

Ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico

Guía de campo



**XI Congreso Geológico de España
(Julio - 2024)**



Ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico

Guía de campo

EXCURSIÓN

Simposio: Ofiolitas de Iberoamérica
Comisión de Petrología, Geoquímica
y Geocronología

XI Congreso Geológico de España
(Julio - 2024)



UNIVERSIDAD DE GRANADA

Portada: Afloramientos de serpentinitas en la cima de Cerro Cabrera (Calzadilla de los Barros).

Contraportada: Modelo propuesto para explicar el origen y evolución de las ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico (Arenas et al., In press).

Ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico

Guía de campo

EXCURSIÓN

Simposio: Ofiolitas de Iberoamérica
Comisión de Petrología, Geoquímica
y Geocronología

Autores:

**Ricardo Arenas (1), Esther Rojo-Pérez (1), Richard Albert (2),
Irene Novo-Fernández (3), Sonia Sánchez Martínez (1),
Núria Pujol-Solà (3), José Manuel Fuenlabrada (4),
Pilar Andonaegui (1), Javier Fernández-Suárez (1),
Antonio García-Casco (3), Rubén Díez Fernández (5)**

**1- Departamento de Mineralogía y Petrología e Instituto de Geociencias
(UCM, CSIC), Universidad Complutense, Madrid**

**2- Frankfurt Isotope and Element Research Center (FIERCE),
Goethe University, Frankfurt**

**3- Departamento de Mineralogía y Petrología e Instituto Andaluz de Ciencias de la
Tierra (UGR, CSIC), Universidad de Granada, Granada**

**4- Unidad de Geocronología (CAI de Ciencias de la Tierra y Arqueometría),
Universidad Complutense, Madrid**

5- Instituto Geológico y Minero de España - CSIC, Salamanca

XI Congreso Geológico de España (Julio - 2024)



UNIVERSIDAD DE GRANADA



Autores:

Ricardo Arenas

Esther Rojo-Pérez

Richard Albert

Irene Novo-Fernández

Sonia Sánchez Martínez

Núria Pujol-Solà

José Manuel Fuenlabrada

Pilar Andonaegui

Javier Fernández-Suárez

Antonio García Casco

Rubén Díez Fernández

ÍNDICE

Contexto Geológico	1
Introducción	2
El Macizo Ibérico	4
Evolución varisca del Macizo Ibérico	8
El basamento cadomiense del Macizo Ibérico	8
El Macizo de Mérida	17
El Macizo de Calzadilla de los Barros	20
Itinerario	23
Primer día	27
Parada 1-1. Unidad Superior: Ortogneises félsicos de San Andrés	28
Parada 1-2. Unidad Superior: Zona de contacto entre la Serie Negra y las metatonalitas de Don Álvaro. Metabasitas basales de la Formación Montemolín.....	33
Parada 1-3. Unidad Superior: Metagranodioritas de Valverde de Mérida	36
Parada 1-4. Ofiolita de Mérida: Sección máfica constituida por metagabros y anfibolitas, con rocas ultramáficas ocasionales (hornblenditas)	38
Parada 1-5. Ofiolita de Mérida: Niveles muy deformados de la sección máfica constituidos por anfibolitas con grandes granates y migmatización incipiente	41
Parada 1-6. Unidad Gnéisica Inferior: Ortogneises félsicos migmatíticos de Magdalena	45
Segundo día	48
Parada 2-1. Ofiolita de Calzadilla: Sección ultramáfica de Cerro Cabrera constituida por serpentinitas, con ocasionales hornblenditas, diques doleríticos y felsitas muy deformadas	49
Parada 2-2. Ofiolita de Calzadilla: Bolsadas de pegmatoides félsicos – máficos entre las serpentinitas de Cerro Cabrera	56
Parada 2-3. Contacto entre las serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla y la suprayacente discordante Formación Malcocinado	58
Parada 2-4. Ofiolita de Calzadilla: Cromititas en las proximidades del contacto con las rocas máficas de la ofiolita (Moho, no expuesto)	58
Agradecimientos.....	68
Referencias	69

Contexto Geológico

Introducción

El Macizo Ibérico

Evolución varisca del Macizo Ibérico

El basamento cadomiense del Macizo Ibérico

El Macizo de Mérida

El Macizo de Calzadilla de los Barros

Introducción

En la plataforma peri-Gondwánica del norte de África, las series paleozoicas posteriores al Cámbrico Inferior se depositaron en general discordantes sobre secuencias de edad neoproterozoica o cámbrica inferior. En este contexto, los eventos geodinámicos más antiguos se atribuyen a la Orogenia Pan-Africana en África y a la Orogenia Cadomiense en Europa (D`Lemos et al. 1990; Quesada 1990; Liègeois et al. 1994; Von Raumer et al. 2015). La naturaleza de esta orogenia ha sido por mucho tiempo enigmática, ya que no ha sido posible reconocer sus causas ni el contexto geodinámico donde tuvo lugar. La Orogenia Cadomiense no puede atribuirse a la convergencia y colisión de grandes regiones continentales, ya que estos continentes no se han identificado en este periodo en esta región. Por el contrario, la dinámica ediacárica del margen africano de Gondwana parece más bien relacionada con la construcción y desmantelamiento de arcos volcánicos longevos, con las características de la subducción asociada y con la eventual apertura y cierre de cuencas de fore-arc o back-arc (Pereira et al. 2006; Linnemann et al. 2008, 2014). No obstante, la identificación de los dominios oceánicos implicados, así como su amplitud, representa un reto complejo que quizás sólo pueda resolverse integrando la información regional con modelos de tectónica de placas. Para conocer la evolución ediacárica del margen de Gondwana, es imprescindible identificar los diferentes terrenos participantes y establecer su naturaleza y significado. La naturaleza y cronología de los dominios oceánicos sólo puede reconocerse a partir de la identificación de unidades ofiolíticas en el basamento cadomiense. La naturaleza de estas ofiolitas es clave para conocer la posible existencia de cuencas de fore-arc o back-arc, así como la implicación del océano peri-Gondwánico en la dinámica de los arcos volcánicos y en la propia orogenia. El reconocimiento de unidades ofiolíticas en el campo es siempre un reto y debe ser complementado con datos cuantitativos adicionales de tipo geoquímico y geocronológico, así como un conocimiento detallado de su evolución tectonotermal.

