_2\sim\sigma_3$) tendente a una extensión pura. Este tipo de deformación frágil es similar a la que afecta a los materiales gabroicos y ultramáficos del basamento ofiolítico. En los niveles estructuralmente bajos, aparece sin embargo una o varias familias de estructuras subhorizontales, en las que la asimetría de los indicadores cinemáticos indica un sentido de cizallamiento de techo al ONO/NO. El análisis de paleoesfuerzos realizado en algunos de los niveles más bajos (Fig. 8i-l) de la sucesión estudiada establece una dirección de extensión subhorizontal de dirección general ONO-ESE a NO-SE, subparalela a los polos de las grietas de extensión subverticales. Las relaciones axiales son generalmente altas ($R>0.5$), indicando una deformación cercana a una extensión simétrica de eje subhorizontal ($\sigma_1\sim\sigma_2$). Por lo tanto, el tipo de deformación frágil sinsedimentaria y se interpreta como extensional y cambia en función del nivel estructural en la mélange: en algunos de los niveles altos (Fig. 8e-g) consiste en una extensión pura de dirección NE-SO tendente a radial; y en los niveles bajos tiende a ser una extensión uniaxial ortogonal dirigida al NO.

La dirección subhorizontal de extensión NE-SO indica que la orientación de la cuenca fue más probablemente ONO-ESE a NO-SE (coordenadas actuales), lo cual es consistente con los datos de direcciones de paleocorrientes y de deslizamientos de bloques, con

los datos de orientación de la cuenca de depósito de la Fm. Imbert infrayacente (Escuder-Viruete et al., 2016), y con los de la orientación del margen convergente (De Zoeten and Mann, 1991, 1999). La tectónica extensional sinsedimentaria resulta de la inestabilidad de la cuenca. Dicha inestabilidad afectó a los sedimentos turbidíticos autóctonos poco litificados que son deformados por una extensión paralela a la estratificación, que produce fragmentación de los estratos por procesos de *boudinage* y una fábrica o foliación escamosa subhorizontal en las arcillas por aplastamiento subvertical. La inestabilidad produjo el colapso gravitacional de los márgenes de la cuenca y el transporte de las rocas ya litificadas mediante procesos de tipo *sliding* y *slumping* hacia el centro o eje de la cuenca, dando lugar a los bloques y megabloques exóticos en la Mélange de San Marcos.

La existencia de una superficie de cizallamiento sinsedimentaria dirigida hacia el ONO en el contacto basal de la Mélange de San Marcos (Fig. 5C; río Obispo), en la que las rocas exhiben estructuras fuertemente no-coaxiales, sugiere que todo el conjunto fue desplazado en una o varias ocasiones en esa dirección. En este sentido, el desarrollo de esta zona de deformación localizada a nivel de un horizonte de marcado contraste reológico respecto a la Fm. Imbert o la ofiolita infrayacentes, pudo estar influenciada por un aumento de la presión de fluidos hasta un nivel crítico. El carácter continuo o episódico de estos procesos de deslizamiento sinsedimentario a gran escala en la cuenca se desconoce. Sin embargo, estos debieron terminar en un momento del Mioceno medio-superior, con el depósito de la Fm. Luperón que en general no presenta este tipo de deformación gravitacional y muestra relaciones de superposición sobre la *mélange*.

Datos biocronológicos de la Mélange de San Marcos

Como ha sido descrito, a la Mélange de San Marcos se le han atribuido edades que varían desde el Eoceno medio hasta el Mioceno superior, lo que ha dado lugar a diferentes interpretaciones sobre su origen y significado. Esta dispersión de edades puede deberse a los procesos de mezcla propios de la formación de este tipo *mélanges*, en los que se incorporan bloques exóticos de muy diferente procedencia y edad en relación con la matriz. En el presente trabajo se recogieron muestras con el fin de obtener edades de la matriz sedimentaria de la *mélange*, mediante el uso de los cocolitos fósiles presentes en la misma. Del conjunto de muestras recogidas, nueve de ellas han proporcionado restos de nanofósiles calcáreos

relativamente bien preservados, los cuales quedan recogidos en la Tabla 1. En esta Tabla se incluye para cada muestra, los taxones identificados a nivel de especie, su rango de edades establecido en base a datos de la literatura y las muestras de bloque o matriz en las que aparece. En la Tabla 1 se identifican también algunos taxones cuya presencia es probablemente debida al retrabajamiento de materiales más antiguos. Las edades obtenidas para la existencia de cada taxón están comprendidas desde el

Oligoceno hasta el Mioceno. Las implicaciones de estos nuevos datos biocronológicos son discutidas en un apartado posterior.

