

COMPLEJOS OFIOLÍTICOS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

1. Introducción

Dilek y Furnes (2011) definen una ofiolita como un fragmento alóctono de rocas del manto superior y corteza oceánica, que es tectónicamente desplazado desde su origen ígneo primario como resultado de la tectónica de placas. De muro a techo debería incluir un conjunto de peridotitas y rocas intrusivas y volcánicas corticales (con o sin diques), de ultramáficas a félsicas, que pueden estar relacionadas geocronológicamente y petrogenéticamente (Figura 1). Así, el emplazamiento ofiolítico es un proceso que comienza con el desplazamiento de la litosfera oceánica, desde su contexto geodinámico primario, y finaliza con su incorporación a cinturones montañosos durante una orogénesis.

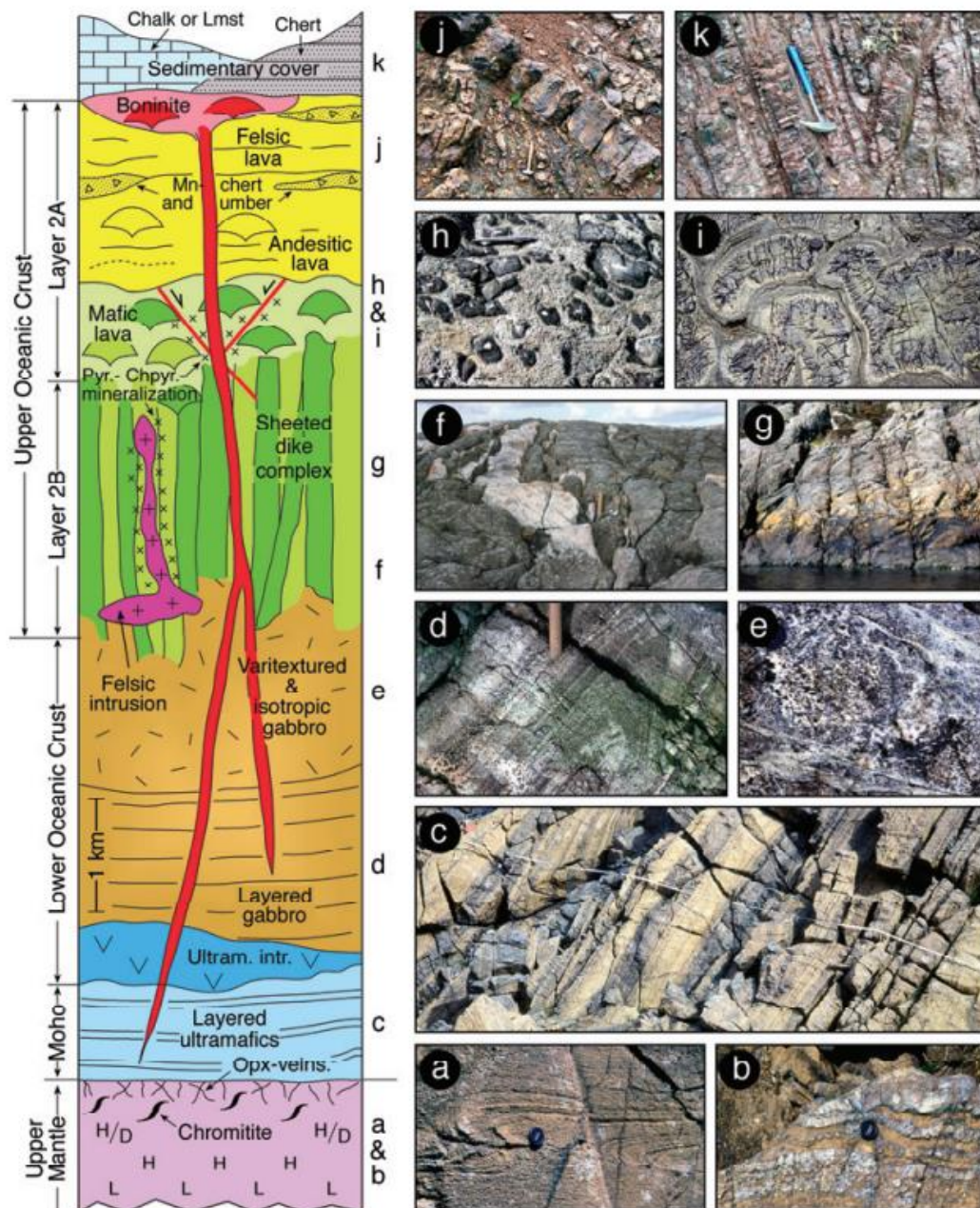


Figura 1. Izquierda) Sección columnar que muestra el manto superior y los componentes corticales de una ofiolita de zona de supraabducción generalizada. Derecha) Fotografías de campo; una foto que ilustra un componente de una unidad determinada, con la misma letra que la unidad en la sección. Fotos (a) y (b) harzburgita bandeada y plegada (olivino + ortopiroxeno); (c) acumulados en capas de dunita (amarillo) y wehrlita (olivino + clinopiroxeno, oscuro); (d) gabro en capas y plegado; (e) gabro en varias texturas; (f) gabro con intrusiones basálticas y félsicas; (g) complejo tabular de diques; (h) brecha volcánica con una matriz hialoclástica; (i) lavas almohadilladas; (j) flujo masivo de lava andesítica; (k) capas de sílex plegadas. Ubicación de las fotos: (a-c, i): ofiolita Leka, Noruega; (d): ofiolita de Karmøy, Noruega; (e-h): ofiolita Solund-Stavfjord, Noruega; (j, k): ofiolita Mirdita, Albania. Chpyr = calcopirita, H / D = harzburgita / dunita, H = harzburgita, L = Iherzolita, Lmst = roca caliza, venas Opx = venas de ortopiroxenita, Pir = pirita 2 (Tomada de Dilek y Furnes, 2014)

Las ofiolitas son comúnmente emplazadas sobre un margen continental pasivo, en un arco isla, o en un complejo acrecional. La arquitectura magmática y estructural de una ofiolita puede ser resultante de una compleja mezcla de sucesivos episodios de fusión y procesos de diferenciación magmática, tasa de expansión y geometría, fracturación intra-oceánica y deformación asociada con extensión tectónica, proximidad a plumas o fosas, temperatura del manto y disponibilidad de fluidos durante su evolución ígnea primaria. Algunas ofiolitas están cubiertas estratigráficamente de rocas sedimentarias pelágicas y/o rocas sedimentarias hidrotermales ricas en Fe-Mn, y presentan subyacentes esquistos verdes y anfibolitas relacionados con su desplazamiento tectónico y emplazamiento.

La distribución de las ofiolitas en los cinturones orogénicos muestra patrones espaciales y temporales, y las agrupaciones de ofiolitas con rangos de edades en diferentes cinturones orogénicos marca claros pulsos que reflejan picos temporales en la génesis y emplazamiento ofiolítico en la historia de la Tierra (Figuras 2 y 3). Algunos de estos pulsos principales se solapan temporalmente con grandes eventos orogénicos que dan lugar a la construcción de supercontinentes (Ej. orogenia Caledoniana; Cld: colisión Báltica-Laurentia). Las ofiolitas en Iberia, Centroeuropa y el NO de África, se relacionan con el océano Rheico, entre las masas continentales de Báltica, Avalonia y Gondwana.

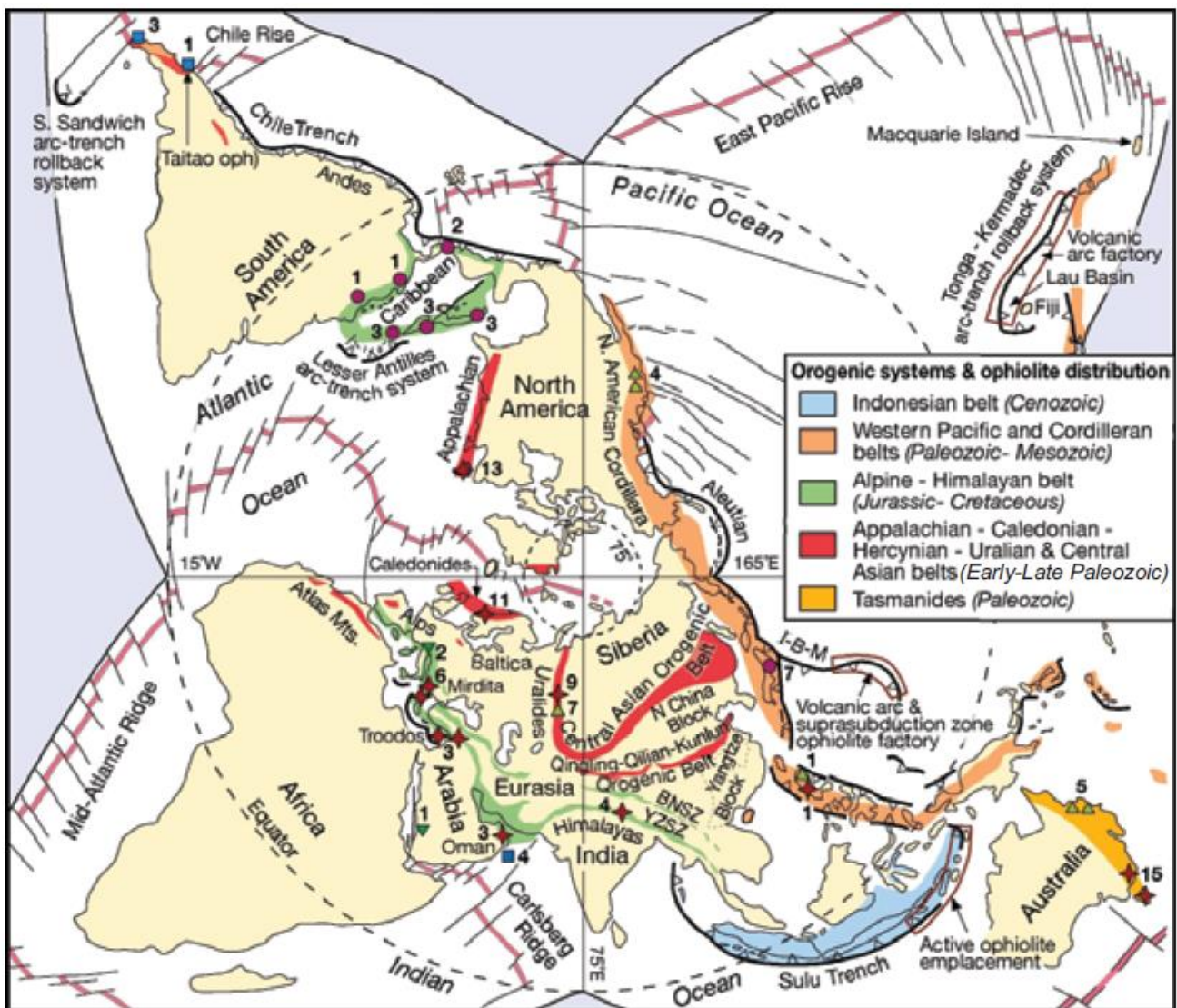


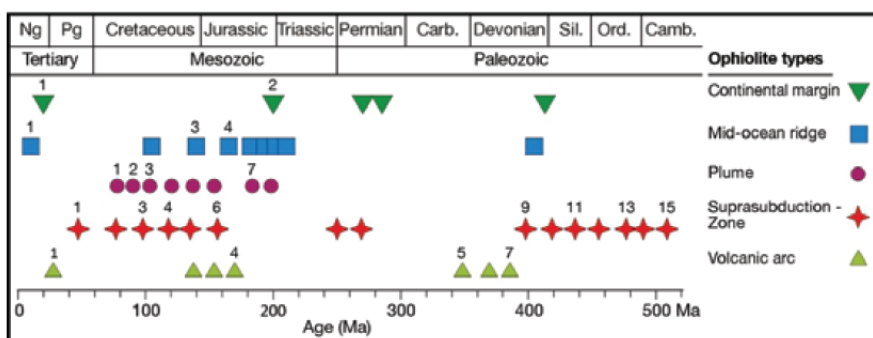
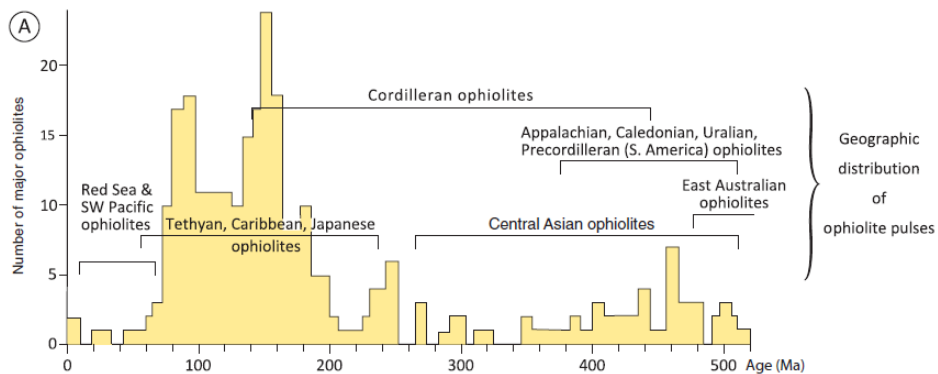
Figura 2. Proyección polar Norte que muestra la distribución global de cinturones orogénicos fanerozoicos y ejemplos de diferentes tipos de ofiolitas. Los dos principales sistemas de retroceso arco-fosa (arc-trench rollback), el Izu-Bonin-Mariana (IBM) y Tonga-Kermadec, son factorías de ofiolitas. La subducción del margen pasivo del noroeste de Australia bajo el sistema arco-fosa de Sunda marca un ejemplo moderno de emplazamiento de ofiolita por colisión. (Tomada de Dilek y Furnes, 2014).

Por otra parte, los principales pulsos ofiolíticos de los últimos 250 Ma coinciden con el emplazamiento de grandes provincias ígneas relacionadas con emplazamiento de plumas mantélicas y enjambres gigantes de diques, que marcan colectivamente eventos supermagmáticos (superplumas) en la historia de la Tierra. Los principales pulsos ofiolíticos parecen estar temporal y espacialmente relacionados con algunos eventos magmáticos y tectónicos globales de primer orden. Estos eventos globales y los procesos mantélicos relacionados controlaron el desarrollo de diferentes tipos de ofiolitas en diferentes ambientes tectónicos (Tabla 1 y Figuras 4 y 5).