En el Orógeno Varisco, el SW del Macizo Ibérico contiene una sección del margen africano ediacárico de Gondwana que forma parte del Complejo de Ossa-Morena (Figs. 1 y 2). Aunque deformada en tiempos variscos y con una compleja estructura, esta sección ediacárica contiene la transición desde el margen más externo hasta el arco volcánico y una cuenca de back-arc posterior. Sin embargo, la investigación tradicional en este basamento cadomiense no ha señalado la existencia de terrenos con diferente origen y evolución tectonotermal. La distinción de estos terrenos se ha realizado muy recientemente, lo que ha permitido avanzar en la reconstrucción de la dinámica ediacárica de este margen (Díez Fernández et al., 2019, 2022; Arenas et al., 2024, In press). En el SW del Macizo Ibérico se han descrito recientemente dos unidades ofiolíticas ediacáricas diferentes. Una de ellas, la Ofiolita de Calzadilla, se considera formada en la parte más externa del margen de Gondwana, y su origen se ha interpretado en relación con la apertura de una cuenca de fore-arc (Arenas et al., 2018; Díez Fernández et al., 2019). La segunda ofiolita, la Ofiolita de Mérida, se encuentra en una posición más interna, y su origen se ha interpretado en relación con la apertura de una cuenca de back-arc (Arenas et

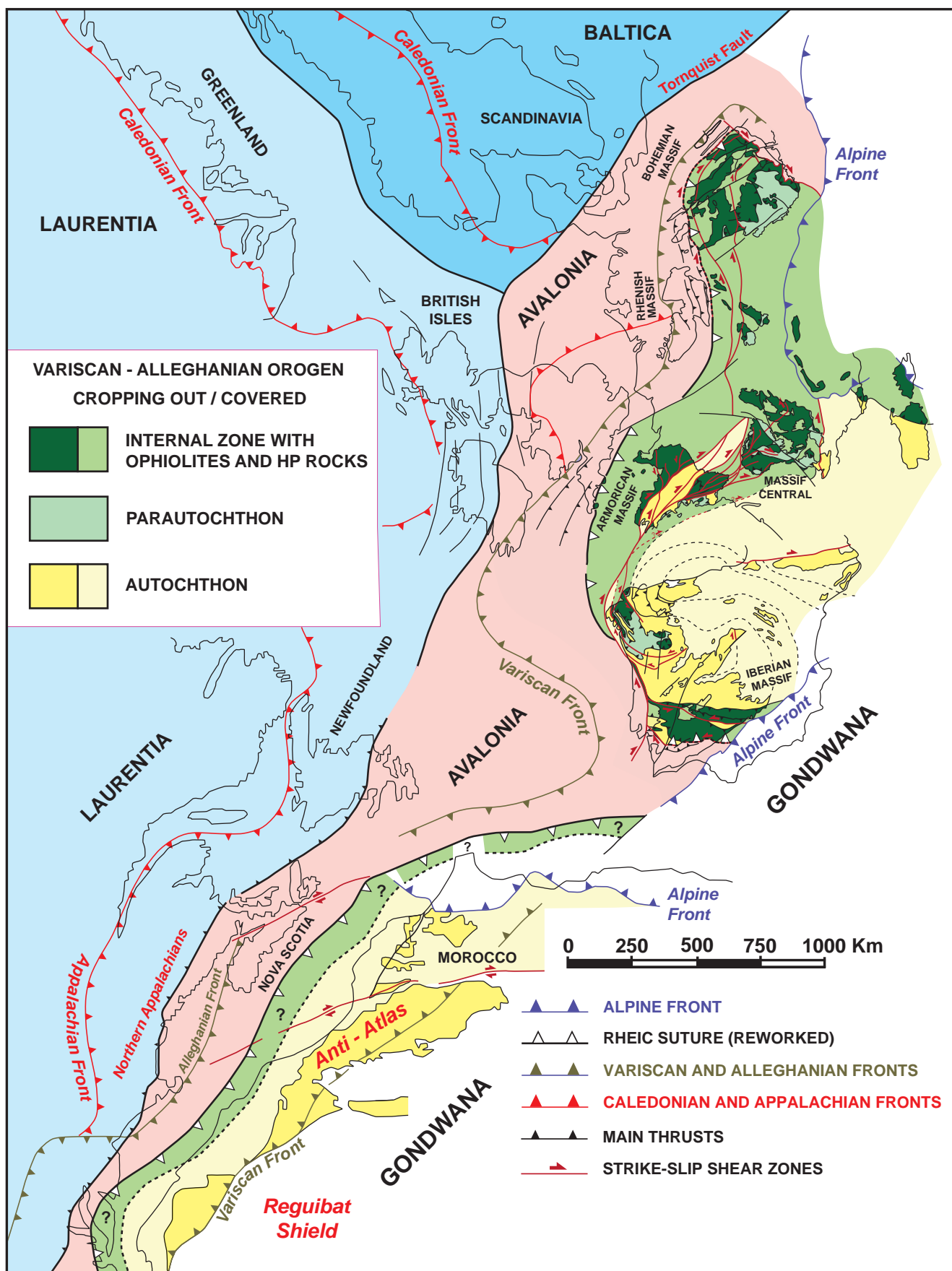


Figura 1. Reconstrucción de una parte de Pangea al final del Paleozoico, con la distribución de orógenos en la zona de unión Báltica – Laurentia – Avalonia – Gondwana. Se muestra también la estructura general y los dominios del Orógeno Varisco. HP, alta presión. Modificado de Arenas et al. (2021). El mapa de Pangea está basado en Martínez Catalán et al. (2009) y Díez Fernández y Arenas (2015).