Edad de la Mélange de San Marcos

La figura 9 integra los resultados obtenidos a partir de la biocronología de los taxones de coccolitos observados, principalmente en muestras próximas a la base

NANOFÓSILES CALCÁREOS Identificados en las muestras de la Mélange de San Marcos			MUESTRAS									
			Muestras de la matriz de la Mélange N de la localidad de Imbert				Muestras de la matriz de la Mélange E de la localidad de Imbert			Muestra de matriz y de bloque de caliza SO del Complejo de Puerto Plata		Bloque de arenisca Zona Falla de Camú (S de Puerto Plata)
TAXÓN	Rango edad (Ma)	Ref.	10JE 203	10JE 204	10JE 206	11JE 06	10JE 231	11JE 20B	11JE 20C	11JE 36	ASR 25	ASR 7
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	100,5-actual.	1, 2	X							X		
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	22,82-actual.	3, 2					X					
<i>Coccolithus miopelagicus</i>	14,91-10,55	3	X		X							
<i>Coccolithus pelagicus</i>	66,04-actual.	2		X		X	X					
<i>Cyclicargolithus abisectus</i>	32,02-22,82	4, 3							X			
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	46,29-10,89	5, 3	X	X	X	X	X	X	X			X
<i>Coronocyclus nitescens</i>	46,29-11,90	6, 3		X	X		X					
<i>Discoaster deflandrei</i>	50,50-10,89	7, 3					X					
<i>Reticulofenestra haqii</i>	22,82-3,70	3	X	X								
<i>Reticulofenestra minuta</i>	50,50-2,59	3	X	X		X						X
<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> (>7 µm)	17,95-3,70	3	X									
<i>Sphenolithus capricornutus</i>	26,84-22,82	3	R									
<i>Sphenolithus ciperoensis</i>	32,02-23,13	8	R									
<i>Sphenolithus heteromorphus</i>	17,95-13,53	3			X		X				X	
<i>Sphenolithus moriformis</i>	55,96-8,29	3	X	X			X		X	X	X	
<i>Sphenolithus predistentus</i>	42,87-26,84	8										X

X: presente en la muestra correspondiente. **R:** presente y posiblemente retrabajado de materiales anteriores.
actual: presente en las asociaciones actuales. **10JE-203:** identificación de muestras

Referencias:

- 1: Burnett, J.A. (1998).
- 2: Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Probert, I. & Ostergaard, J.B. (2003).
- 3: Young, J.R. (1998).
- 4: Varol, O. (1998).
- 5: Spencer-Cervato, C. (1999).
- 6: Bown, P.R., Dunkley-Jones, T. & Young, J.R. (2007).
- 7: Theodoridis, S. (1984).
- 8: Bown, P.R. & Dunkley Jones, T. (2012).

Tabla 1. Tabla de taxones presentes en las muestras que datan la matriz y dos bloques de la Mélange de San Marcos, también representadas en la Figura 9. La localización de las muestras se encuentra en la Fig. 3.

Table 1. Table of taxa present in samples dating the matrix and two blocks of the San Marcos Mélange, also shown in Figure 9. Samples location is shown in Figure 3.

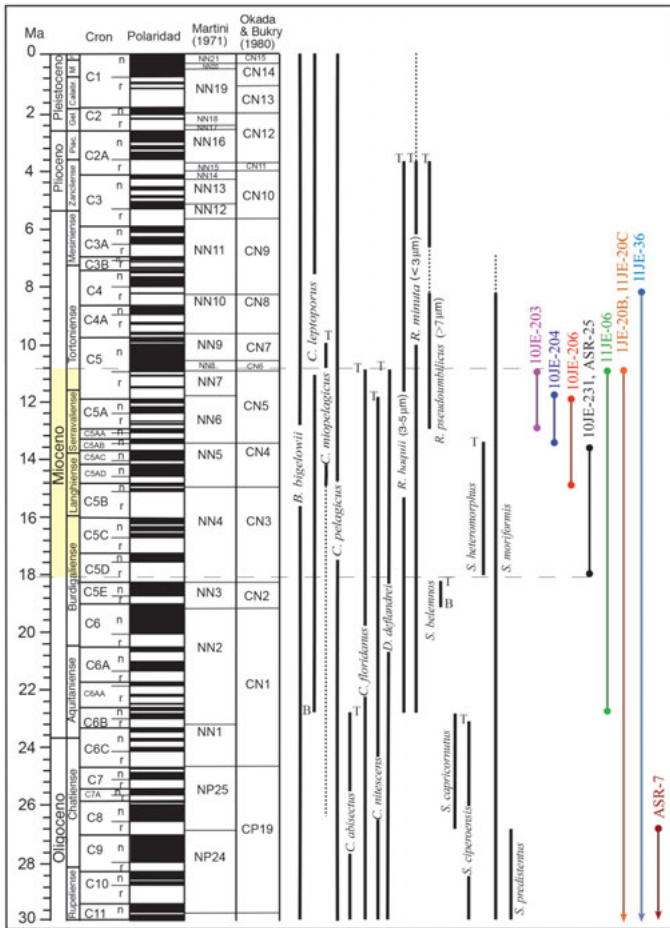


Figura 9. Edades de los nanofósiles calcáreos encontrados en la matriz lutítica de la Mélangé de San Marcos. En la figura se muestra la bioestratigrafía de los taxones identificados en el conjunto de las muestras de la *mélangé* (barras verticales negras) y el rango de edad de las distintas muestras estudiadas (barras verticales de colores). Las columnas en la parte izquierda muestran la escala de polaridad magnética GPTS (Cande y Kent, 1995) y las zonas de nanofósiles calcáreos de Martini (1971) y Okada y Burky (1990) para los últimos 30 Ma.