Tabla 1. Tipos de ofiolitas y ejemplos representativos, con sus afinidades geoquímicas y principales fases minerales (Tomada de Dilek y Furnes, 2014)

Ophiolite Types & Their Tectonic Settings		Ophiolite/Modern Examples	Geochemical Affinities	Crystallization Order of Minerals	
Subduction-unrelated	Continental margin type	Ligurian and Western Alpine ophiolites; Jormua (Finland)	N-MORB, E-MORB, P-MORB & C-MORB lavas	Olivine + plag + cpx	
	Mid-ocean ridge types	Plume-distal MOR	Macquarie Ridge; Masirah (Oman)	N-MORB (DMM) to E-MORB lavas	Olivine + plag
		Plume-proximal MOR	Iceland	N-MORB and P-MORB lavas	Olivine + plag ± cpx
		Trench-proximal MOR	Taitao (Chile)	N-MORB, E-MORB ± C-MORB lavas	Olivine + plag + cpx
Plume-type	Nicoya (Costa Rica); Bolivar (Colombia)	P-MORB lavas	Olivine + plag + cpx ± opx		
Subduction-related	Suprasubduction zone types	Forearc	Troodos (Cyprus); Kizildag (Turkey); Semail (Oman); Betts Cove (Canada)	FAB (MORB-like), IAT to boninite lavas	Olivine + plag + cpx + opx and Olivine + cpx + plag
		Backarc (continental & oceanic)	Rocas Verdes (Chile); Solund-Stavfjord (Norway)	BABB lavas	Olivine + plag + cpx and Olivine + cpx + plag \pm
	Volcanic arc type	Smartville (California); Ilogon (Philippines)	IAT to CA lavas; middle crust with tonalite, diorite	Olivine + plag + cpx and Olivine + cpx + plag $+$	

BARR: basaltos de cuenca de retroarco (*back-arc*); C-MORB: basaltos de dorsal centrooceánica (middle oceanic ridge) contaminados; DMM: manto MORB químicamente agotado; E-MORB: MORB enriquecido; FAB: basaltos de antearco (forearc); IAT: tholeita de arco isla (island-arc); MORB: basalto de dorsal centrooceánica; NMORB: MORB normal; PMORB: MORB influenciado por pluma mantélica



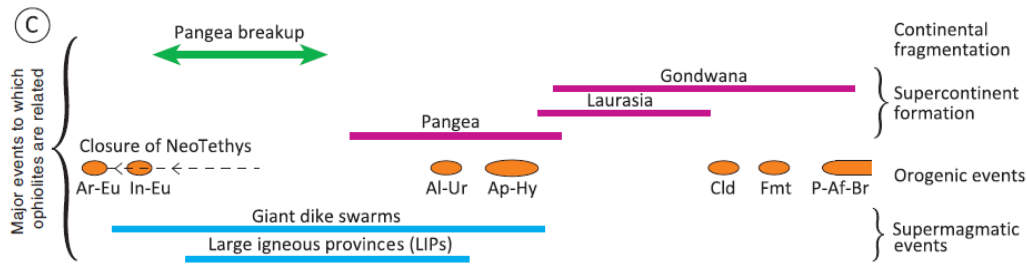


Figura 3. A. Pulsos ofiolíticos y distribución geográfica en el tiempo. B. Distribución de ejemplos representativos de ofiolitas a través del tiempo. Identificadas por número y color: tipo margen continental (verde oscuro, triángulo boca abajo): 1–Tihama (Red Sea, Saudi Arabia), 2–Ligurian (Italy); tipo centro-oceánico (cuadrado azul): 1–Taitao (Chile), 3–Rocas Verdes (Chile), 4–Masirah (western Indian Ocean); tipo pluma (círculo morado): 1–Loma de Hierro (Venezuela) y Bolívar (southwestern Colombia), 2–Nicoya (Costa Rica), 3–peri-Caribbean (Cuba, Puerto Rico, Hispaniola); tipo zona de suprasubducción (estrella roja): 1–Zambales (Philippines), 3–Troodos (Cyprus), Kizildag (Turkey), y Semail (Oman), 4–Xigaze (Tibet, China), 6–Mirdita (Albania) y Pindos (Greece), 9–Magnitogorsk (southern Urals, Russia), 11–Solund-Stavfjord (southwestern Norway), 13–Bay of Islands (Canada), 15–Lachlan (southeastern Australia and Tasmania); tipo arco volcánico (triángulo verde claro): 1–Itogon (Philippines), 4–Smartville and Josephine (California), 5–D’Aguilar (eastern Australia), 7–Magnitogorsk (Russia). Ng, Neogene, Pg, Paleogene. C. Intervalos de tiempo aproximados para la vida de los supercontinentes y su rotura, eventos orogénicos y supermagmáticos significativos, representados por el emplazamiento de enjambres gigantes de diques y grandes provincias ígneas. La generación de los principales pulsos ofiolíticos coincide con movimientos de placas que dan lugar al cierre de cuencas oceánicas y colisiones continentales, grandes eventos magmáticos (con producción de grandes provincias ígneas enjambres gigantes de diques), y ruptura de supercontinentes. Los principales eventos orogénicos son (de más joven a más antiguo): Ar-Eu—colisión Arabia-Eurasia, In-Eu— colisión India-Eurasia, Al-Ur— orogénias de Asia central Altai-Uralian, Ap-Hy—Orogenia Appalachiana-Varisca (Hercínica), Cld—Orogenia Caledoniana, Fmt—Orogenia Famatiniana, P-Af-Br—Orogenia Pan-Africana–Brasilía. Ng—Neógeno; Pg—Paleógeno (Tomada de Dilek y Furnes, 2011, 2014).

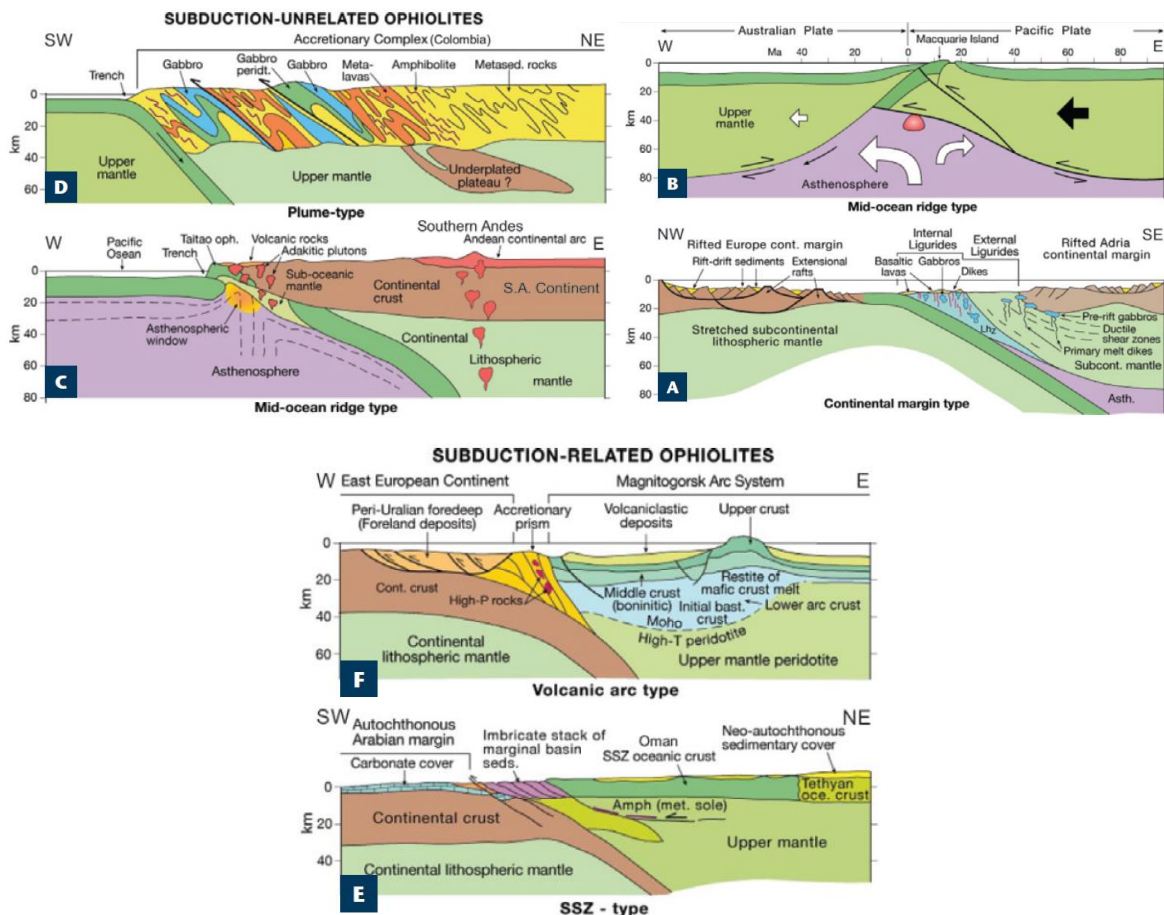


Figura 4. Tipos de ofiolita y sus mecanismos de emplazamiento. **Ofiolitas no relacionadas con la subducción:** (A) Tipo de margen continental, Ligurian ofiolitas entre Europa y Adria. (B) Ofiolita de Macquarie próxima a la dorsal, e iniciación de la subducción a lo largo del límite transformante de placa transpresional. (C) ofiolita de Taitao, sur de Chile, y su emplazamiento a través de la interacción dorsal-fosa (ridge-trench). La ofiolita y las rocas del margen continental están intruidas por plutones graníticos, cuya evolución de fusión comenzó como resultado de la subducción de dorsal. (D) láminas de ofiolita del Caribe tipo pluma en un prisma de acreción metamorfozados en el oeste de Colombia. **Ofiolitas relacionadas con la subducción:** (E) Zona de suprasubducción (SSZ): ofiolita de Omán de antearco y su sustrato metamórfico cabalga sobre el margen de rift de la placa Árabe. (F) Ofiolita de arco volcánico Magnitogorsk que descansa tectónicamente sobre un prisma de acreción con esquistos azules y el margen continental E de Europa. (Tomada de Dilek y Furnes, 2014)

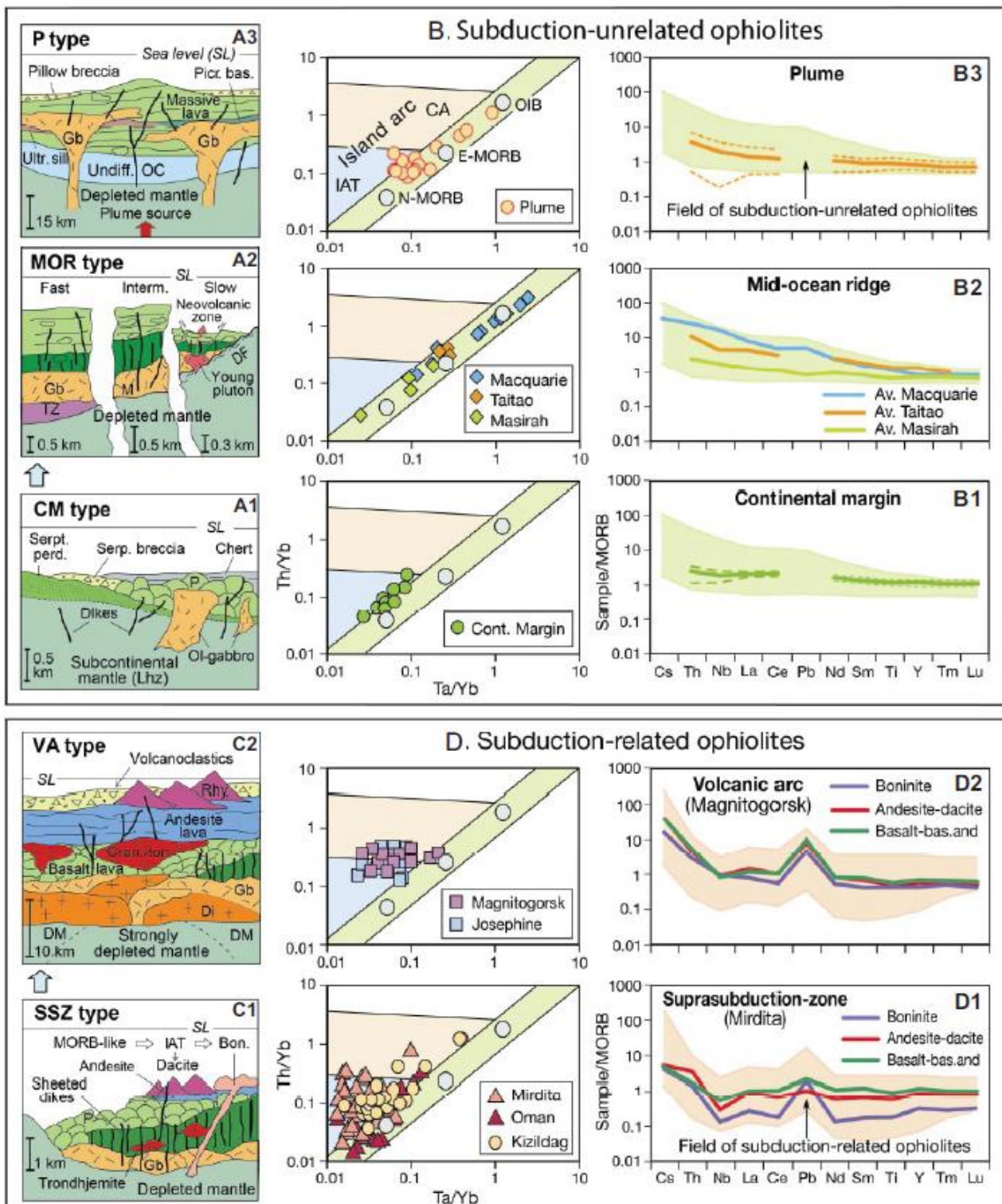


Figura 5. Izquierda) Sección transversal que representa la estructura interna y unidades litológicas de diferentes tipos de ofiolita. Centro y derecha) Diagramas Th / Yb-Ta / Yb y diagramas de varios elementos que muestran las características de una selección de tipos de ofiolita. Clave para rotular: (A1) tipo de CM = tipo de margen continental; Lhz = lherzolita; Ol = olivino; P = lava almohadilla. (A2) DF = falla de despegue; Gb = gabro; M = Moho; Tipo MOR = tipo de dorsal oceánica; TZ = zona de transición. (A3) Gb = gabro; Tipo P = tipo de pluma; Picr. Bas = basalto picrítico; Ultr. sill = sill ultramáfico; Undiff. OC = corteza oceánica indiferenciada. (C1) Bon. = boninite; Gb = gabro; IAT = toleita de arco de isla; P = lava almohadilla de lava; Tipo SSZ = tipo de zona suprasubducción. (C2) Di = diorita; DM = manto empobrecido; Gb = gabro; Gran / ton = granodiorita / tonalita; Rhy = riolita; Tipo VA = tipo de arco volcánico. (D1) y (D2) Bas. and = andesita basáltica (Tomada de Dilek y Furnes, 2014)

2. Complejos ofiolíticos de la Península Ibérica

El reconocimiento de complejos de afinidad oceánica en el **Macizo Ibérico**, en la **Zona de Galicia Tras-os-Montes**, en el límite entre la **Zona de Ossa-Morena y la Zona Centroibérica**, y en el límite entre las **Zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena**, ha permitido establecer zonas de sutura resultantes de colisiones orogénicas, que representan remanentes de antiguos océanos acrecionados una vez consumida la corteza oceánica.