al., 2024, In press). Estas son las únicas ofiolitas que hasta la actualidad se han descrito en el basamento cadomiense de Europa. La posible existencia de unidades equivalentes en el Macizo Armórico, Macizo Central Francés y Macizo de Bohemia constituye un tema prioritario de investigación, ya que estas series neoproterozoicas representan el basamento más antiguo y continuo que se ha reconocido en Europa Central y Meridional.

Esta excursión de dos días de duración presenta un recorrido por la Ofiolita de Mérida (primer día) y la Ofiolita de Calzadilla (segundo día). La primera contiene una sección constituida sobre todo por rocas máficas, mientras que las litologías predominantes en la segunda son las ultramáficas. El itinerario visitará no sólo las ofiolitas, sino también otras unidades ediacáricas implicadas en la evolución del margen de Gondwana. Así, parte del primer día está dedicado a visitar los tramos más inferiores de la serie ediacárica más antigua, la Serie Negra, así como algunos de los grandes macizos graníticos que la intruyen (Rojo-Pérez et al., 2022). En el segundo día también se visitará brevemente la formación volcano-detritica que yace discordante sobre la Ofiolita de Calzadilla, la Formación Malcocinado (Sarrionandia et al., 2020; Rojo-Pérez et al., In press-a).

El Macizo Ibérico

Durante el Devónico y el Carbonífero, la colisión entre Laurussia y Gondwana generó un extenso dominio con fuerte deformación, metamorfismo y magmatismo que se conoce como Orógeno Varisco (Matte, 1991; Martínez Catalán et al., 2009; Schulmann et al., 2022). Este orógeno se puede seguir desde el Macizo de Bohemia, a través del Macizo Central Francés y del Macizo Armórico, hasta el Macizo Ibérico, mostrando también continuidad en el NW de África (Fig. 1). El Orógeno Varisco se prolonga al otro lado del Océano Atlántico en el Orógeno Appalachiano (Fig. 1). En conjunto, ambos orógenos definen la extensa zona de deformación asociada a los últimos episodios del ensamblado de Pangea. En Europa, la linealidad del orógeno aparece modificada por el desarrollo de varios grandes pliegues oroclinales de naturaleza tardía (Martínez Catalán, 2011; Weil et al., 2012).

La estructura general del Orógeno Varisco está definida por la aparición de dos tipos de dominios de naturaleza diferente, que contienen una variedad de terrenos involucrados en la orogenia. Un dominio inferior es de naturaleza autóctona y ocupa una posición situada más hacia el interior de Gondwana. Por el contrario, un dominio más externo está representado por grandes complejos de naturaleza alóctona, constituidos por un apilamiento de terrenos con diferente origen y evolución tectonotermal (Fig. 1). Estos terrenos pueden correlacionarse a lo largo de todo el Orógeno Varisco y contienen los dominios más internos de la cadena, caracterizados por la aparición de episodios metamórficos de alta presión y diferentes unidades de