Figure 9. Ages of calcareous nanofossils found in the shaly matrix of the San Marcos Mélangé. In the figure, the biostratigraphy of each identified taxa in all samples (vertical black bars) and the age range of the different samples (vertical colour bars) are shown. The columns on the left show the scale of magnetic polarity GAP (Cande and Kent, 1995) and the calcareous nanofossil zones of Martini (1971) and Okada and Burky (1990) for the last 30 Ma.

de la Mélangé (Fig. 3). Como puede observarse en la figura 9, las muestras 10JE203 (Serravaliense medio-base Tortoniense), 10JE204 (Serravaliense inferior-superior), 10JE206 (Langhiense medio-Serravaliense superior), 10JE231 y ASR25 (Burdigaliense medio-base Serravaliense), son las que no incluyen nanofósiles calcáreos retrabajados y mejor definen un intervalo concreto de edad. Otras muestras, incluyen

taxones con un rango de edad más amplio menos definitorio o edades más antiguas. Un ejemplo es la edad Oligoceno de la muestra ASR7, que constituye un bloque de areniscas más antiguas incluido en la matriz arcillosa de la *mélangé*. En otros casos se han desestimado los nanofósiles retrabajados, ya que proporcionan una edad más antigua que la matriz donde se encuentran. Considerando el conjunto de los datos biocronológicos, la Mélangé de San Marcos tiene una edad mínima Burdigaliense medio (~18 Ma) y una edad máxima base del Tortoniense (~11 Ma). En síntesis, los datos biocronológicos obtenidos a partir de nanofósiles calcáreos presentes en la matriz establecen una edad para los sedimentos de la Mélangé que gradúa desde la parte alta del Mioceno inferior a la parte baja del Mioceno superior. Las consecuencias de esta nueva edad Miocena en el contexto de la evolución tectono-estratigráfica de la cuenca son discutidas en un apartado posterior.

Discusión

Origen y significado de la Mélangé de San Marcos

El origen y significado de la Mélangé de San Marcos puede ser establecido a partir de la naturaleza de la matriz y del diverso origen de los bloques. La *mélangé* está compuesta por asociación de bloques de areniscas turbidíticas en una matriz arcillosa sedimentaria, la cual muestra diferentes grados de fragmentación de la estratificación original. En sectores poco deformados se observa que la unidad consistía en una sucesión turbidítica coherente depositada en un medio de baja energía de talud o pie de talud submarino. La presencia de capas aboudinadas y de pliegues por *slumping* es coherente con la deformación de sedimentos poco o nada consolidados. En este contexto, el estado poco consolidado de los sedimentos puede haber favorecido el estiramiento paralelo a las capas y el plegamiento por *slumping* durante el movimiento de masas pendiente abajo. El producto final constituye una formación rota, en la que la fábrica de bloques en matriz resulta de la fragmentación *in situ* de horizontes estratificados coherentes, facilitada por los contrastes reológicos (ver *mélangé* de tipo 1 de Cowan, 1985). Por lo tanto, la *mélangé* se originó en una cuenca y fue generada por deslizamientos gravitacionales submarinos.

Por otro lado, la *mélangé* incluye grandes bloques (de hasta centenares de metros de longitud) de rocas ofiolíticas Cretácicas (Bowin and Nagle, 1982; Draper and Nagle, 1986; Escuder *et al.*, 2014), de rocas volcánoclasticas de grano fino de la Fm. Imbert inferior

(Fig. 6A) de edad Paleoceno-Eoceno inferior (Nagle, 1979), de olistostromas de la Fm. Imbert superior, y de facies de plataforma carbonatada somera, que son litológicamente similares a las calizas de la Fm. La Isla de edad Eoceno inferior-medio (Bourgeois *et al.*, 1982; Pindell and Drapper, 1991; Hernaiz Huerta, 2010). Todos estos bloques derivan de unidades estratigráficas infrayacentes a la *mélangé* y representan bloques "exóticos" (con respecto a la cuenca deposicional), originados desde los márgenes elevados de la cuenca, transportados gravitacionalmente, y emplazados en los depósitos arcillosos poco consolidados de talud y cuenca turbidítica. El fuerte contraste en el estilo de deformación entre los bloques y megabloques de edad Paleoceno-Eoceno y la matriz de edad Miocena sugiere que éstos ya estaban totalmente litificados en el momento de su colapso y emplazamiento. El colapso de estos materiales litificados y su emplazamiento pendiente abajo como bloques individuales debió estar generado por procesos

gravitacionales (ej., Alonso *et al.*, 2006). Estas relaciones son mostradas esquemáticamente en la Fig. 10.