Los complejos alóctonos de la **Zona de Galicia Tras-Os-Montes** (Cabo Ortegal, Órdenes, Malpica-Tui, Bragança y Morais) tienen en todos los casos ofiolitas en su seno y parecen ser en realidad terrenos divididos entre un arco volcánico de la costa de Gondwana y el margen del mismo, separados por un pequeño mar representado por esas ofiolitas, que con la colisión entre Laurrusia y Gondwana quedarían unidos, como lo están actualmente. La **Zona de Ossa-Morena** es interpretada como un bloque continental propio que colisionó durante la orogenia Varisca con la **Zona Centroibérica**, restos de la corteza oceánica que separaba inicialmente ambas porciones continentales. Por su parte, el límite entre las **Zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena** se encuentra un estrecho cinturón de rocas máficas-ultramáficas, que representa una ofiolita fuertemente fragmentada entre zonas de cizalla (Ofiolita de Beja-Acebuches) sobre la que existe consenso de que representa la sutura del océano Rheico, que separa la Zona Rhenohercínica (Avalonia) de Gondwana.

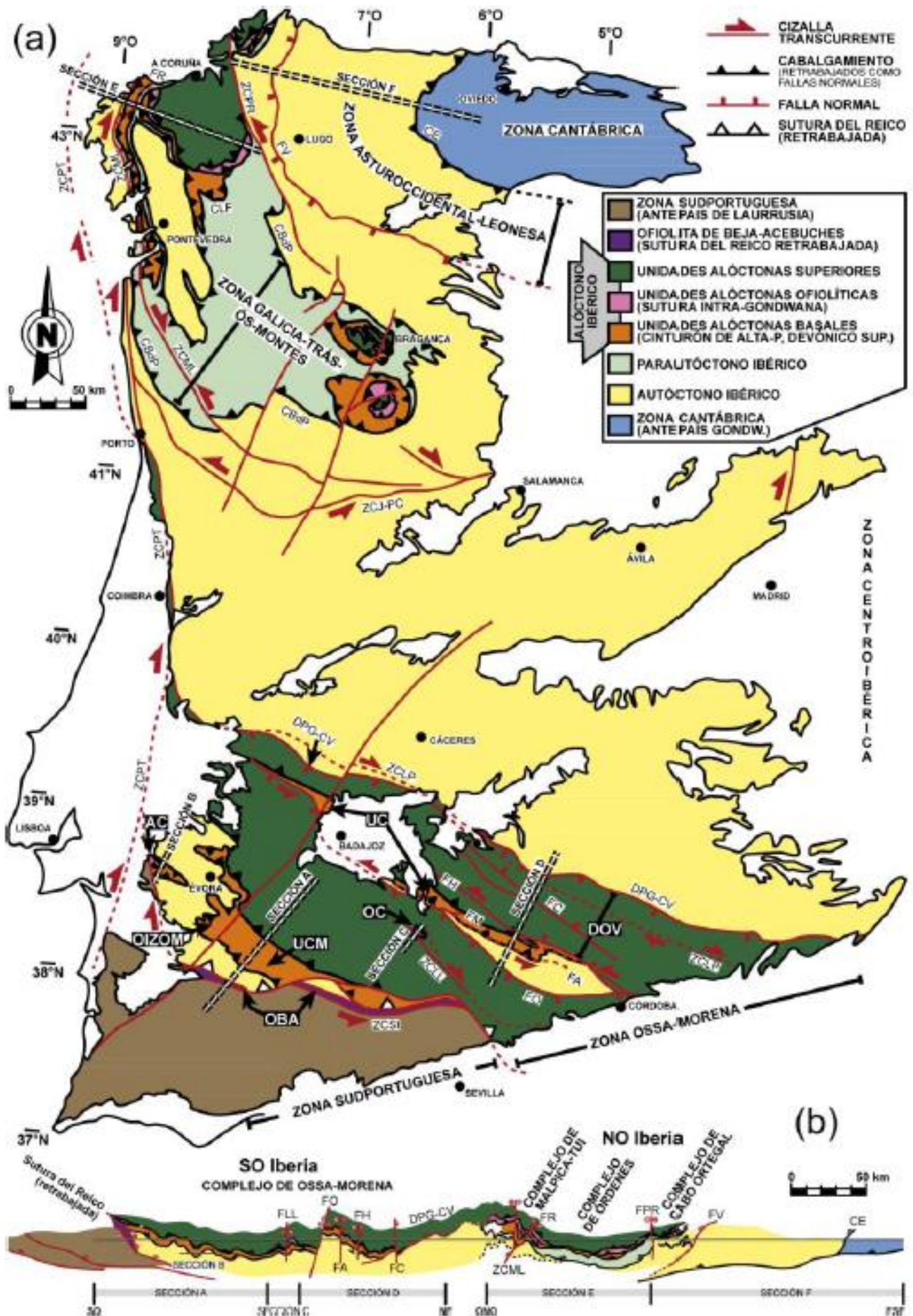
En los últimos años, las investigaciones en el SO de Iberia han permitido reconocer que la mayor parte de la Zona de Ossa-Morena representa en realidad otro complejo alóctono del Macizo Ibérico, el Complejo de Ossa-Morena, equivalente a los complejos de Cabo Ortegal, Órdenes, Malpica-Tui, Bragança y Morais, descritos en el NO de Iberia (Arenas *et al.*, 2016a,b). Estos autores presentan la correlación de un grupo de terrenos alóctonos (denominados Unidades Basales, Ofiolíticas y Superiores), representados en el NO y SO del Macizo Ibérico, los **complejos alóctonos del Macizo Ibérico**, que es utilizada para proponer una nueva zona geotectónica en el sector meridional del orógeno Varisco: la **Zona de Galicia – Ossa-Morena**. (Véase comentario “La Correlación de cinturones de alta presión en el NO y SO de Iberia”)

La nueva zona geotectónica y sus equivalentes a lo largo del orógeno Varisco constituyen una Zona Varisca Interna con ofiolitas y unidades afectadas por metamorfismo de alta-P (Figura 6), es decir, una sutura Varisca y secciones de corteza continental afectadas por eventos de edad Ediacárico-Cámbrico, relacionados con la actividad de arcos magmáticos peri-Gondwánicos (orogenia Cadomiense). La **sutura intra-gondwánica** está contenida en los complejos alóctonos del Macizo Ibérico, que constituirían partes fragmentadas de un único cinturón mayor formado a partir de la subducción continental de un terreno continental de derivación gondwánica.

La sutura intra-gondwánica contenida en los complejos alóctonos del Macizo Ibérico es cortada por el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa (Figura 6), considerada como la localización primaria de la sutura del océano Rheico en Iberia. El emplazamiento de los complejos alóctonos debe ser anterior al desarrollo del límite actual entre las citadas zonas, estando la sutura del Rheico en esta parte del orógeno Varisco fuertemente retrabajada (Díez Fernández y Arenas, 2016).

Posteriormente, ya en el ciclo orogénico Alpino, las **Ofiolitas Béticas** (Puga *et al.*, 2010), que forman una unidad tectónica del Complejo del Mulhacén de la Cordillera Bética (SE España), representan las únicas reliquias preservadas del extremo más occidental del actualmente desaparecido océano Tethys Mesozoico. El segmento del suelo oceánico del que derivan estas ofiolitas se originó durante el inicio del proceso de acreción del océano Tethys Occidental. Subsecuentemente, el suelo oceánico continuó desarrollándose desde la cuenca oceánica bética hacia el NE a lo largo de los dominios del Tethys Ligur y Alpino, principalmente entre 165 y 140 Ma, y hacia la zona de rift del W hasta contactar con el océano Atlántico Central.

Figura 6. Mapa Geológico del Macizo Ibérico. Abreviaturas: AC — Anfibolitas de Carvalhal; CBdPI — Cabalgamiento Basal del Parautóctono Ibérico; CE — Cabalgamiento de Espina; CLF — Cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPG-CV — Despegue Puente Génave-Castelo de Vide; DOV — Dominio Obejo-Valsequillo; FA — Falla de Azuaga; FC — Falla de Canaleja; FH — Falla de Hornachos; FM — Falla de Machel; FO — Falla de Onza; FR — Falla de Riás; FV — Falla de Viveiro; OBA — Ofiolita de Beja-Acebuches; OC — Ofiolita de Calzadilla; OIZOM — Ofiolitas Internas de la Zona Ossa-Morena; UC — Unidad Central; UCM — Unidad Cubito-Moura; ZCJ-PC — Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo; ZCLL — Zona de Cizalla Los Llanos; ZCLP — Zona de Cizalla Los Pedroches; ZCML — Zona de Cizalla Malpica-Lamego; ZCPR — Zona de Cizalla Palas de Rei; ZCPT — Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI — Zona de Cizalla Sur Ibérica (Tomada de Díez-Fernández y Arenas, 2016)



Correlación de cinturones de alta presión en el NO y SO de Iberia: la zona de sutura Devónica Superior del Macizo Ibérico y la definición del Complejo Alóctono de Ossa-Morena (Díez Fernández y Arenas, 2016)

En la sección ibérica del orógeno Varisco se han propuesto varias zonas de sutura definidas por ofiolitas y cinturones de alta-P. Se cree que estas zonas de sutura se formaron durante el cierre del océano Rheico y otros dominios oceánicos menores localizados en dominios perigondwánicos (Martínez Catalán *et al.*, 2009; Simancas *et al.*, 2009). Actualmente se acepta que la sutura principal del Rheico separa la Zona Renohercínica (Avalonia) del resto del orógeno Varisco. Sin embargo, el significado tectónico de las suturas que limitan bloques continentales de derivación gondwánica no está claro, incluyéndose los cinturones metamórficos de alta-P y baja a media-T (AP/B-MT) que aparecen en el Macizo Ibérico y a lo largo de todo el orógeno. Díez Fernández y Arenas, 2016, proponen una correlación entre los tres principales cinturones de AP/B-MT que afloran en el Macizo Ibérico, junto con las implicaciones deducibles para el resto del orógeno.

- Los complejos alóctonos del **NO de Iberia** representan los restos de una lámina cabalgante en los que unidades de naturaleza ofiolítica dan cuenta de una zona de sutura desenraizada y transportada dentro de una pila de mantos de cabalgamiento en la que pueden diferenciarse dos terrenos de afinidad continental, uno por encima y otro por debajo de las ofiolitas (Martínez Catalán *et al.*, 2009). Estos complejos se sitúan por encima de un dominio parautóctono y ambos cabalgan sobre un dominio autóctono. Por debajo de las ofiolitas, uno de los terrenos continentales que incluye eclogitas y rocas deformadas en facies de los esquistos azules representa uno de los cinturones de AP/B-MT (Díez Fernández *et al.*, 2011). La edad del metamorfismo de AP es ~370 Ma, mientras que la edad de exhumación hasta condiciones de media presión es ~350-340 Ma (Abati *et al.*, 2010). Este terreno contiene dos secuencias litológicas yuxtapuestas: una secuencia inferior consistente en paragneises con albita y ortogneises e intercalaciones menores de metabasitas, cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos, y una secuencia superior con mica-esquistos con albita y granate alternando con algunas metabasitas. La edad máxima de depósito para estas secuencias oscila entre Ediacárico y Cámbrico Medio, y su procedencia es del margen Norte de Gondwana. Los protolitos de los ortogneises definen una asociación calcoalcalina más antigua y una asociación alcalina más moderna (Díez Fernández *et al.*, 2010).

- En el **SO de Iberia**, la Unidad Central (UC) es un relicto de una sutura Varisca. Esta unidad muestra una tectonoestratigrafía y evolución equivalente al cinturón de AP/BM-T del NO de Iberia, como queda patente en primer lugar por el amplio desarrollo de un metamorfismo de AP (Azor, 1994). La edad de este metamorfismo está pobremente constreñida. Edades U-Pb en bordes de circón metamórfico presente en eclogitas (380-350 Ma, Ordóñez Casado, 1998) coinciden con la edad obtenida en el NO de Iberia. Dos secuencias litológicas han sido descritas para la Unidad Central (Azor, 1994): la secuencia inferior incluye paragneises con albita y algunas intercalaciones de cuarcitas y mármoles que alternan con ortogneises calcoalcalinos y alcalinos y metabasitas, mientras que una serie consistente en mica-esquistos y mica-esquistos con granate forma la secuencia superior de esta unidad. Las edades de los protolitos de los ortogneises abarcan el mismo rango temporal que aquellos presentes en el cinturón de AP del NO de Iberia descrito anteriormente y muestran una tendencia química similar (Ordóñez Casado, 1998). La Unidad de Cubito-Moura (UCM) representa un cinturón de AP/B-MT que aflora cerca del límite meridional de la Zona de Ossa-Morena y al oeste, en el Macizo de Évora. El metamorfismo de AP está datado en 371 Ma y su litoestratigrafía se divide en dos secuencias yuxtapuestas (Ribeiro *et al.*, 2010). La secuencia inferior incluye paragneises con albita que alternan con ortogneises, algunos mármoles, metabasitas y cuarcitas, mientras que la secuencia superior contiene mica-esquistos con albita y granate e intercalaciones de metabasitas. Las edades de sedimentación de los protolitos sedimentarios abarcan desde el Ediacárico hasta el Cámbrico y las similitudes estratigráficas con sucesiones litoestratigráficas adyacentes apoyan una procedencia del margen norte de Gondwana. Por encima de este cinturón de AP hay un conjunto ofiolítico desmembrado, comúnmente denominado Ofiolitas Internas de la Zona de Ossa-Morena, OIZOM (Ribeiro *et al.*, 2010).