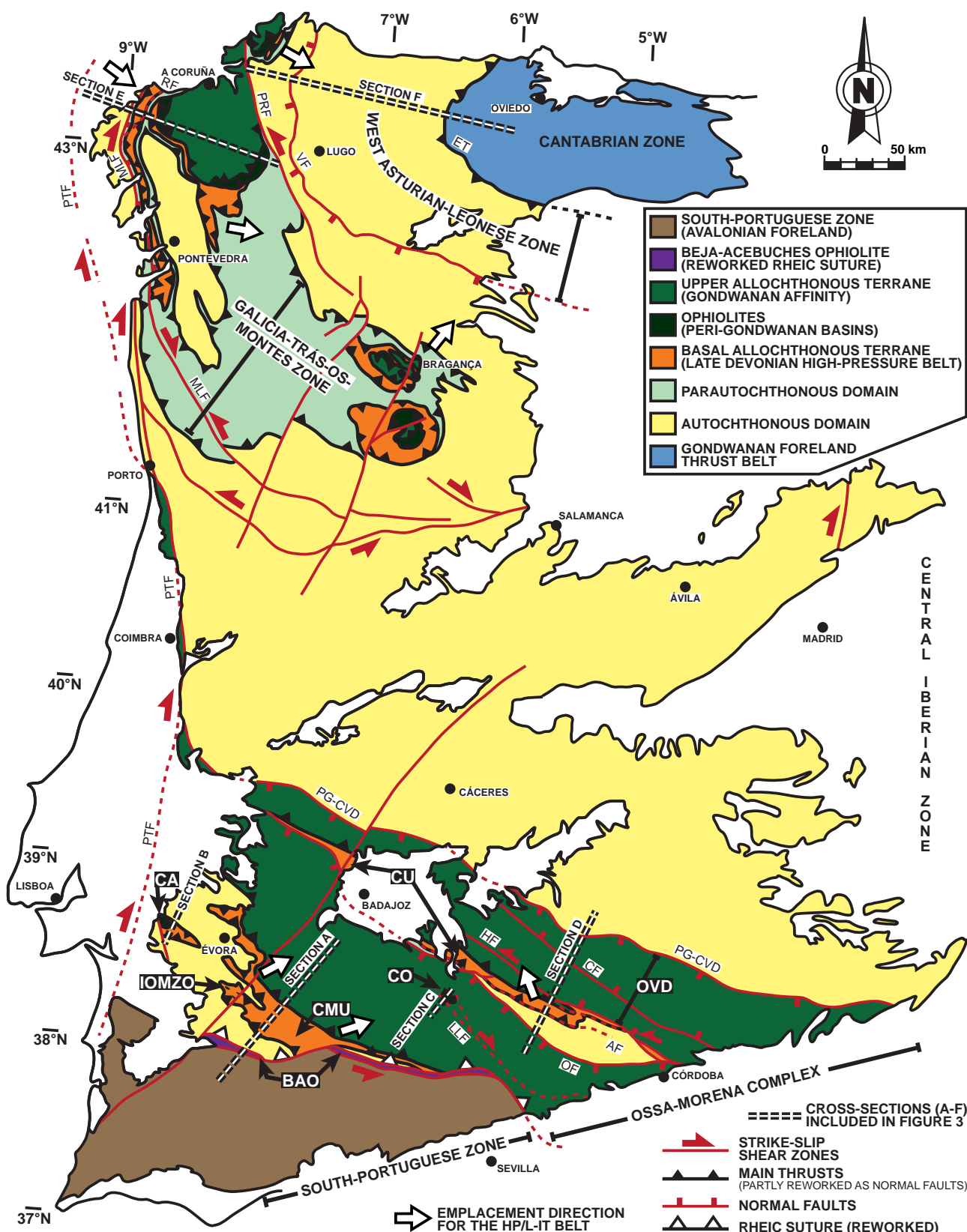


Figura 2. Distribución de terrenos alóctonos en el Macizo Ibérico. AF, Falla de Azuaga; BAO, Ofolita de Beja-Acebuches; CA, Anfíbolitas de Carvalhal; CF, Falla de Canaleja; CMU, Unidad de Cubito-Moura; CO, Ofolita de Calzadilla; CU, Unidad Central; ET, Cabalgamiento de Espina; HF, Falla de Hornachos; IOMZO, Ofolitas Internas de Ossa-Morena; LLF, Falla de Llanos; MLF, Falla de Malpica-Lamego; OF, Falla de Onza; OVD, Dominio de Obejovalsequillo; PG-CVD, Detachmente de Puente Génave-Castelo de Vide; PRF, Falla de Paldas de Rei; PTF, Falla de Porto-Tomar; RF, Falla de Rías; VF, Falla de Viveiro. Según Díez Fernández y Arenas (2015).

ofiolitas (Arenas y Sánchez Martínez, 2015; Martínez Catalan et al., 2020; Novo-Fernández et al., 2024).

En el NW del Macizo Ibérico, los complejos alóctonos de Cabo Ortegal, Órdenes, Malpica – Tuy, Bragança y Morais contienen una potente pila de terrenos alóctonos, constituida de base a techo por: Unidades Basales, Unidades Ofiolíticas y Unidades Superiores (Arenas et al., 2016-a; Fig. 2). Las Unidades Basales representan una sección del margen de Gondwana de edad ediacárica – ordovícica, afectada por metamorfismo de alta presión varisco datado en c. 370 Ma (U-Pb en circones; Abati et al., 2010). Las Unidades Superiores representan una sección de arco volcánico peri-Gondwánico de edad esencialmente cámbrica, afectada por un primer episodio de metamorfismo varisco de alta presión datado en c. 400-390 Ma. (U-Pb en circones; Fernández-Suárez et al., 2007). Las Unidades Ofiolíticas contienen dos grupos de secuencias de naturaleza oceánica. Las ofiolitas más antiguas se han datado en c. 500 Ma en el Complejo de Órdenes (U-Pb en circones, ofiolitas de Bazar y Vila de Cruces; Sánchez Martínez et al., 2012, 2021). Un segundo grupo de ofiolitas más jóvenes proporcionan edades de c. 395 Ma en los complejos de Órdenes y de Cabo Ortegal (U-Pb en circones, ofiolitas de Careón, Purrido y Moeche; Díaz García et al., 1999; Sánchez Martínez et al., 2011; Arenas et al., 2014-a). Las ofiolitas de edad cámbrica se han interpretado como generadas en contextos de zona de supra-subducción (Ofiolita de Vila de Cruces) o en relación con el océano peri-Gondwánico (Ofiolita de Bazar), habiendo sido obducidas en tiempos tanto variscos como prevariscos, en el último caso en relación con la compleja dinámica asociada al margen peri-Gondwánico (Sánchez Martínez et al., 2012; Arenas y Sánchez Martínez, 2015). El origen de las ofiolitas de edad devónica se ha interpretado en relación con la apertura de al menos una cuenca oceánica de extensión limitada y carácter sincrónico con la convergencia entre Laurussia y Gondwana (Arenas et al., 2014-b; Díez Fernández et al., 2020).