La Mélangé de San Marcos representa el producto de procesos gravitacionales que tuvieron lugar, al menos, durante el Mioceno medio, debidos a la inestabilidad de laderas submarinas y como parte de la cuña orogénica que constituye el prisma de subducción-colisión Caribeño. La inestabilidad gravitacional erosiona tanto las rocas más antiguas del borde de la cuenca, que son la fuente de los bloques y megabloques exóticos, como los sedimentos turbidíticos poco consolidados contemporáneos, que son removilizados respecto a su lugar de sedimentación original y emplazados en una posición más distal. La ausencia de material de procedencia volcánica en la matriz de la *mélangé* sugiere que el arco magmático Caribeño no era activo y que su posición paleogeográfica no afectó a la sedimentación turbidítica, hemipelágica y pelágica sobre el prisma Caribeño.

Los mecanismos desencadenantes de los proce-

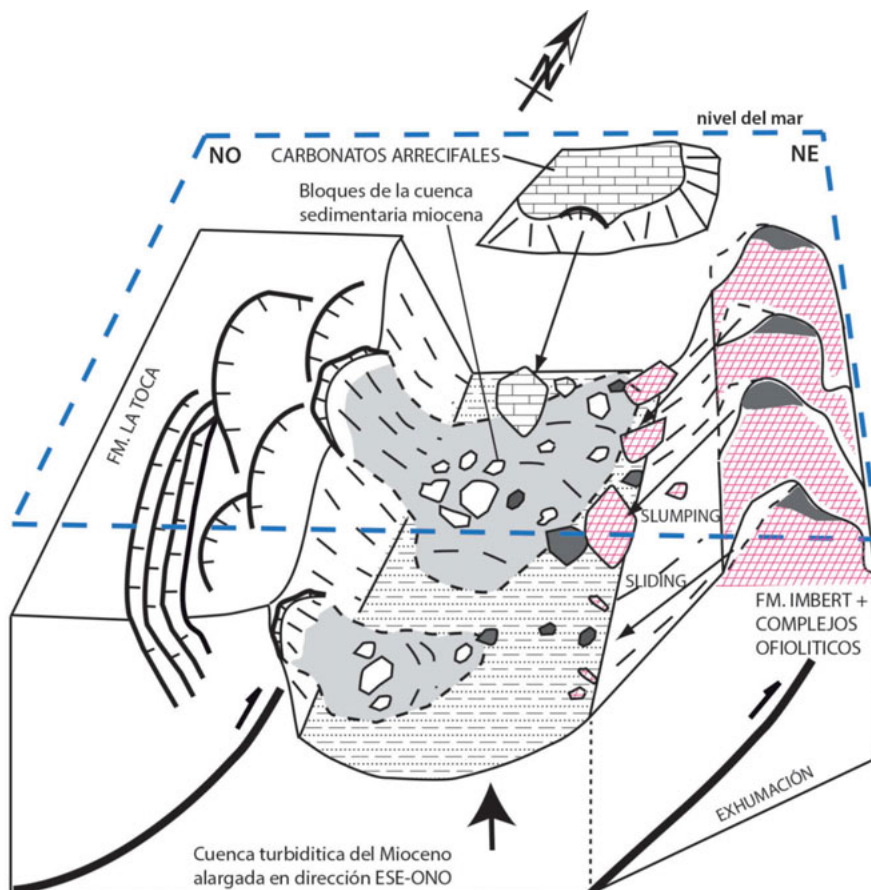


Figura 10. Vista en tres dimensiones de una panorámica idealizada de la Cuenca sedimentaria miocena durante el depósito de la Mélangé de San Marcos, no a escala. La cuenca probablemente tenía una orientación ONO-ESE a NO-SE (coordenadas actuales).

Figure 10. Three dimensional view of an idealized view of the Miocene sedimentary basin during deposition of San Marcos Mélange, not to scale. The basin probably had a WNW-ESE to NW-SE (current coordinates).

Los gravitacionales pueden haber sido varios, dependiendo de la combinación de factores que controlan el aumento de la pendiente submarina y la inestabilidad en la cuña orogénica. Posibles mecanismos son la formación de pliegues o cabalgamientos en el prisma de subducción-colisión, la erosión tectónica en su base, la subducción de un bloque de la Plataforma de las Bahamas, o un cambio en la cinemática de las placas en la zona de colisión. En este sentido, Mann *et al.* (2002) describen un proceso de subducción oblicua de la Plataforma de las Bahamas bajo el borde septentrional de la placa Caribeña hasta el Mioceno superior, que en el segmento de la Cordillera Septentrional de La Española produce un bloqueo de la zona de colisión, así como la deformación por acortamiento de las rocas Cretácicas-Eocenas del arco, a diferencia del segmento de Pasaje de la Mona, Puerto Rico e Islas Vírgenes, donde al no producirse colisión se origina una rotación horaria del bloque de unos 25°, acompañada por una tectónica de fallas de desgarre y normal-direccionales. En este contexto, la colisión oblicua representa el mecanismo más probable y efectivo en desencadenar la inestabilidad gravitacional en la parte superior del prisma de acreción-colisión Caribeño.