Las similitudes metamórficas, geocronológicas y tectonoestratigráficas de estos tres cinturones de AP/BMT ofrecen dos posibilidades:

- que los cinturones representen diferentes suturas continentales menores formadas a la vez en distintas secciones del margen de Gondwana con una casi idéntica litoestratigrafía preorogénica,
- que los cinturones den cuenta de un único, ahora desmembrado, cinturón de AP que se extiende durante varios cientos de kilómetros que afectó a un dominio notablemente homogéneo del margen.

La independencia o equivalencia de los tres cinturones de AP descritos con anterioridad depende de su correlación estructural:

- Las rocas de AP/B-MT que afloran en el NO de Iberia definen la base de una pila de mantos alóctonos desenraizados que cabalgan sobre dominios parautoctonos y autóctonos. Estas rocas a su vez descansan bajo una serie de secuencias ofiolíticas y estas a su vez bajo un terreno poliorogénico de afinidad continental (Sección E, Fig. 6b).

- El límite Sur de la Zona Centroibérica es una falla normal inclinada al SO. Un terreno continental (Dominio Obejo-Valsequillo) ocupa su bloque de techo y se preserva en un sinforme regional erguido (Sección D, Fig. 6). Este terreno está limitado hacia el SO por un cinturón de AP inclinado hacia el NE, la Unidad Central. De acuerdo con su localización y geometría, los autores proponen que el DPG-CV cortó a los mantos alóctonos expuestos en el NO de Iberia y transportó una sección del alóctono continental superior al nivel de exposición actual de su bloque de techo. El carácter sinformal de este dominio junto con la inclinación regional NE de la Unidad Central indica que esta última y las unidades alóctonas basales del NO de Iberia son estructuralmente correlacionables. Al SO de la Unidad Central, el cinturón de AP que esta representa es desplazado hacia abajo por la falla de Onza, favoreciendo así una amplia exposición de los terrenos suprayacentes. La estructura de este dominio tiene un carácter sinformal amplio (Secciones A, B y C, Fig. 6b; Ribeiro *et al.*, 2010). En el flanco SO de esta estructura sinformal mayor aflora la Unidad de Cubito-Moura, inclinada hacia el NE. Dado que esta unidad de AP ocupa una misma posición estructural por debajo de un terreno poliorogénico continental no afectado por un proceso de subducción continental de edad Devónico Superior, los autores la consideran como la continuación del mismo cinturón de AP/B-MT que constituye la Unidad Central y el alóctono basal del NO de Iberia. Es más, klippen tectónicos como las Anfibolitas de Carvalhal y las Ofiolitas Internas de la Zona de Ossa-Morena, OIZOM, combinados con las ventanas tectónicas en las que afloran unidades como la Ofiolita de Calzadilla, OC, ofrecen ejemplos de secuencias ofiolíticas que ocupan una posición inmediatamente por debajo del terreno continental poliorogénico expuesto en el SO de Iberia, dando cuenta de su carácter alóctono.

La Figura 6b muestra la **correlación de los tres cinturones de AP/B-MT del Macizo Ibérico** y los identifica como partes fragmentadas de un único cinturón mayor formado a partir de la subducción continental de un terreno continental de derivación gondwánica. Este terreno se localiza en la parte inferior de los complejos alóctonos del NO de Iberia, pero también ocupa una posición estructuralmente inferior a lo largo de la mayoría de la Zona de Ossa-Morena que, en consecuencia, surge como otro complejo alóctono del Macizo Ibérico: Complejo de Ossa-Morena. Los límites de este complejo son el DPG-CV (Despegue Puente Génave–Castelo de Vide) por el Norte y el cabalgamiento basal de la Unidad de Cubito-Moura por el Sur, habiendo una ventana tectónica a su autóctono relativo al S y SE de la Unidad Central.

El Complejo de Ossa-Morena consiste en un conjunto de unidades afectadas por metamorfismo de AP/B-MT de edad Devónico Superior localizadas en la base, una serie de unidades ofiolíticas discontinuas que ocupan una posición intermedia, y un gran terreno poliorogénico de afinidad continental. Como en el NO de Iberia, todos estos terrenos representan secciones del margen perigondwánico, siendo la sutura que definen de tipo intra-Gondwana. La sutura intra-gondwánica contenida en los complejos alóctonos del Macizo Ibérico es cortada por el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, considerada como la localización primaria de la sutura del océano Rheico en Iberia. El emplazamiento de los complejos alóctonos debe ser anterior al desarrollo del límite actual entre las citadas zonas, estando la sutura del Rheico en esta parte del orógeno Varisco fuertemente retrabajada.

2.1. Ofiolitas del NO del Macizo Ibérico

Sánchez Martínez y Arenas (2016 y referencias contenidas) describen diferentes unidades ofiolíticas (Figura 7), que ocupan en general una posición intermedia entre dos terrenos distintos de origen continental que conforman los complejos alóctonos en terreno español (Cabo Ortegal, Órdenes y Malpica-Tui) que contienen una sutura Varisca desenraizada que puede seguirse a lo largo del orógeno.

Existen dos cinturones ofiolíticos distintos, con diferentes posiciones estructurales y cronología: las unidades ofiolíticas inferiores están constituidas por las ofiolitas de Bazar y Vila de Cruces, y se caracterizan por unos protolitos datados en c. 500 Ma, y las unidades ofiolíticas superiores están constituidas por las ofiolitas de Careón, Purrido y Moeche, y contienen secuencias máficas-ultramáficas datadas en c. 395 Ma, representando estas últimas las ofiolitas más comunes en el orógeno Varisco. Además, entre las secuencias ofiolíticas incluidas en la sutura Varisca del NO de Iberia también puede incluirse una potente mélangé de serpentinitas (Mélangé de Somozas).

Las ofiolitas del NO están compuestas por secuencias de rocas máficas, y en menor proporción ultramáficas, deformadas y metamorizadas desde facies de esquistos verdes a facies granulitas de baja P. Aunque la mineralogía primaria no está preservada, se observan frecuentemente las texturas plutónicas, intrusivas y volcánicas, y las estructuras (Figura 8).

2.1.1. Unidades ofiolíticas inferiores

La **ofiolita de Bazar**, localizada en la parte más al oeste del Complejo de Órdenes, consiste en una imbricación de láminas tectónicas, de 5000 m de espesor, que contienen rocas metagabroicas rocas y una menor proporción de rocas ultramáficas en la base de la ofiolita. La principal lámina (Carballo-Bazar) tiene 4000 m de espesor y está compuesta de anfibolitas y metagabros foliados con foliación de AT (alta temperatura), desde eventos tectonotermales de facies granulita. Dentro de los metagabros están preservados algunos boudines métricos de granulitas granoblásticas máficas, envueltos por la foliación de AT y cuya asociación mineral es transicional entre condiciones de baja e intermedia presión, P, (plagioclasa –clinopiroxeno – ortopiroxeno – hornblenda – ilmenita ± granate ± olivino). La parte inferior de la lámina principal consiste en gabros y rocas ultramáficas relativamente bien preservados, con proporciones menores de leucogabros y tonalitas.

Las características geoquímicas de las litologías más representativas de la Ofiolita de Bazar son variables. Las anfibolitas comunes, que representan el tipo litológico más abundante, y los metagabros, muestran composiciones equivalentes a toleitas de arco isla o NMORB. Sin embargo, las granulitas máficas parecen ser transicionales entre MOR (dorsal centro-oceánica) y basaltos WP (intra-placa), con patrones de elementos traza normalizados similares a los T-MORB generados por interacciones dorsal-pluma. Las características composicionales, edad y evolución tectonotermal de la Ofiolita de Bazar, indican que pueden representar una sección litosférica del océano cámbrico en los territorios peri-Gondwánicos. La presencia de metagabros con composición N-MORB sugiere que estuvieron involucrados con la dorsal centro-oceánica. La litosfera oceánica representada por la Ofiolita de Bazar debería haber sido elevada, dado el corto periodo de tiempo transcurrido (20 Ma) entre las edades de los protolitos y el metamorfismo HT, y fue accionada bajo los sistemas de arcos magmáticos peri-Gondwánicos. El desarrollo de un metamorfismo granulítico de baja-media-P es compatible con el sobrecalentamiento asociado con la base del arco magmático, pero esto también podía haber sido generado por la subducción de una sección de dorsal centro-oceánica y la apertura de una efímera ventana astenosférica (Sánchez Martínez *et al.*, 2012).

Localizada al SE del Complejo de Órdenes, la **ofiolita de Vila de Cruces** presenta una compleja estructura caracterizada por la presencia de al menos dos láminas tectónicas sobrepuestas, con un espesor total de 4000 m. Las principales litologías son rocas de esquistos verdes de posible origen metavolcánico, alternando con abundantes niveles de filitas, micaesquistos y esquistos con porfidoblastos de albita y granate, y escasas bandas de metacherts. También pueden identificarse intercalaciones lenticulares de metagabros y dos cuerpos de ortogneises tonalíticos en transición a tipos metagabroides. A lo largo del contacto entre las principales láminas aparecen finas bandas de serpentinita.

En la ofiolita de Vila de Cruces, la abundancia de elementos traza inmóviles en los tipos de rocas máficas y en los ortogneises tonalíticos son típicos de magmas generados en bordes destructivos de placa. Los esquistos verdes y metagabros tienen composiciones características de toleitas de arco-isla. La presencia de una fuerte anomalía negativa de Nb comparada con el N-MORB también es compatible con el contexto de zona de suprasubducción (SSZ) propuesto para esta ofiolita (Arenas *et al.*, 2007).

2.1.2. Unidades ofiolíticas superiores

La **ofiolita de Careón** contiene la sucesión metaígneas mejor preservada del NO de Iberia. Contiene tres láminas imbricadas que repiten la transición manto-corteza con un espesor total de 1500 m. La lámina más potente es la de Careón, con 1000 m de espesor, que consiste principalmente en rocas ultramáficas serpentinizadas y metagabros isótropos, con abundantes cuerpos de metagabros pegmatoides emplazados a todos los niveles, así como escasos sills de wehrlita. Diques de diabasa cortan todos los niveles expuestos, desde la sección mantélica más profunda a las secciones corticales más superficiales. La litología de la ofiolita de Careón difiere fuertemente de la clásica ofiolita de tipo MOR. Por ello, fue interpretada como una ofiolita generada en un contexto de suprasubducción por Díaz García *et al.* (1999). La intrusión de los abundantes diques de diabasa a todos los niveles de la lámina Careón sugiere el desarrollo de esta ofiolita en un contexto de extensión y adelgazamiento, encima de una zona de subducción.

En la ofiolita de Careón la abundancia de elementos traza inmóviles es típica de toleitas de arco-isla, y los diques de diabasa más jóvenes tienen composiciones transicionales a N-MORB. Todas las litologías presentes en esta ofiolita muestran una anomalía en Nb comparada con N-MORB, lo cual es compatible con su generación en un contexto activo de suprasubducción (Sánchez Martínez *et al.*, 2007).

Localizada en el límite más occidental del Complejo de Cabo Ortegal, la **ofiolita de Purrido** consiste en 300 m de anfibolitas monótonas y anfibolitas con apariciones de granate de origen metagabroide. Al contrario que en la ofiolita de Careón, no aparecen características ígneas bien preservadas, pero los tipos de anfibolitas que aparecen en ambas unidades son muy similares, desde el punto de vista mineralógico y composicional, por lo que ambas ofiolitas han sido tradicionalmente correlacionadas.

Las rocas máficas de la ofiolita de Purrido tienen también composiciones típicas de toleitas de arco-isla, con leves anomalías negativas en Nb. Los datos geoquímicos y geocronológicos de la ofiolita de Purrido son interpretados como el reflejo de la interacción entre magmas gabroicos del Devónico y corteza continental (Sánchez Martínez *et al.*, 2011). Esta interpretación pone en cuestión el origen inicialmente propuesto para las unidades ofiolíticas superiores en el contexto de una zona de subducción intra-Rheico, y parece indicar su generación en relación a la apertura de una cuenca de pull-apart efímera en el Devónico, durante la continuada convergencia dextral entre Gondwana y Laurrusia (Arenas *et al.*, 2014a).

La **ofiolita de Moeche** aflora extensamente en la parte oriental del Complejo de Cabo Ortegal. Las ofiolitas de Moeche y Purrido están en contacto en una pequeña sección costera del oeste del pueblo de Cedeira, donde la ofiolita de Moeche ocupa la posición estructural inferior. Estas unidades ofiolíticas contienen 500 m de esquistos verdes con abundantes intercalaciones de filitas y micaesquistos, y escasos metagabros y serpentinitas. La parte inferior del Complejo de Cabo Ortegal incluye una potente mélangé tectónica, solo representada en este lugar dentro de todos los complejos alóctonos del NO del Macizo Ibérico.