Díez Fernández y Arenas (2015) han propuesto que las Unidades Basales del NW del Macizo Ibérico se correlacionan en el SW de Iberia con las denominadas Unidad Central (o Unidad de Badajoz – Córdoba) y Unidad de Cubito Moura (Figs. 2 y 3), cuya constitución litológica es similar y que también están afectadas por un metamorfismo varisco de alta presión de características y edad comparables (Abati et al., 2018; Novo-Fernández et al., 2021, 2024). De este modo, las Unidades Basales definirían una lámina alóctona muy extensa, con representación en la mayor parte del dominio occidental del Macizo Ibérico. Una consecuencia de esta correlación conlleva que la clásica Zona de Ossa-Morena del Macizo Ibérico deba interpretarse como un nuevo complejo alóctono, el Complejo de Ossa-Morena (Díez Fernández y Arenas, 2015; Figs. 2 y 3). Se ha propuesto también una correlación entre SW y NW del Macizo Ibérico dentro de una nueva zona geotectónica, la Zona de Galicia – Ossa-Morena (Arenas et al., 2016-b). No obstante, los terrenos situados por encima de las Unidades Basales no son iguales en el NW y SW, sino que existen importantes diferencias en cuanto a su origen y evolución tectonotermal. Así, en el SW no se han descrito las ofiolitas de edad devónica y existen dudas sobre la existencia de las secuencias ofiolíticas de edad cámbrica. Por otra parte, son también

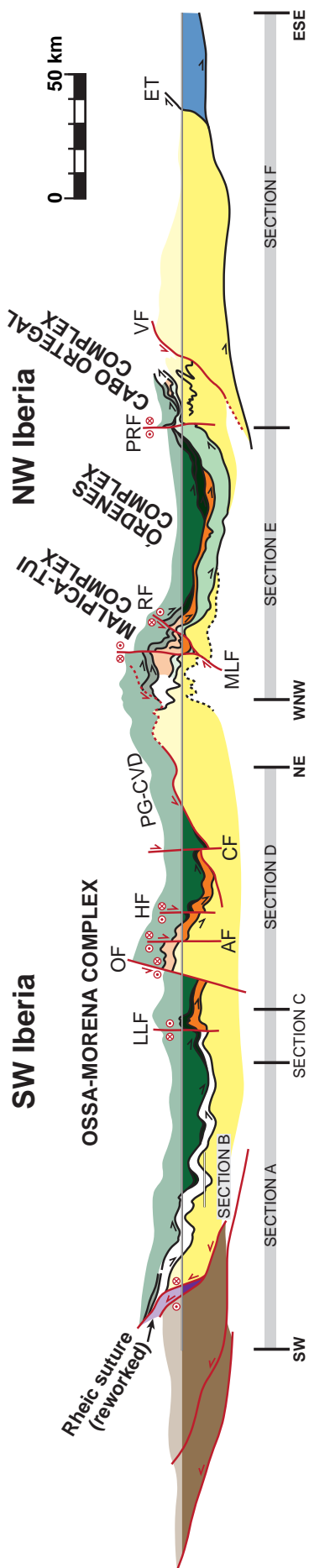


Figura 3. Sección compuesta que muestra la posible correlación de los elementos tectónicos principales del Macizo Ibérico. Abreviaturas como en la Fernández y Arenas (2015).

diferentes las secuencias estratigráficas ediacáricas y paleozoicas, así como la propia evolución tectonothermal varisca. Además, en el SW se conserva una sección muy modificada de la sutura original del cierre del Océano Rheico, estando también representado el margen meridional de Laurussia (Zona Sudportuguesa; Fig. 2). El límite con el Complejo de Ossa-Morena y su autóctono relativo (peri-Gondwana) está jalonada por la Ofiolita de Beja-Acebuches, la más joven del Macizo Ibérico, que ha sido datada en c. 340 Ma (Azor et al., 2008). Esta ofiolita se interpreta en relación con la apertura de una cuenca sinorogénica devono-carbonífera asociada al propio límite entre Laurussia y Gondwana.

Evolución varisca del Macizo Ibérico

La nueva interpretación de los terrenos alóctonos del Macizo Ibérico, de los dominios autóctonos asociados y del desarrollo de la sutura entre Laurussia y Gondwana en el SW de Iberia, ha permitido plantear un modelo detallado de la evolución de Iberia en tiempos variscos (Arenas et al., 2014-b, 2016-a; Díez Fernández et al., 2016; Figs. 4, 5 y 6). Este modelo muestra las características de la colisión inicial entre Laurussia y Gondwana y la deformación asociada en las Unidades Superiores del Complejo de Ossa – Morena en el Devónico Inferior, así como su progresión hacia sectores más internos del margen de Gondwana. Ello conlleva la subducción profunda de sectores del margen (Unidades Superiores con metamorfismo de alta-P y alta-T a c. 400 Ma) y la apertura casi sincrónica de un nuevo dominio oceánico intraorogénico a c. 395 Ma (ofiolitas devónicas). Una posterior segunda subducción profunda del margen (Unidades Basales con metamorfismo de alta-P e intermedia-T a c. 370 Ma), precedió a la continuación de la deformación en la sección de plataforma continental preservada en la Zona Centroibérica, Zona Asturoccidental Leonesa y Zona Cantábrica. La deformación alcanzó las zonas más externas (Zona Cantábrica) a c. 321 Ma (Dallmeyer et al., 1997), a medida que la sección autóctona más interna del orógeno iba siendo cabalgada por la pila orogénica representada por los complejos alóctonos, lo que culminó con la transferencia de este autóctono hasta las proximidades de la propia sutura del Océano Rheico en el SW del Macizo Ibérico (Figs. 4 y 5). En cualquier caso, la evolución de la sutura del Rheico es compleja, ya que se encuentra modificada por la apertura de una cuenca posterior y su cierre final durante el Carbonífero Inferior (Fig. 5).