Contexto paleogeográfico de la *Mélange* de San Marcos

Recientemente, Escuder-Virueite *et al.* (2014, 2016) han establecido que la Fm. Imbert (Paleoceno-Eoceno inferior) está estratigráficamente superpuesta por el Grupo El Mamey (Eoceno medio-superior a Mioceno inferior) en los complejos de Puerto Plata y Río San Juan, y representa la base de una cuenca de *piggy-back* sin-colisional desarrollada en un contexto de antearco durante el inicio de la colisión arco-continente. Como la Fm. Imbert se superpone discordante sobre diferentes niveles estructurales y pseudo-estratigráficos del prisma de acreción-colisión Caribeño, en particular sobre la ofiolita supra-subducción del Complejo de Puerto Plata, las rocas sedimentarias de la *Mélange* de San Marcos representan la continuación del relleno de la cuenca de antearco. Respecto a las rocas sedimentarias de la Fm. Imbert, que registran la colisión, exhumación y erosión del sustrato ofiolítico (Escuder-Virueite *et al.*, 2016), las rocas de las Formaciones La Toca, Altamira y San Marcos implican un periodo de subsidencia tectónica, con sedimentación turbidítica marina profunda en una cuenca tectónicamente más madura y relativamente estable en el Eoceno superior-Mioceno inferior (Draper *et al.*, 1994; De Zoeten y Mann, 1991, 1999). La subsidencia puede

haber sido una respuesta a la carga de sedimentos (Ingersoll, 1988) en la cuenca de *piggy-back* transportada sobre la ofiolita, a medida que la cuña orogénica avanza hacia el NE sobre el margen continental.

Las relaciones entre el basamento ofiolítico supra-subducción (Complejo de Puerto Plata) y la secuencia suprayacente de pre- a sin-colisional (Fm. Imbert), así como el levantamiento del conjunto, deformación, erosión e incorporación como bloques, sugieren que la *Mélange* de San Marcos se originó a partir de sedimentos turbidíticos depositados en un determinado estadio evolutivo de la cuenca de antearco edificada sobre la placa Caribeña. La deformación de la *mélange* y su movilización a gran escala sobre una superficie de deslizamiento son consecuencia de la inestabilidad y de los procesos de transporte en masa que tuvieron lugar en la cuenca, al menos, en el Mioceno inferior-medio. La unidad no debe ser confundida con una *mélange* de zona de subducción. Con los datos actuales tampoco sería el resultado del transporte de sedimentos en el frente de la cuña orogénica o fosa, con independencia de la existencia contemporánea de una zona activa de subducción-colisión. Debido a la implantación de una tectónica post-colisional de fallas de desgarre senestro en la zona de colisión desde el Mioceno superior (combinada con la formación de pliegues de longitud de onda, fallas inversas, retrocabalgamientos y una actividad diapírica local por flujo de arcillas), la *Mélange* de San Marcos aflora actualmente en el sector central de la Cordillera Septentrional, al norte de la Falla del Camú. Esta actividad tectónica post-colisional deforma a las rocas de la Fm. Villa Trina y los depósitos cuaternarios, así como es causa de sismicidad en la región, por lo que continúa siendo activa.

Conclusiones

La *Mélange* de San Marcos es una unidad caracterizada por una estructura interna de bloques en una matriz arcillosa variablemente cizallada. La deformación sinsedimentaria de turbiditas distales produce estructuras consistentes con un estiramiento paralelo a la estratificación, e indicativas de contrastes de ductilidad variables. El análisis de paleoesfuerzos establece una dirección general de extensión subhorizontal NE-SO, implicando una orientación de la cuenca siguiendo un eje ortogonal ONO-ESE a NO-SE. Por lo tanto, la *mélange* ha sufrido deformación simultánea a su depósito, y fue producida por procesos de deslizamiento gravitacional en un medio de talud o pie de talud submarino. Los datos biocronológicos de la matriz establecen una edad Mioceno inferior a la base

del Mioceno superior para la unidad. Los bloques y megabloques de rocas ofiolíticas, volcanoclásticas, sedimentarias y olistostrómicas están bien litificados y pertenecen a unidades infrayacentes a la *mélange* de edad Cretácico a Eoceno inferior. Estos bloques "exóticos" se originaron por el colapso de los márgenes elevados de la cuenca, y fueron emplazados de forma individual mediante procesos gravitacionales en los depósitos de talud y cuenca turbidítica, al menos, en el Mioceno inferior/medio. La existencia de una superficie de cizallamiento sinsedimentaria dirigida hacia el ONO en el contacto basal de la Mélangé, sugiere que todo el conjunto fue desplazado en una o varias ocasiones en esa dirección. La Mélangé de San Marcos no es una *mélange* de zona de subducción, sino que fue originada por deslizamientos gravitacionales submarinos de sedimentos turbidíticos en una cuenca sin-colisional de piggy-back, que fue transportada sobre una ofiolita de tipo suprasubducción emplazada en la placa superior Caribeña.