Los datos de Th-Hf-Ta para las metabasitas de la ofiolita de Moeche indican composiciones químicas transicionales entre N-MORB y toleitas de arco-isla. Muestran un leve enriquecimiento de la abundancia de elementos traza relativo a N-MORB. La signatura isotópica Lu-Hf de circones extraídos de las rocas máficas de estas unidades claramente indica contribuciones de una fuente continental. Los valores ϵ_{Hf} en los circones analizados son negativos (generalmente por debajo de $\epsilon_{\text{Hf}} = -5$), y por tanto no son compatibles con la cristalización desde una fuente mantélica juvenil (Arenas *et al.*, 2014b). Los datos isotópicos de Hf de los circones de la ofiolita de Moeche son similares a los de la ofiolita de Purrido (Figura 9). Estos datos son incompatibles con la formación en un contexto oceánico lejos de dominios continentales.

La **mélangé de Somozas** comprende una unidad de 1800 m de espesor compuesta por dos miembros muy diferenciados (Arenas *et al.*, 2009). El miembro superior tiene 500 m de espesor y está constituido por una típica mélangé de serpentinita. La deformada matriz serpentinitica rodea bloques tectónicos que varían desde tamaños métricos-hectométricos a kilométricos. Los bloques tectónicos están constituidos por gabro, diabasa, granitoide, metabasalto, basalto andesítico, brecha de pillow-lava, pillow lava, hialoclastita, mármol, filita, arenisca y conglomerado, junto con rocas metamórficas AT incluyendo ortogneises, anfibolita común y metabasitas ricas en zoisita-rutilo. El miembro inferior tiene 1000 m de potencia y está compuesto de una mélangé con una matriz de filitas ocres o filonitas azules, que rodea bloques tectónicos de las litologías involucradas en la mélangé de serpentinita.

En la mélangé de Somozas, los datos U-Pb de circones se llevaron a cabo sobre un ortogneis tonalítico de un gran bloque tectónico de HT y sobre dos granitoides débilmente deformados, afectados por recristalización de bajo grado (Arenas *et al.*, 2009). Los ortogneises HT arrojaron edades de 485 Ma, y los dos granitoides edades de 499 Ma y 527 Ma. La geoquímica de roca total de todas las rocas ígneas en la mélangé, volcánicas y plutónicas o diques, sitúa los datos en un contexto de arco volcánico. Todas las litologías exhiben una anomalía negativa de Nb, una característica considerada como indicación de un contexto SSZ. Los datos de geocronología U-Pb y de geoquímica de roca total indican que la mélangé de Somozas contiene abundantes materiales que se originaron en un arco magmático peri-Gondwánico. Esto sugiere que el margen de Gondwana en sí mismo finalmente participó en la formación de la mélangé, aunque el tiempo exacto de su formación es desconocido.

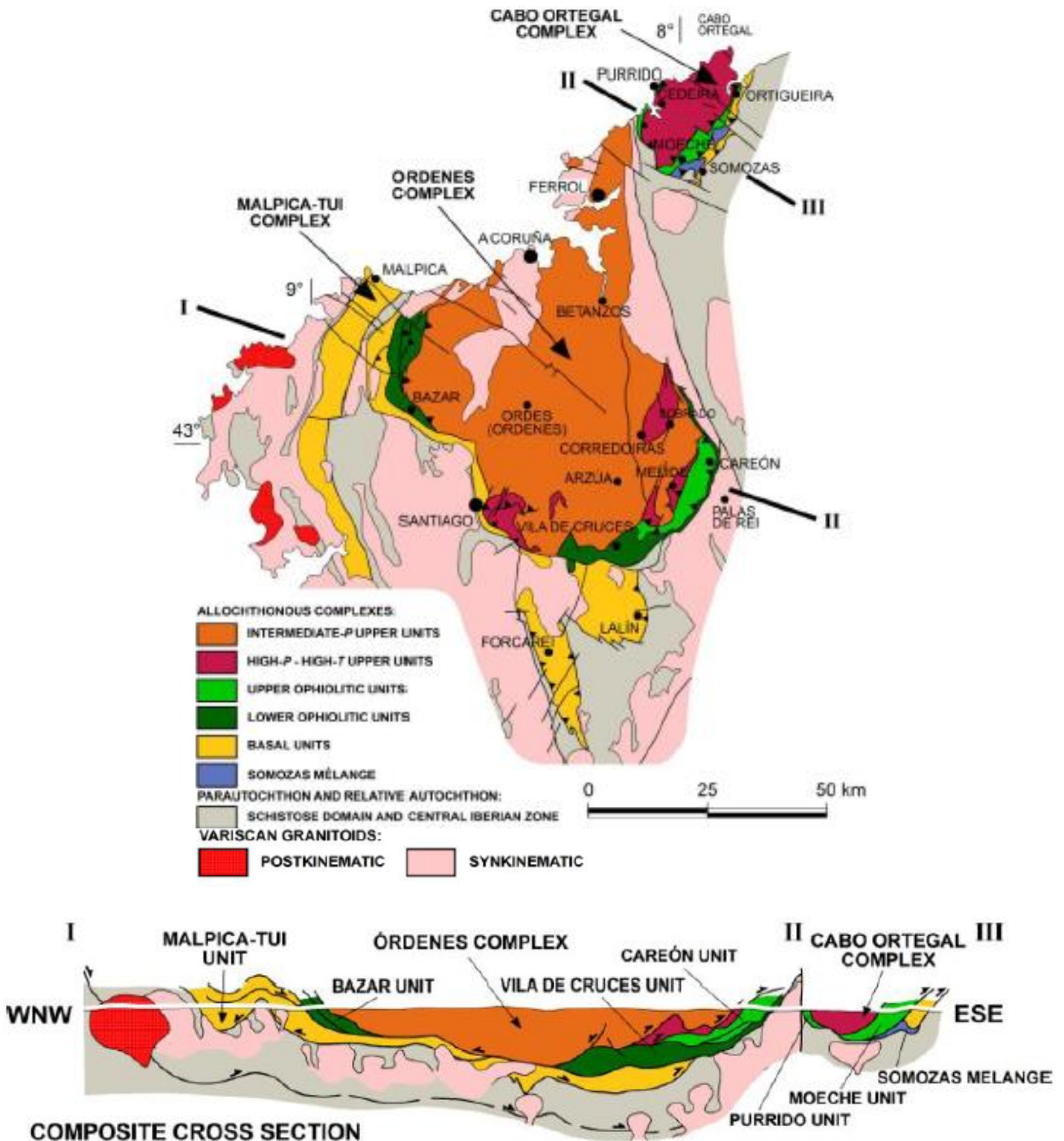


Figura 7. Mapa geológico y corte transversal de los complejos alóctonos del NO de Iberia. Se muestra la distribución y estructura general de los terrenos involucrados en la sutura Varisca y la localización y los nombres de las unidades ophiolíticas (Tomada de Sánchez Martínez y Arenas, 2016a)

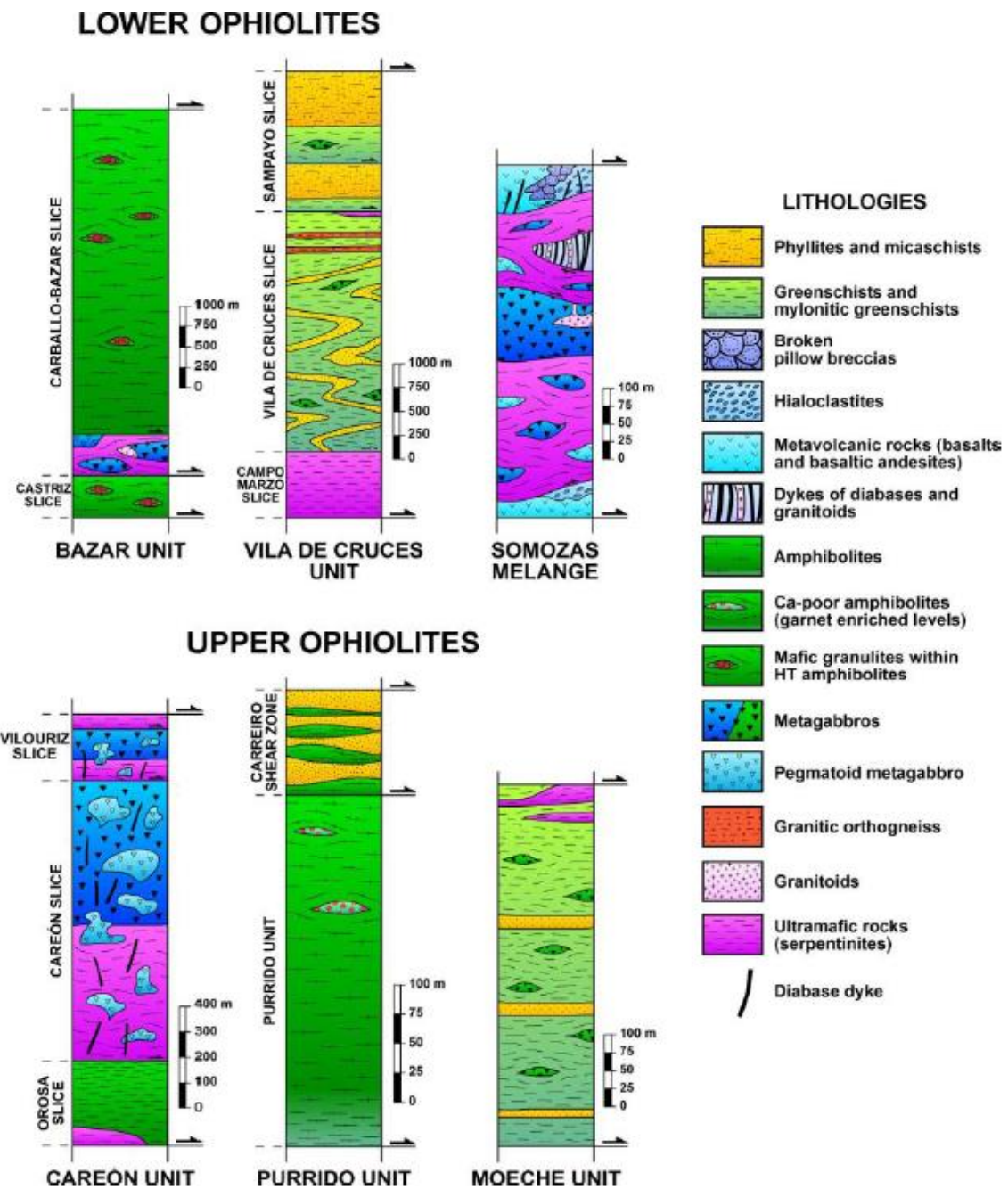


Figura 8. Columnas esquemáticas que muestran la constitución litológica de las ophiolitas de Galicia (Tomada de Sánchez Martínez S y Arenas R, 2016)

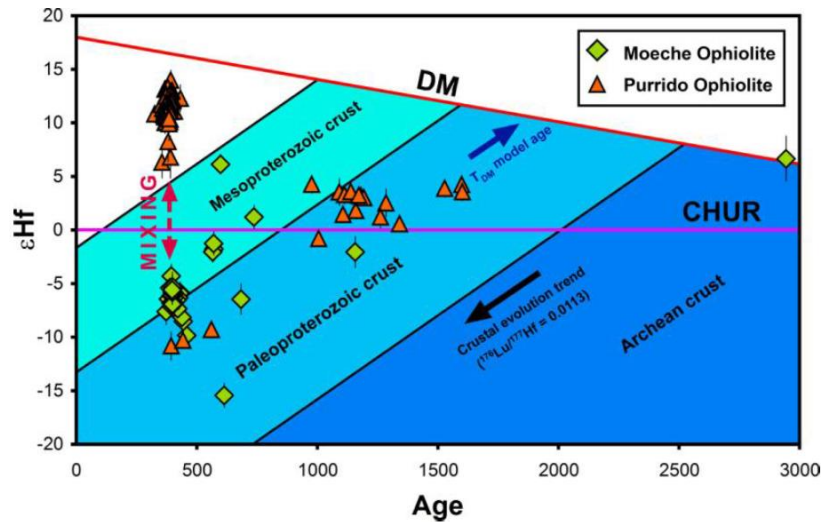


Figura 9. Diagrama ϵ_{Hf} versus edad, combinando los datos isotópicos Lu-Hf de circones de las ofiolitas de Moeche y Purrido. Se muestran también las tendencias de evolución cortical (considerando a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio de 0.0113) para las cortezas del Arcaico, Paleoproterozoico y Mesoproterozoico (Tomado de Sánchez Martínez S y Arenas R, 2016, basado en Sánchez Martínez *et al.*, 2011 y Arenas *et al.*, 2014b).

2.1.3. Clasificación de las ofiolitas del NO

Las características litológicas y geoquímicas de las ofiolitas del NO de Iberia indican que no representan tipos MOR comunes. Por el contrario, se formaron en contextos de tipo SSZ o durante la apertura de cuencas efímeras de tipo pull-apart. Quizás la única excepción es la Ofiolita de Bazar, que tiene una composición oceánica más típica y su evolución parece reflejar la acreción del Cámbrico de litosfera oceánica peri-Gondwánica bajo un arco magmático. Junto con la ofiolita de Vila de Cruces, también generada durante el Cámbrico en relación con la apertura de una cuenca de retroarco, ambas reflejan de alguna manera los estadios iniciales de la apertura del océano Rheico.

Las ofiolitas del Devónico (ofiolitas de Careón, Purrido y Moeche) representan los restos de litosfera oceánica generada en una cuenca efímera, probablemente de tipo pull-apart, desarrollada durante convergencia dextra. Esta cuenca se formó a c. 490-390 Ma, después de un primer episodio de interacción entre los márgenes continentales de Gondwana y Laurusia. Los dos cinturones de ofiolitas de Galicia preservan evidencias de los eventos tectonotermales iniciales del ensamblado de Pangea, cuya colisión no fue simple y tuvo lugar al menos durante dos episodios diferenciados, separados por la apertura de cuencas de pull-apart.

En la nueva clasificación de ofiolitas, explicada al inicio de este apartado sobre las ofiolitas de la Península Ibérica, Dilek y Furnes (2014) agruparon las ofiolitas de acuerdo a su geoquímica y a su estructura interna, distinguiendo dos grupos principales: ofiolitas no relacionadas con subducción y ofiolitas relacionadas con subducción. En el caso del NO de Iberia, la **ofiolita de Bazar** es la única que no muestra una clara influencia de una zona de subducción en la formación de su protolito ígneo. Por tanto, puede ser clasificada como una ofiolita no relacionada con subducción, probablemente del tipo MOR, representando probablemente litosfera oceánica peri-Gondwánica de edad Cámbrico (495 Ma) acrecionada durante el Ordovícico temprano (475 Ma), poco después de su generación en la dorsal.