El basamento cadomiense del Macizo Ibérico

Dominios autóctonos

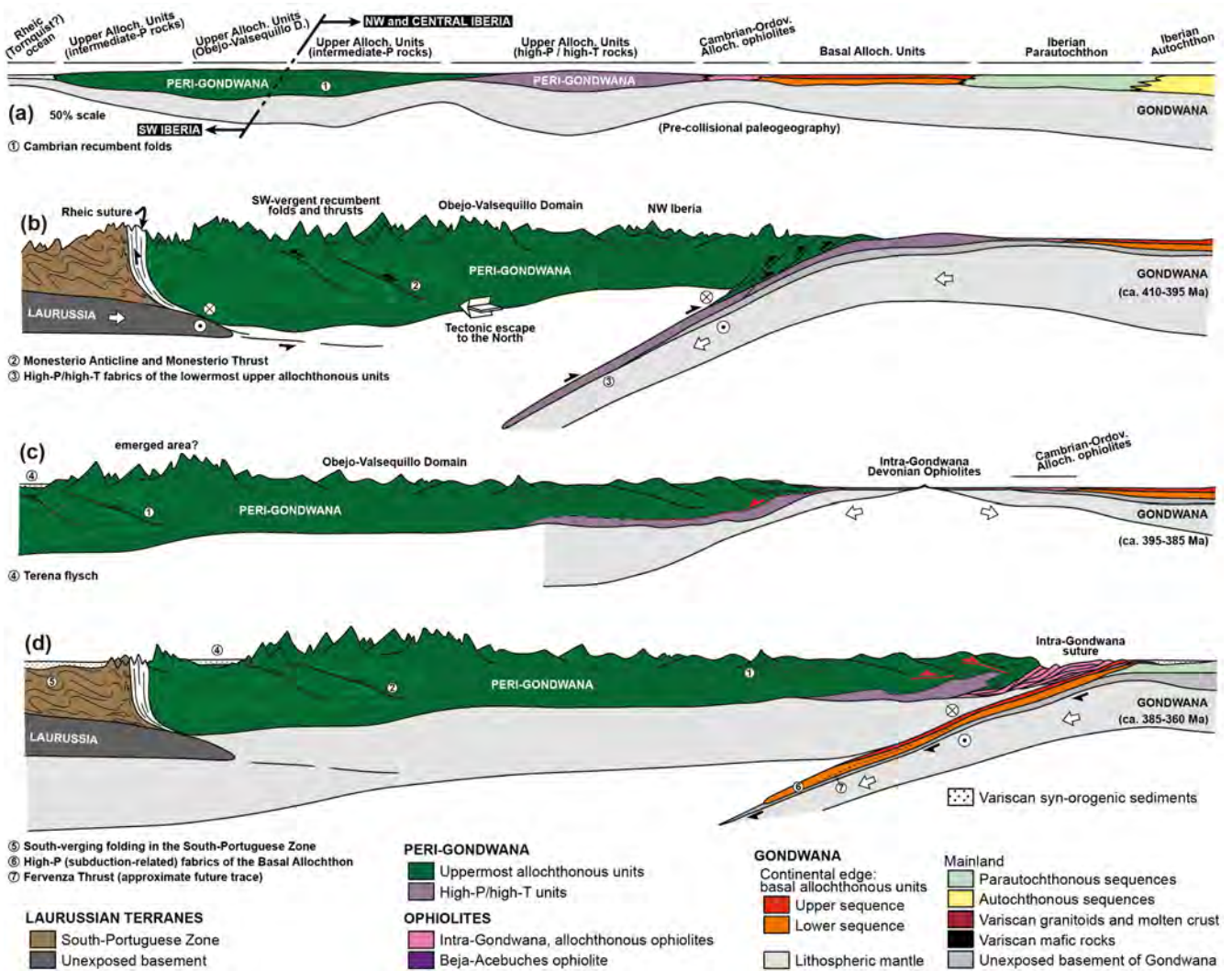


Figura 4. Evolución del Macizo Ibérico durante el Devónico (Díez Fernández et al., 2016).

La presencia de series neoproterozoicas es común en la mayor parte del Macizo Ibérico, donde representan los niveles más profundos observables. La relación de estas series con las secuencias suprayacentes no siempre se puede observar con claridad, especialmente en los sectores donde la deformación y el metamorfismo variscos son importantes. No obstante, estas series afloran en general bajo formaciones cámbricas discordantes.

En el NW del Macizo Ibérico, la Antiforma del Narcea representa un dominio transicional entre las zonas internas (Zona Asturoccidental – Leonesa) y las zonas externas (Zona Cantábrica). En esta antiforma, por debajo del Cámbrico más inferior discordante (Lotze, 1956; Pérez Estaún, 1973), aflora una secuencia siliciclástica constituida esencialmente por metagrauvacas y metapelitas de c. 2.000 m de espesor. En esta secuencia se han descrito abundantes pliegues cadomienses vergentes al NW y truncados por la discordancia del Cámbrico basal (Díaz García, 2006). El tramo inferior de la serie aparece intruído por plutones de granitos, granodioritas, tonalitas y más escasos gabros, con una composición calcoalcalina. La parte superior de la serie no contiene plutones, pero sí frecuentes niveles volcánicos. Este magmatismo se ha