Agradecimientos

Los autores queremos expresar nuestro respeto y admiración al carismático Prof. Andrés Pérez-Estaún, a cuya memoria dedicamos el presente trabajo. En particular, ASR manifiesta su agradecimiento al Profesor por haberle introducido en la geología de zonas orogénicas situadas en diversas partes del mundo, así como por su ánimo en el trabajo geológico tanto en la Península Ibérica como en la República Dominicana, en el marco del Proyecto SYSMIN de la UE como en los sucesivos proyectos de investigación ARCO. Su actitud siempre optimista e innovadora permitió ante cualquier problema encontrar una solución. Los autores agradecen también la colaboración que nos ha prestado el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana, en especial a su Director Ing. Santiago Muñoz. Además, de forma muy especial nuestro agradecimiento a los Dres. Juan Luis Alonso Alonso y Gabriel Gutiérrez Alonso por su revisión positiva. Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2009-08674/BTE y CGL2012-33669/BTE.

Referencias

Alonso, J.L., Marcos, A., and Suárez, A. 2006. Structure and organization of the Porma mélangé: Progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse. *American Journal of Science*, 306, 32-65.
Alonso, J. L. Gallasteguí, J., García-Sansegundo, J., Farias, P., Rodríguez Fernández, L.R., Ramos, V.A. 2008.

Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, 13, 204-215.
Alonso, J.L., Marcos, A. Villa, E., Suárez, A., Merino-Tomé, O.A. and Fernández, L.P. 2015. Mélanges and other types of block-in-matrix formations in the Cantabrian Zone (Variscan Orogen, northwest Spain): origin and significance. *International Geology Review*, Vol. 57: 5-8, 563-580. DOI: 10.1080 /00206814.2014.950608.
Bourgeois, J., Vila, J.M., Llinás, R., and Tavares, I. 1982. Datos geológicos nuevos acerca de la región de Puerto Plata, República Dominicana. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, República Dominicana*. Amigo del Hogar Publishers, Santo Domingo, pp. 35-38.
Bourgeois, J., Blondeau, A., Feinberg, H., Glançon, G., and Vila, J.M. 1983. The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola: tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). *Bull. Soc. Géol. France* 7, XXV,83-89.
Bowin, C. and Nagle, F., 1982. Igneous and metamorphic rocks of northern Dominican Republic. An uplifted subduction zone complex. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, República Dominicana*. Amigo del Hogar Publishers, Santo Domingo, pp. 39-50. Cloos y Shreve, 1988.
Bown, P.R., Dunkley-Jones, T. and Young, J.R. 2007. *Umbilicosphaera jordanii* Bown 2005 from the Paleogene of Tanzania: confirmation of generic assignment and a Paleocene origination for the family Calcidiscaceae. *Journal of Nannoplankton Research*, 29 (1): 25-30.
Bown, P.R. and Dunkley Jones, T. 2012. Calcareous nannofossils from the Paleogene equatorial Pacific (IODP Expedition 320 Sites U1331-1334). *Journal of Nannoplankton Research*, 32(2): 3-51.
Burnett, J.A. 1998. New species and conjectured evolutionary trends of *Ceratolithoides* Bramlette and Martini, 1964 from the Campanian and Maastrichtian of the Indian Ocean. *Journal of Nannoplankton Research*, 19: 123-131.
Cande, S.C. and Kent, D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6,093-6,095, 1995.
Cloos, M. 1982. Flow mélanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of America Bulletin* 93, 330-345.
Cloos, M. and Shreve, R.L. 1988. Subduction-channel model of prism accretion, mélangé formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 1, background and description. *Pure and Applied Geophysics* 128, 455-500.
Cowan, D. S. 1982. Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California, in Leggett, J.K., editor, *Trench-Forearc Geology: Geological Society of London Special Publication* 10, p. 439-457.
Cowan, D.S. 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North