Las litologías ígneas de la **ofiolita de Vila de Cruces** (500 Ma) muestra características geoquímicas claramente indicativas de un origen relacionado con la actividad de una zona de subducción, pudiendo ser clasificada como una ofiolita relacionada con una zona de subducción, de tipo SSZ generada en una cuenca de retroarco. La significativa anomalía negativa de Nb reflejaría una posición de la cuenca próxima a la fosa oceánica (*trench*), y dada la importante cantidad de sedimentos contenidos en la ofiolita, probablemente se trataría de una cuenca continental de retroarco.

La clasificación de las ofiolitas del Devónico (395 Ma) (**Careón, Purrido y Moeche**) se hace más complicada, ya que se interpreta que el entorno tectónico donde se formó la litosfera oceánica fue una cuenca formada después de una primera colisión entre Gondwana y Laurusia (Arenas *et al.*, 2014a). Sin embargo, está claro que existe una influencia de la zona de subducción, registrada por la geoquímica de sus rocas máficas. Lo que también es notable es que tal componente de subducción varía de una ofiolita a otra, siendo más significativa en Careón y atenuándose progresivamente en Purrido y aún más en Moeche. La

interpretación más plausible de este hecho es una cuenca de pull-apart que se abrió dentro de una cuenca de retroarco que todavía existía después de la primera colisión. En este contexto, la variación de la influencia de la zona de subducción dependía de la proximidad del centro de expansión (*spreading ridge*) de la cuenca de pull-apart a la fosa oceánica original. Aplicando así la nueva clasificación ofiolítica, es evidente que las ofiolitas devónicas se refieren en general al tipo SSZ relacionado con la subducción.

Finalmente, para aplicar la nueva clasificación a la **mélange de Somozas** se debería señalar el problema del origen de la unidad. El desarrollo de la mélangé en si misma, se separa del origen de las litologías ígneas que forman parte de los bloques tectónicos. Ellos deberían representar, al menos en parte, secciones de una secuencia oceánica, como el desarrollo de un canal de baja viscosidad en el manto litosférico que implica deshidratación de sus componentes máficos durante la subducción. Las composiciones de las litologías ígneas (527-485 Ma) de la mélangé muestran una clara participación de un componente de subducción. De esta manera, los componentes ofiolíticos incluidos en esta mélangé serpentinitica son de tipo SSZ, y fueron desarrolladas en relación a la zona de subducción activa del Cámbrico en el entorno de peri-Gondwana.

2.2. Ofiolitas del SO del Macizo Ibérico

El límite de la Zona Surportuguesa con los terrenos Ibéricos queda trazado por una sutura procedente del cierre del océano Rheico, y océanos relacionados, a través de una dirección de subducción NNE (Figuras 10 y 11). El segmento oeste de la sutura comprende imbricaciones del terreno autóctono relativo Ibérico (Neoproterozoico – Palaeozoico inferior) y de los complejos alóctonos. Los complejos alóctonos incluyen porciones fracturadas de eclogita (370 Ma), islas tectónicas (*klippen*) y láminas de una secuencia interna ofiolítica (OIZOM), una mélangé tectónica basal (Complejo Filonítico de Moura) y una ofiolita externa (ofiolita de Beja-Acebuches, OBA). En la parte baja del Complejo Ígneo de Beja se encuentra una gran secuencia gabroica (LGS), que intruye (350–340 Ma) la sutura.

La OIZOM representa los remanentes obducidos del océano Rheico (479±5 Ma). Este océano, que separó Iberia desde un promontorio de Gondwana de Avalonia (ahora representado por la Zona Surportuguesa), se abrió cerca del límite Cámbrico–Ordovícico mediante procesos divergentes de rift (*rift-jump*) desde un contexto intra-cratónico dentro del terreno de Iberia, a un rifting oceánico. La OBA muestra características geoquímicas compatibles con un origen derivado de una cuenca de retroarco de vida breve (Devónico Inferior-medio?; TDM (Sm–Nd) ~380–440 Ma) (Ribeiro *et al.*, 2010).

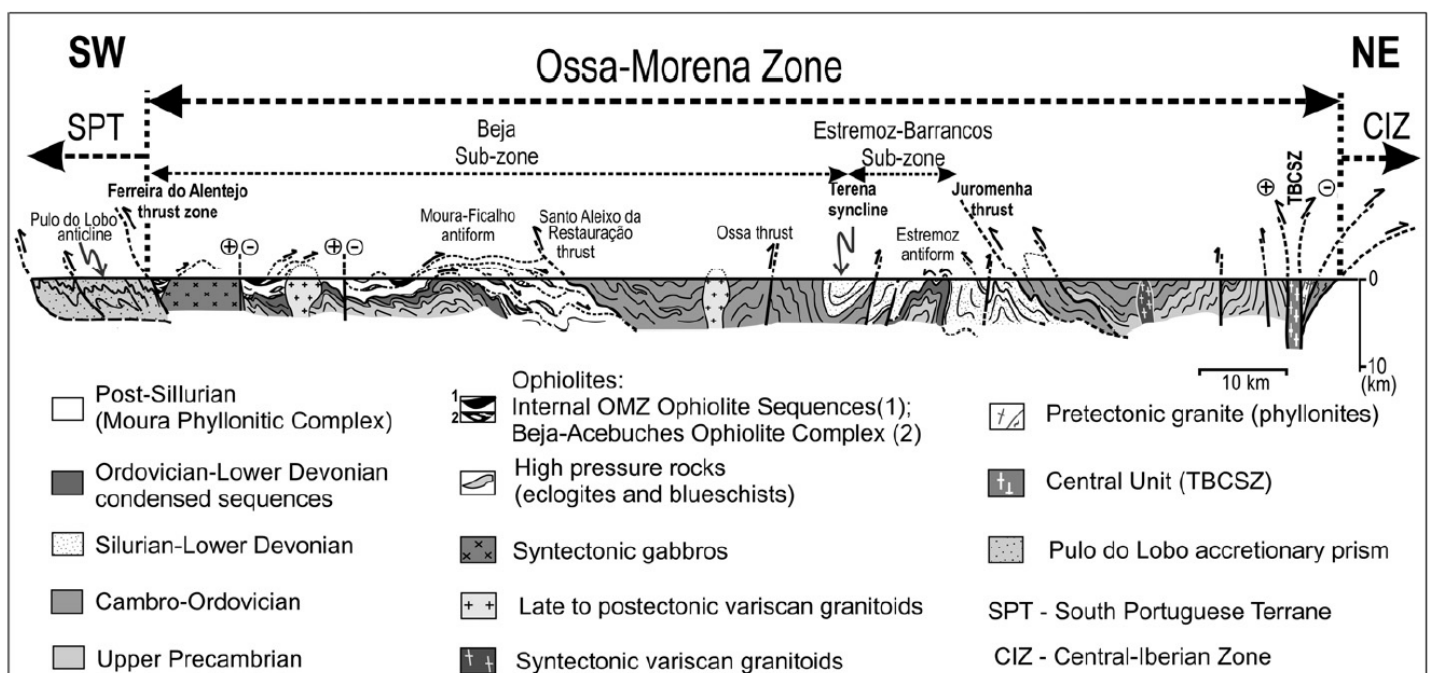


Figura 10. Corte geológico interpretativo del SO del Macizo Ibérico (Tomada de Ribeiro *et al.* 2010)

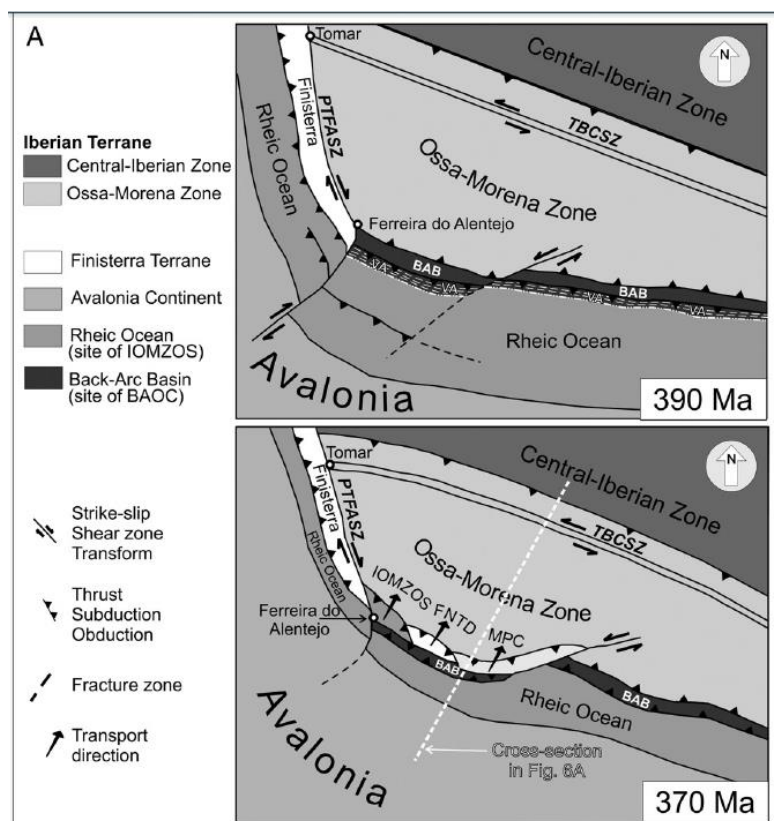
Los cinturones ofiolíticos Variscos preservados a lo largo del SO Ibérico fueron emplazados por una obducción antitética en dos estados, ambos con sentido de cizallamiento hacia el NNE. El primer estado, obducción fría, que conlleva la formación de la OIZOM, exhumó rocas de alta presión, HP (370 Ma) y creó una cuenca de retroarco (tipo *foreland bulge*) hacia el flanco SO de Iberia; este mecanismo controló el desarrollo de bancos de carbonatos relacionados con vulcanismo, y el flysch contemporáneo (flysch Terena) hacia el NE. El segundo estado corresponde a la obducción caliente de la OBA, llevando las islas tectónicas (*klippen*) del OIZOM en estilo *piggy-back* (transportada por un manto de cabalgamiento) y afectando el límite sur del LGS a 350–340 Ma (Ribeiro *et al.*, 2010).

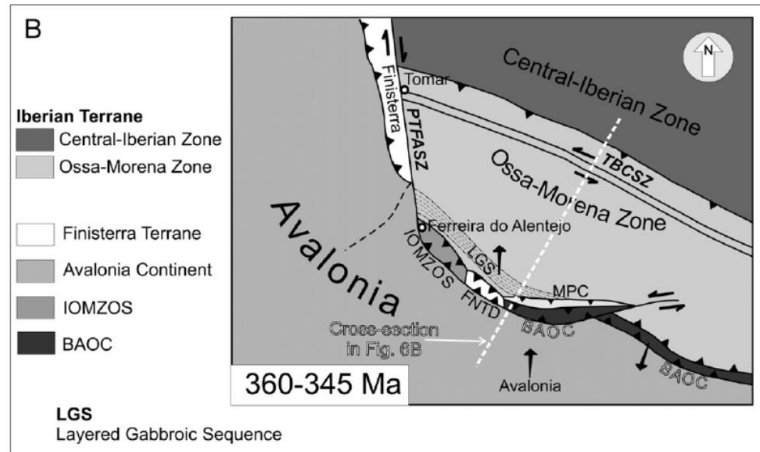
2.2.1. Ofiolitas Internas de la Zona de Ossa-Morena (OIZOM)

La OIZOM está constituida por fragmentos de escala métrica a kilométrica de litosfera oceánica que afloran como islas tectónicas (*klippen*) sobre, o imbricados con, el Complejo Filonítico de Moura (~50 km al NE de la sutura Ibérica SO), en un discontinuo alineamiento ONO-ESE (Figura 12). Estos fragmentos ofiolíticos preservan evidencias de recristalización metamórfica bajo condiciones de transición entre facies de esquistos verdes/anfibolita, con un acomodo heterogéneo de la deformación, y zonas de cizalla y estructuras relacionadas responsables del desmembramiento temprano que, según criterios cinemáticos, respondería a un transporte y emplazamiento desde el SO al NE.

Una reconstrucción de la arquitectura de la OIZOM (Pedro *et al.*, 2006) incluye, de muro a techo:

- (1) dunitas fuertemente serpentinizadas y wehrlitas;
- (2) acumulados de piroxenita anfibolitizada;
- (3) metagabros variablemente alterados y flaser-gabros;
- (4) metagabros intruidos por diques de metadolerita; y
- (5) metabasaltos (facies esquistos verdes/anfibolitas) con intercalaciones de metachert con radiolarios.





PTFASZ Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone	BAOC Beja-Acebuches Ophiolite Complex
TBCSZ Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone	VA Inferred Volcanic-Arc
IOMZOS Internal Ossa-Morena Zone Ophiolite Sequences	FNTD Finisterra Duplexes
BAB Beja-Acebuches Back-Arc Basin	MPC Moura Phyllonitic Complex

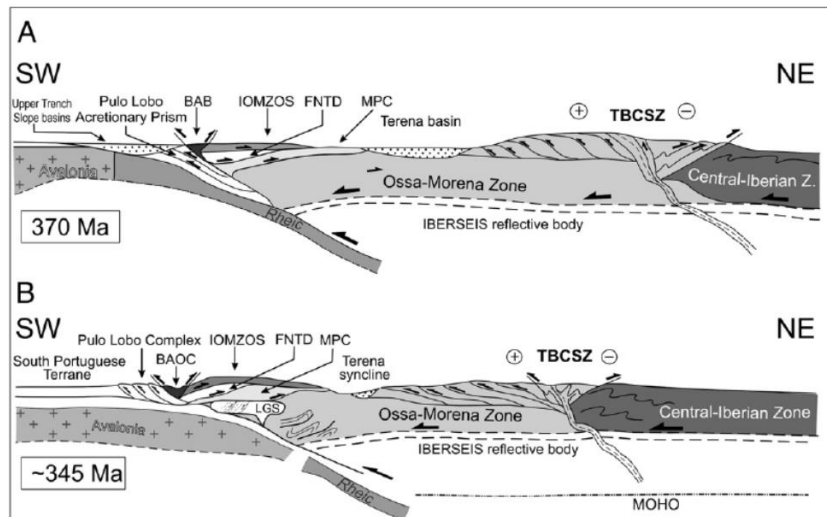


Figura 11. (A) Reconstrucción del contexto geológico a (~390 Ma) y a (~370 Ma) al final del estado de obducción fría. (B) Reconstrucción durante el estado de obducción caliente (~360–345 Ma) y cortes interpretativos (Tomada de Ribeiro *et al.*, 2010).