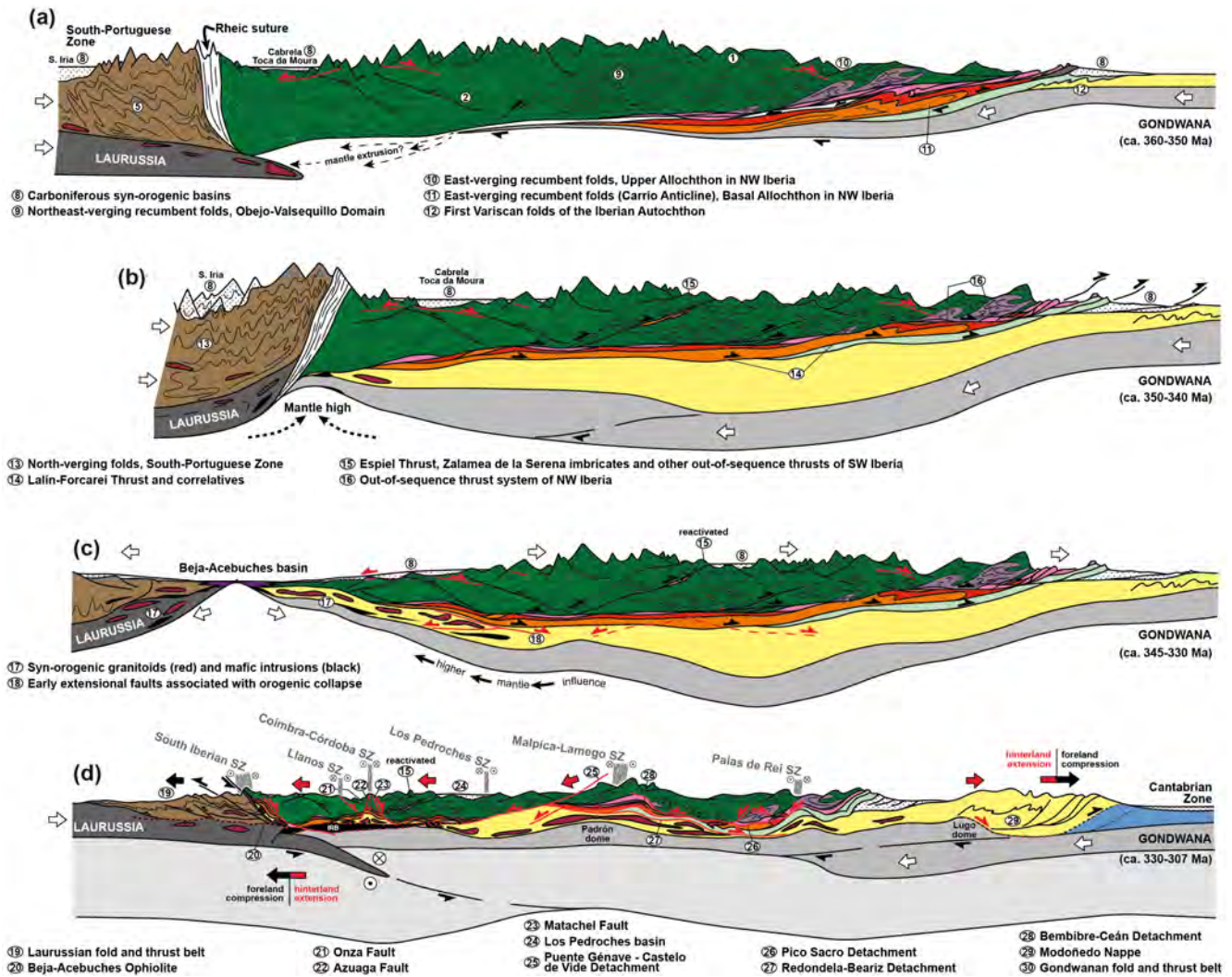


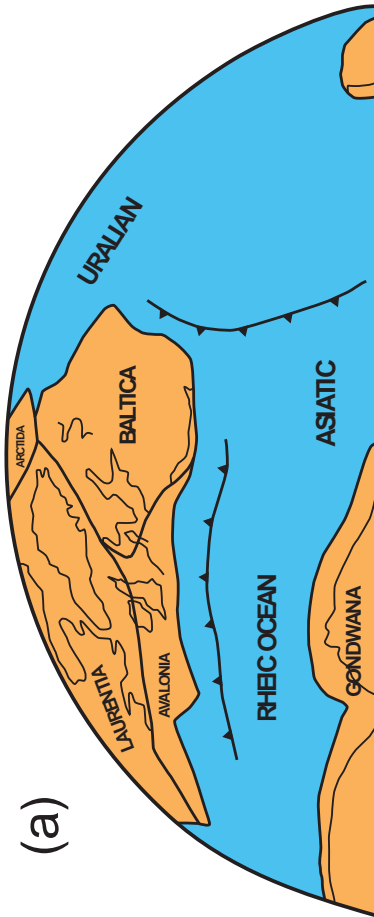
Figura 5. Evolución del Macizo Ibérico durante el Carbonífero (Díez Fernández et al., 2016).

datado en el rango 580 – 560 Ma (U-Pb en circones) y se considera generado en un back-arc contiguo a un arco volcánico peri-Gondwánico (Rubio-Ordóñez et al., 2015).

En la Zona Asturoccidental – Leonesa, series de edad ediacárica aparecen en los niveles más inferiores del Manto de Mondoñedo y en su autóctono relativo en la ventana tectónica de Xistral. Estas secuencias se han descrito en conjunto como Serie de Villalba (Capdevila, 1969) y consisten en una serie más bien monótona de metagrauvacas y metapelitas de c. 3.000 de espesor, que aparece bajo un Cámbrico Inferior discordante (Martínez Catalan, 1985). En la Serie de Villalba se encuentran también intercalaciones ocasionales de rocas volcánicas y volcanoclásticas (Pérez Estaún et al., 1990).