- America. *Geological Society of America Bulletin* 96, 451–462.
- De Zoeten, R. 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.
- 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.
- De Zoeten, R. and Mann, P. 1999. Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America–Caribbean Plate boundary zone. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World*. edited Series, vol. 4. Elsevier Science B.V, Amsterdam, pp. 247–286.
- Dolan, J.F., Mann, P., de Zoeten, R., Heubeck, C., Shiroma, J. and Monechi, S. 1991. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene–Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. 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. 217–263.
- Dolan, J.F., Mullins, H.T. and David, J.W. 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In: Dolan, J.F. y Mann, P. (Eds.). *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper 326, 1-61.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D. 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J. (Eds.), *The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America*. Geological Society of America, 339–374.
- Draper, G. and Nagle, F. 1986. Geological setting and characteristics of blueschist and eclogite bearing melanges in northern Hispaniola. *Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados*, 33: 1-9
- Draper, G. and Nagle, F. 1991. Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G., y 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. 77–95.
- Draper, G., Mann, P. and Lewis, J. F. 1994. Hispaniola. En: Donovan, S. K. y Jackson, T.A. (eds.) *Caribbean Geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Draper, G. and Pindell, J. 2008. The Puerto Plata area, in: Three days post Conference field trip to the Median Belt in the eastern Cordillera Central and the Hispaniola Subduction Zone Complexes in the North Coast Belt. *18th Caribbean Geological Conference. Santo Domingo, República Dominicana*. Unpublished field guide.
- Elter, P. and Trevisan, L. 1973. Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines, in De Jong, K. A. and Scholten, R., editors, *Gravity and Tectonics*: New York, John Wiley and Sons, p. 175-188.
- Eberle, W., Hirdes, W., Muff, R. and Peláez, M. 1982. The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). *Transaction of the 9th Caribbean Geology Conference*. Santo Domingo. Dominican Republic, pp. 619–632.
- Escuder-Viruetete, J., Pérez-Estaún, A., Gabites, J., and Suarez-Rodríguez, A. 2011a. Structural development of a high-pressure collisional accretionary wedge: the Samaná complex, Northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology* 33, 928–950.
- Escuder-Viruetete, J., Pérez-Estaún, A., Booth-Rea, G. and 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* 07/2011; 125 (1-2): 190-210. DOI: 10.1016 / j.lithos.2011.02.006.
- Escuder-Viruetete, J., Friedman, R., Castillo-Carrión, M., Gabites, J., and 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* 12/2011; 127(3): 483-504. DOI: 10.1016 / j.lithos.2011.09.015.
- Escuder-Viruetete J. and Pérez-Estaún, A. 2013a. 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 (2013) 117–144.
- Escuder-Viruetete, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, y., Gabites, J. and Pérez-Estaún, A. 2013b. 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.10.008>.
- Escuder-Viruetete, J., Castillo-Carrión, M. and Pérez-Estaún, A. 2014. Magmatic relationships between depleted mantle harzburgites, boninitic cumulate gabbros and subduction-related tholeiitic basalts in the Puerto Plata ophiolitic complex, Dominican Republic: Implications for the birth of the Caribbean island-arc. *Lithos* 196–197 (2014) 261–280.
- Escuder-Viruetete, J., Suárez-Rodríguez, A., Gabites, J. and 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*, 7, 11–36, 2016, doi:10.5194/se-7-11-2016.

- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, and Codegone, G. 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review* 52, 1040–1105.
- Festa, A. Dilek, Y., Pini, G.A, Codegone, G., and Ogata, K. 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics* 568–569 (2012) 7–24. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.05.021.
- Flores, G. 1955. Les resultates des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie, Discussion: Rome, Proceedings, *Fourth World Petroleum Congress*, Section 1/A/2, p. 121–122.
- Greenly, E. 1919. *The Geology of Anglesey*: Memoirs of the Geological Survey of Great Britain, v. 1, 980 p.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2010. *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6075-III (Imbert)*. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo (Unpublished results).
- Hernaiz Huerta, P.P. Pérez-Valera, F., Abad, M., Monthel, J. and Díaz de Neira, A. 2012. Mélanges and olistostromes in the Puerto Plata area (northern Dominican Republic) as a record of subduction and collisional processes between the Caribbean and North-American plates. *Tectonophysics* 568–569 (2012) 266–281. Doi:10.1016/j.tecto.2011.10.020.
- Hsü, K.J., 1968. The principles of mélanges and their bearing on the Franciscan–Knoxville paradox. *Geological Society of America Bulletin* 79, 1063–1074. Lewis et al., 1997.
- Huvenne, VAI, Croker, PF, Henriot, J-P. 2002. A refreshing 3D view of an ancient sediment collapse and slope failure. *Terra Nova*, 14, 33-40.
- Ingersoll, R. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin* v.100, p. 1704-1719, 1063–1074.
- Mann, P. 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En: Mann, P. (Ed.) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* (Series Editor: K.J. Hsü), 4, 3-31.
- Mann, P., Draper, G. and 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 Hispaniola*: Geological Society of America Special Paper, 262, pp. 1–28.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., Demets, C., Jansma, P.E. and Mattioli, G.S. 2002. Oblique collision in the north-eastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 6, 1- 26. Doi:10.1029/2001TC001304.
- Marrett, R. and Almendinger, R. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970, 2 (A. Farinacci, ed.), Edizioni Tecnoscienza, Roma, 739-785.
- Monthel, J. 2010a. *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6075-I (Puerto Plata)*. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo (unpublished).
- Monthel, J., 2010b. *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6075-IV (Luperón)*. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo (unpublished).
- Moore, J.C. and Byrne, T. 1987. Thickening of fault zones: a mechanism of melange formation in accreting sediments. *Geology* 15, 1040–1043.
- Nagle, F. 1966. *Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic*: Princeton Univ., Ph.D. dissert., 171 p., Princeton, NJ., 1966. (unpublished).
- Nagle, F. 1974. Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts and the early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1461–1466.
- Nagle, F. 1979. Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic (Hispaniola): tectonic focal point of the Northern Caribbean. In: Lidz, B., Nagle, F. (Eds.), *Three Geologic Studies in the Dominican Republic*. Miami Geological Society, Miami, pp. 1–28.
- Ogata, K., Mutti, E., Pini, G.A., Tinterri, R. 2012a. Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges. *Tectonophysics* 568–569, 185–199.
- Ogata, K., Tinterri, R., Pini, G.A., Mutti, E. 2012b. The Specchio Unit (Northern Apennines, Italy): an ancient mass transport complex originated from near-coastal areas in an intra-slope setting. In: Yamada, Y., et al. (Ed.), *Submarine mass movements and their consequences: Advances in natural and technological hazards research*, 31. Springer Science+Business Media B.V., pp. 595–605.
- Okada, H. and Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321-325.
- Osozawa S., Morimoto J., Flower F.J. 2009. 'Block-in-matrix' fabrics that lack shearing but possess composite cleavage planes: A sedimentary mélange origin for the Yuwan accretionary complex in the Ryukyu island arc, Japan. *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 1190–1203, doi:10.1130/B26038.1.
- Osozawa, S., Pavlis, T., Flowers, M.F.J. 2011. Sedimentary block-in-matrix fabric affected by tectonic shear, Miocene Nabae complex, Japan. In: Wakabayashi, J., Dilek, Y. (Eds.), *Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance*: Geological Society of America Special Papers, 480, pp. 189–206.
- Pérez Valera, F. and 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. P., and Laville, E. 1987. Morphology and microstruc-

- tures of hidroplastic slickensides in sandstone, in Jones, M. E., and Preston, R. M. F., editors, *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*: Geological Society of London Special Publication 29, p. 107–121.
- Pindell, J. 1985. *Plate tectonic evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean region*. PhD Thesis (unpublished). Durhan University, England, pp. 287.
- Pindell, J.L. and Draper, G. 1991. Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern 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. 97–114.
- Pini, G. A. 1999. *Tectonosomes and olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy*: Geological Society of America Special Paper 335, 73 p.
- Platt, J.P. 2015. Origin of Franciscan blueschist-bearing mélangé at San Simeon, central California coast: *International Geology Review*, v. 57, p. 843–853. doi:10.1080/00206814.2014.902756.
- Raymond, L.A. 1984. Classification of melanges. In: Raymond, L.A. (Ed.), *Melanges: Their Nature, Origin and Significance*. Geological Society of America Special Paper, 198. Boulder, Colorado, pp. 7–20.
- Spencer-Cervato, C. 1999. The Cenozoic Deep Sea Microfossil Record: Explorations of the DSDP/ODP Sample Set Using the Neptune Database. *Palaeontologia Electronica*, 2 (2, art.4): 1-268.
- Suárez-Rodríguez, A., Escuder-Viruete, J. and Colmenero-Hidalgo, E. 2013. Nuevos datos sobre la geología y la edad de la Mélangé de San Marcos, Cordillera Septentrional, República Dominicana. *2º Congreso Dominicano de Geología*. Resúmenes de las Ponencias.
- Theodoridis, S., 1984. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **32**: 1-271.
- Tucker, M. E. 1991, *Sedimentary Petrology, An introduction to the origin of sedimentary rocks*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 260 p.
- Varol, O. 1998. Palaeogene. In: Bown, P.R. (Editor), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall, London, pp. 200-224.
- Wakabayashi, J. 2011. Mélanges of the Franciscan Complex, California: diverse structural settings, evidence for sedimentary mixing, and their connection to subduction processes. In: Wakabayashi, J., Dilek, Y. (Eds.), *Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance*: Geological Society of America Special Paper, 480, pp. 117–141. doi:10.1130/2011.2480(05).
- Wakabayashi, J. 2012. Subducted sedimentary serpentinite mélanges: Record of multiple burial-exhumation cycles and subduction erosion. *Tectonophysics* 568–569 (2012) 230–247. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.11.006
- Young, J.R. 1998. Neogene. In: Bown, P.R. (Editor), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall, London, pp. 225-265.
- Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Probert, I. and Ostergaard, J.B. 2003. A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nanoplankton Research, Special Issue*, **1**: 1-132.

Recibido: marzo 2015

Revisado: junio 2015

Aceptado: julio 2015

Publicado: septiembre 2017