La secuencia más completa preservada en las islas tectónicas (*klippen*) de OIZOM corresponde normalmente con una sección cortical potente y discontinua (que incluye esporádicamente acumulados de piroxenita estratiforme) junto con una secuencia mantélica (peridotitas serpentinizadas) que es cortada por pagmatoides metagabroicos y diques de metadolerita/metabasalto. Estas características, especialmente la estructura del componente cortical y la naturaleza petrográfica del manto residual, clasifican la OIZOM como una Ofiolita de tipo Iherzolítico.

Las características geoquímicas y geocronológicas de la OIZOM muestran signatures que son transicionales entre N-MORB y E-MORB, indicando un amplio océano como origen para los protolitos de las unidades observadas (Pedro *et al.*, 2006). No hay indicaciones obvias de otras influencias orogénicas y/o contaminación cortical en la génesis de OIZOM. Los circones de los metagabros analizados por SHRIMP U–Pb (Ribeiro *et al.*, 2008) reflejan una afiliación magmática y una edad de 479±5 Ma.

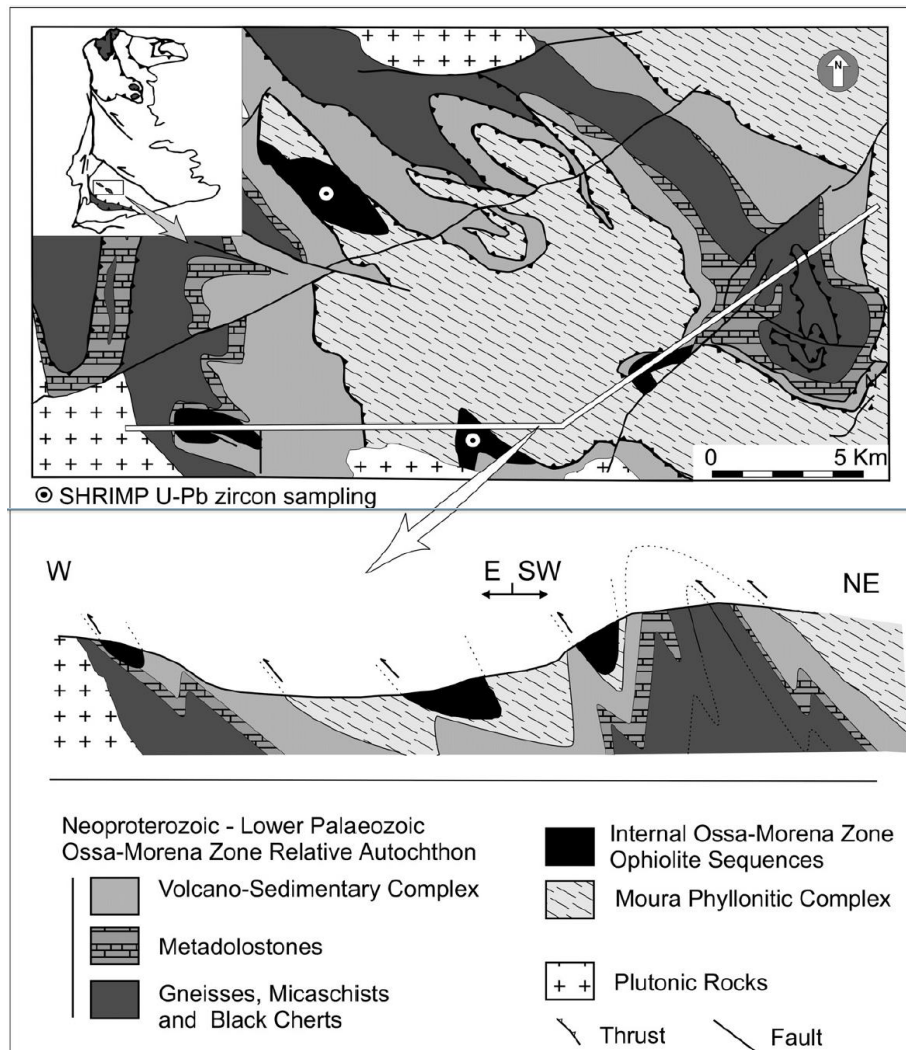


Figura 12. Mapa geológico esquemático y corte geológico interpretativo del klippen OIZOM (Tomada de Ribeiro *et al.*, 2010).

En el Dominio Ossa Morena del SO de Iberia, la Ofiolita de Calzadilla (OC, Figura 6) está formada por un conjunto de rocas ultramáficas y máficas que parecen representar un fragmento de una zona de transición oceánica de Moho. La información proporcionada por Calzadilla Ophiolite permite restringir mejor la evolución geodinámica del margen africano de Gondwana (Arenas *et al.*, 2018, Figura 13). La ofiolita consta de una hoja principal con un espesor mínimo de c. 1000 m y varios cortes ultramáficos que aparecen imbricados con rocas siliciclásticas ediacaranes de la denominada Serie Negra. Las rocas máficas de la Ofiolita de Calzadilla muestran un agotamiento extremo en Nb, Zr, Th, Hf y Ta, bajos contenidos de TiO₂ y alto MgO, que permiten identificarlos como tipos magmáticos como los frecuentemente asociados con configuraciones de arco. La datación con circón U-Pb de las rocas gabroicas sugiere que los protolitos ígneos cristalizaron en c. 600 Ma y fueron extraídos directamente del manto, según las fuentes isotópicas juveniles reveladas por la composición isotópica Hf de los circones fechados. En c. 540 Ma, el sistema isotópico U-Pb se vio afectado por un evento de restablecimiento parcial con una generación moderada de nuevo circón.

De acuerdo con estos datos, se considera que la Ofiolita de Calzadilla se formó en un entorno de zona de supra-subducción, muy probablemente en un dominio de antearco, durante un episodio de retroceso que afectó a la losa subductiva peri-Gondwana. El dominio de antearco probablemente estaba próximo al Cratón de África Occidental. Es muy probable que la deformación dúctil, el metamorfismo y la imbricación tectónica de la Ofiolita de Calzadilla y la Serie Negra ocurrieran en c. 540 Ma, durante un aumento en la tasa de subducción y una disminución significativa del ángulo de subducción de la losa oceánica.

THE ORIGIN OF THE CALZADILLA OPHIOLITE

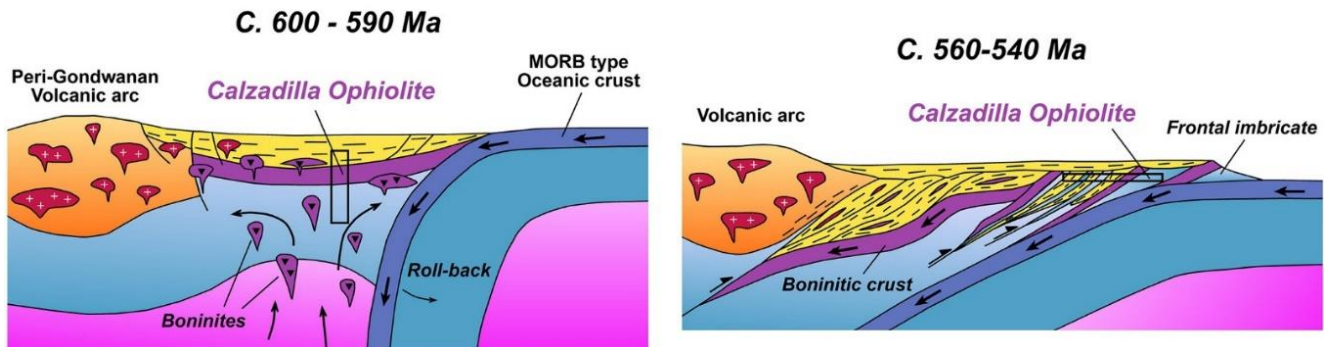


Figura 13. El origen de la Ofiolita de Calzadilla (Tomada de Arenas *et al.*, 2018)

2.2.2. Ofiolita de Beja-Acebuches

La OBA forma un cinturón estrecho de menos de 1.5 km de espesor emplazado entre la Zona de Ossa-Morena y la Surportuguesa (Figura 6). Sus límites norte y sur se corresponden con zonas de cizalla reactivadas (sinestral) ONO-ESE que buzan al SSO. La sección reconstruida de este cinturón máfico-ultramáfico representa una ofiolita obducida fuertemente fragmentada, aunque todavía reconocible.

Las rocas de la parte inferior de la secuencia ofiolítica se encuentran fuertemente serpentinizadas. Sin embargo, harzburgitas y/o peridotitas ricas en clinopiroxeno representan el principal tipo de roca. En diversas secciones del valle del Guadiana y en zonas de Ferreira do Alentejo-Mombeja, se han estudiado, dunitas y rocas relativamente bien preservadas de tipo wehrlita/troctolita. Las rocas metagabroicas (principalmente derivadas de gabros y gabro-noritas) registran evidencias de una recristalización dinámica temprana bajo muy altas temperaturas seguida del desarrollo Varisco de asociaciones minerales en condiciones de facies anfibolita, localmente acompañado de retrometamorfismo a facies de esquistos verdes. Las unidades superiores de la OBA están representadas por remanentes de diques pobremente preservados y metabasaltos con pillow-lavas con cherts de radiolarios (Ribeiro *et al.*, 2010).

Los autores indican que la OBA fue emplazada por obducción antitética hacia el norte, como muestra la fábrica anisótropa tempranamente desarrollada que tan bien se preserva en la sección metagabroica. Basado en los relictos texturales/minerales de las estructuras magmáticas originales, debió generarse el ensamblaje, delaminación y obducción de estos fragmentos de corteza oceánica bajo temperaturas magmáticas residuales. La rápida disipación del calor magmático residual, acoplado con fuertes esfuerzos de partición hacia las secciones inferiores de la secuencia obducida, probablemente impidió la recristalización dinámica tanto del autóctono ZOM como de la sección de la OBA superior. La evidencia está bien preservada en la sección metagabroica pero no en la sección peridotítica inferior debido a la serpentización seguida del emplazamiento.

Cualquier síntesis de la estructura y cinemática de la OBA considera los efectos de tres fases principales de deformación:

- (1) Cizalla hacia el N, directa sobre planos subhorizontales algunas veces obliterados por alineaciones de minerales alargados desarrolladas bajo condiciones de facies anfibolita, que define la fase D1.
- (2) Cizalla hacia el ONO, sobre planos subhorizontales a lo largo de los que se desarrollan alineaciones de minerales alargados desarrolladas bajo condiciones de facies de esquistos verdes, que definen D2 (esta fue coetánea con la nucleación / propagación de zonas de cizalla sinestrales ONO-ESE normalmente sujetas a una intensa y larga actividad hidrotermal).
- (3) Cizallamiento hacia el S a lo largo de abruptas fallas inversas, que reactivaron las zonas de cizalla D2 (subparalelas al cabalgamiento Ferreira do Alentejo, que define D3).

Hasta hace pocos años, los datos geocronológicos de la OBA estaban restringidos a las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para anfíboles, que obtenían una tendencia al incremento de edad de E a O, a lo largo de la parte española del cinturón (de 337 ± 3 Ma en Cortegana a 328 ± 1 Ma en Arcena), consistentes con las edades más antiguas reportadas para la parte portuguesa (341 ± 1 Ma). Estos resultados datan la isoterma regional en 550–500 °C, interpretándose la tendencia regional como el resultado de la

evolución metamórfica experimentada por la sutura. Azor *et al.*, 2008, publicaron datos de U–Pb SHRIMP en circones incluidos en rocas ricas en anfíbol muestreadas a lo largo de todo el cinturón, con edades desde 332 ± 3 Ma en España a 340 ± 4 Ma en Portugal (Ribeiro *et al.*, 2010).

Los autores establecen que la apertura de la cuenca de retroarco Beja–Acebuchess puede estar entre la mélange de Pera-Mora, en el NO de Huelva (Devónico Superior) y la edad de los diques oceánicos de toleita que intruyeron la Unidad Pulo do Lobo (Devónico) en Trinidad. El modelo de edades Sm–Nd para la OBA es de 380–440 Ma es compatible con ello y sugiere un intervalo de 400 a 370 Ma para la apertura y cierre de la estrecha cuenca de retroarco.

2.3. Ofiolitas Béticas

Puga *et al.*, 2013, 2017, describen las ofiolitas béticas como formadas por numerosas escamas tectónicas de rocas eclogitizadas procedentes de materiales máficos, ultramáficos y de metasedimentos oceánicos, que forman una unidad tectónica del Complejo del Mulhacén de la Cordillera Bética (SE España) (Figura 14).

Aunque estas ofiolitas se incluyen en este contexto general sobre las ofiolitas ibéricas, es importante relacionarlas con los procesos que se desarrollan en el contexto denominado “El rifting de Pangea y las sucesiones mesozoicas de las Cordilleras Bética e Ibérica”.

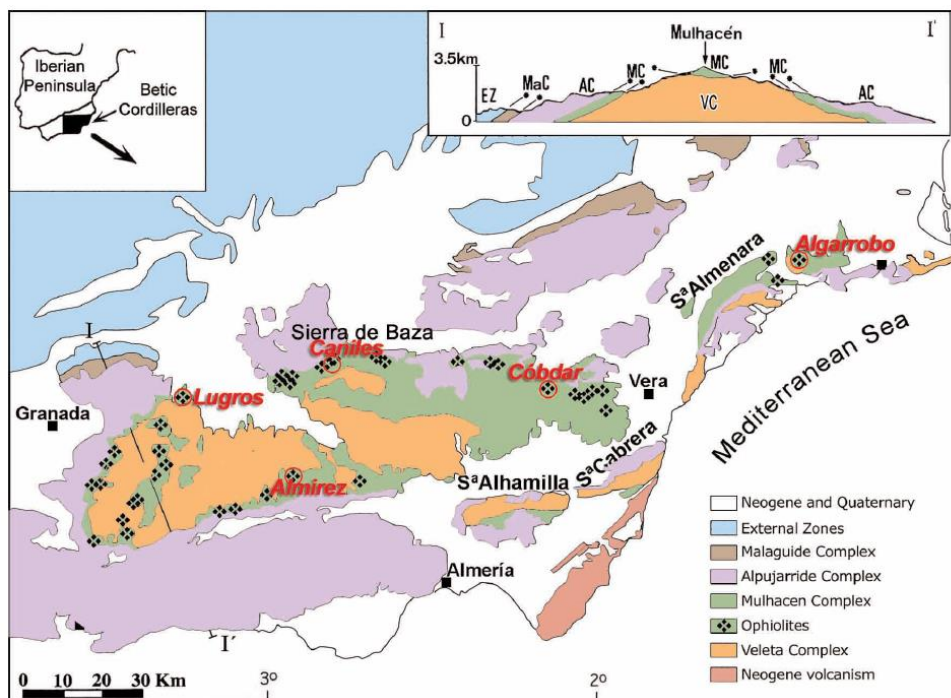


Figura 14. Esquema geológico del sector central-este de la Cordillera Bética y ubicación de las ofiolitas béticas.

Esta unidad ofiolítica se encuentra intercalada entre dos unidades corticales del mismo complejo denominadas Caldera (debajo) y Sabinas (encima) (Figura 15). Una revisión detallada de las características petrológicas, geoquímicas y geocronológicas de las ofiolitas béticas muestra notables analogías con otras ofiolitas tipo MORB de los Alpes y los Apeninos, así como con las diferentes litologías que forman la Dorsal Atlántica, indicando que representan reliquias de una litosfera oceánica procedente del Tethys Occidental.

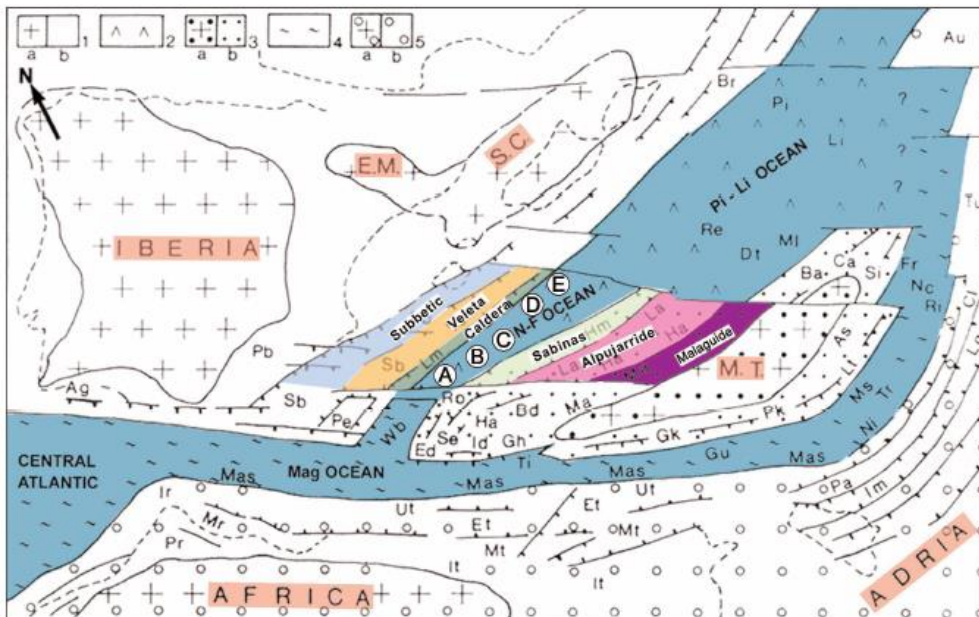


Figura 15. Reconstrucción paleogeográfica para el inicio del Cretácico de la región centro-oeste del Mediterráneo y distribución de las cuencas oceánicas de alrededor del terreno Meso-Mediterráneo (MT), incluyendo el océano Nevadofilábride (N-F). Las letras A, B, C, D y E, indican la aproximación relativa de la proveniencia de los afloramientos ofiolíticos de Lugros, Almirez, Caniles, Cóbdar y Algarrobo respectivamente.

De acuerdo con los datos petrológicos/geoquímicos y de datación de zircones ígneos, la litosfera oceánica bética se originó a lo largo de una dorsal centrooceánica ultralenta, tras el rifting, adelgazamiento y ruptura de la corteza continental preexistente. El sector oceánico Bético, ubicado en el extremo más occidental del océano Tethys se desarrolló a partir del Jurásico inferior a medio (185-170 Ma), justo al comienzo de la ruptura de Pangea entre las placas Iberia-Europea y África-Adriá. Posteriormente, la extensión oceánica migró hacia el noreste para formar los océanos Tethys Ligur y Alpino, de 165 a 140 Ma. La ruptura y oceanización de remanentes continentales aislados, conocidos como placa Mesomediterránea, que fueron deformados y afectados por el metamorfismo de alta presión Eo-Alpino del Cretácico Superior-Paleoceno, debido a la subducción intraoceánica de la litosfera oceánica Jurásica y los márgenes continentales relacionados.

Este proceso fue seguido por la exhumación parcial de las rocas oceánicas subducidas en sus márgenes continentales, formando las ofiolitas Béticas y Alpinas. Posteriormente, a lo largo de el Oligoceno Superior y el Mioceno, la placa Mesomediterránea deformada y metamorfizada fue desmembrada en diferentes bloques continentales conocidos colectivamente como microplaca AlKaPeCa (Alborán, Kabylian, Peloritan y Calabrian). En particular, el bloque de Alborán fue desplazado hacia el SO para ocupar su configuración actual entre las placas Ibérica y Africana, debido a la apertura neógena de la cuenca algero-provenzal. Durante esta traslación, los diferentes dominios de la microplaca de Alborán, formando las Zonas Internas de las Cordilleras Bética y Rifense colisionó con las Zonas Externas que representan los márgenes ibérico y africano y, junto con ellas, sufrió la posterior deformación alpina y metamorfismo, caracterizada por diferencias locales de P-T. Estos procesos metamórficos del Neógeno, conocidos como Meso-Alpinos y Neo-Alpinos, desarrollaron el Dominio Nevado-Filábride bajo condiciones de facies anfibolita Ab-Ep y esquistos verdes, respectivamente, causando la retrogradación y la deformación intensiva de las eclogitas Eo-Alpinas.

De acuerdo con las dataciones radiométricas de las ofiolitas béticas y de las reconstrucciones paleogeográficas, estas ofiolitas representan las únicas reliquias preservadas del extremo más occidental del actualmente desaparecido océano Tethys Mesozoico. Este hecho les confiere un gran valor científico por su extraordinario potencial en las reconstrucciones paleogeográficas, petrogenéticas y geodinámicas de la Cordillera Bética.

3. Referencias bibliográficas

Abati J, Gerdes A, Fernández-Suárez J, Arenas R, Whitehouse MJ y Díez Fernández R (2010). Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *GSA Bulletin*, 122: 219-235.

- Arenas R, Martínez Catalán JR, Sánchez Martínez S, Fernández-Suárez J, Andonaegui P, Pearce JA y Corfu F (2007): The Vila de Cruces Ophiolite: A remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*, 115: 129-148.
- Arenas R, Sánchez Martínez S, Castiñeiras P, Jeffries TE, Díez Fernández R y Andonaegui P (2009): The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35: 85-125.
- Arenas R, Díez Fernández R, Sánchez Martínez S, Gerdes A, Fernández-Suárez J y Albert R (2014a): Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terrenos. *Gondwana Research*, 25: 756-763.
- Arenas R, Sánchez Martínez S, Gerdes A, Albert R, Díez Fernández R y Andonaegui P (2014b): Re-interpreting the Devonian ophiolites involved in the Variscan suture: U-Pb and Lu-Hf zircon data of the Moeche Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberia). *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1385-1402.
- Arenas R, Díez Fernández R, Rubio Pascual FJ, Sánchez Martínez S, Martín Parra LM, Matas J, González del Tánago J, Jiménez-Díaz A, Fuenlabrada JM, Andonaegui P, García-Casco A (2016a). The Galicia-Ossa-Morena Zone: Proposal for a new zone of the Iberian Massif. Variscan implications. *Tectonophysics*, 681, 135–143. doi:[10.1016/j.tecto.2016.02.030](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.030)
- Arenas R, Díez Fernández R, Rubio Pascual FJ, Sánchez Martínez S, Martín Parra LM, Matas J, González del Tánago J, Jiménez-Díaz A, Fuenlabrada JM, Andonaegui P y García-Casco A (2016b). La Zona de Galicia – Ossa-Morena: una nueva zona del Macizo Ibérico. *SGE-IX Congreso Geológico de España Geo-Temas*, 16 (2), 171-174.
- Arenas R, Fernández-Suárez J, Montero P, Díez Fernández R, Andonaegui P, Sánchez Martínez S, Albert R, Fuenlabrada JM, Matas JM, Martín Parra LM, Rubio Pascual FJ, Jiménez-Díaz A, Pereira MF (2018). The Calzadilla Ophiolite (SW Iberia) and the Ediacaran fore-arc evolution of the African margin of Gondwana. *Gondwana Research* 58, 71-86.
- Azor A (1994): Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 312 p.
- Azor A, Rubatto D, Simancas JF, González Lodeiro F, Martínez Poyatos D, Martín Parra LM, Matas J (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U–Pb zircon ages on the Beja-Acebuchess amphibolites. *Tectonics* 27 (5). <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002306>.
- Díez Fernández R, Martínez Catalán JR, Gerdes A, Abati J, Arenas R y Fernández-Suárez J (2010). U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385-399.
- Díez Fernández R, Martínez Catalán JR, Arenas R y Abati J (2011). Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. *Tectonics*, 30: TC3009.
- Díez Fernández R y Arenas R (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- Díez Fernández R y Arenas R (2015). The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics* 654, 96–100.
- Díez Fernández R y Arenas R (2016). Correlación de cinturones de alta presión en el NO y SO de Iberia: la zona de sutura Devónica Superior del Macizo Ibérico y la definición del Complejo Alóctono de Ossa-Morena. *SGE-IX Congreso Geológico de España Geo-Temas*, 16 (2), 195-198.
- Díaz García F, Arenas R, Martínez Catalán JR, González del Tánago J y Dunning GR (1999). Tectonic evolution of the Careón Ophiolite (northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology*, 107: 587-605.
- Dilek Y. y Furnes H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*; March/April 2011; v. 123; no. 3/4; p. 387–411; doi: 10.1130/B30446.1

Dilek Y y Furnes H (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10: 93-100

Martínez Catalán JR, Arenas R, Abati J, Sánchez Martínez S, Díaz García F, Fernández-Suárez J, González Cuadra P, Castiñeiras P, Gómez Barreiro J, Díez Montes A, González Clavijo E, Rubio Pascual FJ, Andonaegui P, Jeffries TE, Alcock JE, Díez Fernández R y López Carmona A (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 114-126.

Ordóñez Casado B (1998): Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. Tesis Doctoral, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, 235 p.

Pedro J, Araújo A, Fonseca PE y Munhá J (2006). Ofiolitos e Metamorfismo de Alta Pressão. En: Dias R, Araújo A, Terrina P, Kullberg JC (Eds.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, Évora University, Évora (Portugal), pp. 195–206.

Puga E, Díaz-de-Federico A, Rodríguez-Martínez-Conde JA, Lozano JA, Díaz-Puga MA (2013): The Patrimonial Value of the Betic Ophiolites: Rocks from the Jurassic Ocean Floor of the Tethys. *Seminarios SEM* 10, 112-129.

Puga E, Díaz de Federico A, Fanning M, Nieto JM, Rodríguez Martínez-Conde JA, Díaz Puga MA, Lozano JA, Bianchini G, Natali C, y Beccaluva L (2017). The Betic Ophiolites and the Mesozoic Evolution of the Western Tethys. *Geosciences*, 7, 31.

Ribeiro A, Pedro J, Tassinari C, Munhá J, Araújo A, Fonseca PE, Mateus A y Machado G (2008). Ophiolite belts in the SW-Iberian variscan suture; EUR-07 Comparison of the Uralides and Variscides. 33th International Geological Congress, Oslo.

Ribeiro A, Munhá J, Fonseca PE, Araújo A, Pedro JC, Mateus A, Tassinari C, Machado G y Jesus A (2010). Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research* 17 (2010) 408–421.

Sánchez Martínez S, Arenas R, Díaz García F, Martínez Catalán JR, Gómez Barreiro J y Pearce J. (2007): The Careón Ophiolite, NW Spain: supra-subduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. *Geology*, 35: 53-56.

Sánchez Martínez S, Arenas R, Gerdes A, Castiñeiras P, Potrel A y Fernández-Suárez J (2011): Isotope geochemistry and revised geochronology of the Purrido Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif): Devonian magmatism with mixed sources and involved Mesoproterozoic basement. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 733-750.

Sánchez Martínez S, Gerdes A, Arenas R y Abati J (2012): The Bazar Ophiolite of NW Iberia: a relic of the Iapetus-Tornquist Ocean in the Variscan suture. *Terra Nova*, 24: 283-294.

Sánchez Martínez S y Arenas R (2016). Ofiolitas en la sutura Varisca del NW de Iberia I: Distribución y tipos SGE. *SGE-IX Congreso Geológico de España Geo-Temas*, 16 (2), 199-202.

Sánchez Martínez S y Arenas R (2016). Ofiolitas en la sutura Varisca del NW de Iberia II: Geoquímica y clasificación. *SGE-IX Congreso Geológico de España Geo-Temas*, 16 (2), 203-206.

Simancas JF, Azor A, Martínez-Poyatos D, Tahiri A, El Hadi H, González-Lodeiro F, Pérez-Estaún A y Carbonell R (2009). Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 103-113.