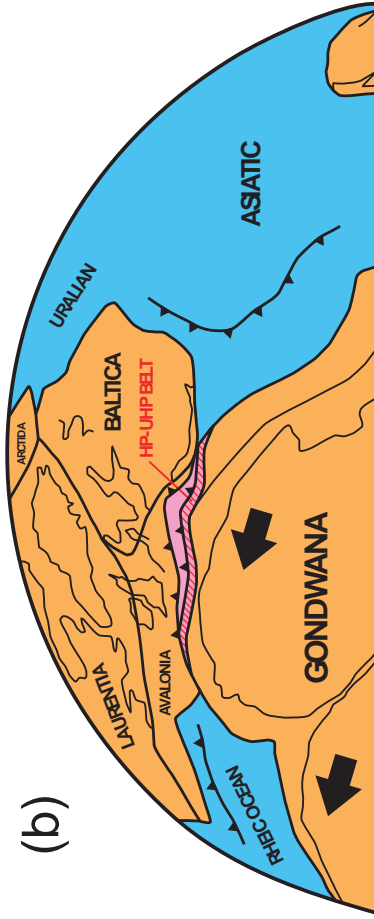
En la Zona Centroibérica las series de edad ediacárica ocupan grandes extensiones en los sectores centrales y meridionales. Estas series son en general descritas como Complejo Esquisto Grauváquico (Rodríguez Alonso et al., 2004), aunque en la región de Montes de Toledo son más bien denominadas series del Alcudiense (San José et al., 1990). Se trata de series

c.420 Ma
Contracting Rheic Ocean.



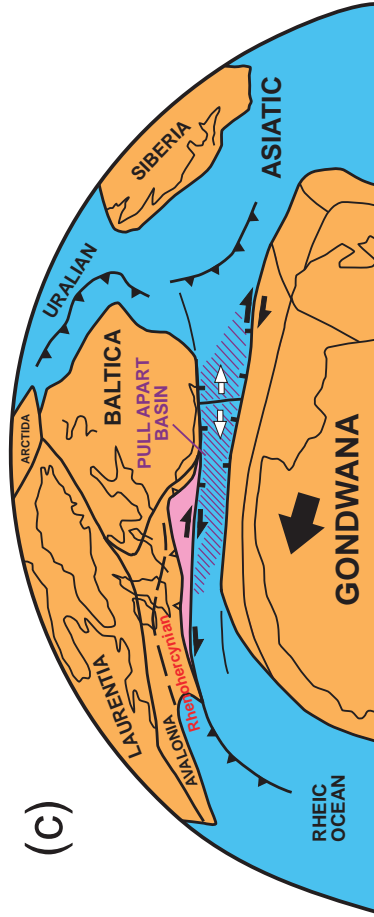
(a)

c.410-400 Ma
First collision: HP-UHP - event.



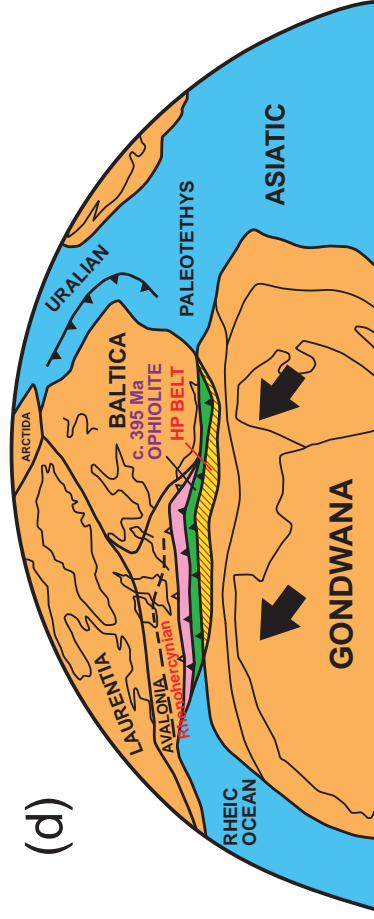
(b)

c.395 Ma
Generation of an oceanic microplate.



(c)

c.380-370 Ma
Second collision: Ophiolite obduction and second HP - event.



(d)



Figura 6. Modelo que explica los episodios finales del ensamblado de Pangea en el contexto de una doble colisión continental y la apertura de una cuenca oceánica efímera de tipo pull-apart a los c. 395 Ma (Arenas et al., 2014-b).

siliciclásticas con algunos niveles de carbonatos e intercalaciones de rocas volcánicas y volcánico-detriticas, que llegan a alcanzar una potencia de 8.000 – 11.000 m. En estas series existen varias discordancias internas asociadas a deformación cadomiense que incluye plegamiento. Las rocas volcánicas se consideran generadas en un margen continental activo (Rodríguez Alonso et al., 2004).

En el NE de la Península Ibérica, el basamento pre-Varisco más antiguo expuesto en la Cadena Pirenaica incluye series potentes de rocas metasedimentarias depositadas entre el Ediacárico y el Cámbrico más inferior. En la región de Cap de Creus, la serie de edad cadomiense está constituida por metagrauvas y metapelitas con intercalaciones de cuarcitas, conglomerados y mármoles. Esta serie aparece intruída por rocas ígneas máficas (gabros y doleritas) y plutones graníticos datados en el rango 558 – 577 Ma (Castiñeiras et al., 2008; Casas et al., 2015; Padel et al., 2018; Pujol-Solá et al., 2022). También son frecuentes las intercalaciones de rocas basálticas, riódacíticas y riolíticas (Carreras y Druguet, 2013). Rojo-Pérez et al. (2023) han sugerido que estas secuencias cadomienses fueron generadas en un arco volcánico peri-Gondwánico en las proximidades del Metacratón del Sahara.

Las series cadomienses que se han descrito en los dominios autóctonos no contienen secuencias de rocas máficas y ultramáficas que puedan interpretarse como ofiolitas. No existen pues en estas series discontinuidades asociadas a la posible generación de dominios oceánicos peri-Gondwánicos. Por consiguiente, las series cadomienses de los autóctonos del Macizo Ibérico se depositaron a lo largo de la plataforma continental peri-Gondwánica, quizás en una amplia cuenca de back-arc, de acuerdo con la presencia de rocas ígneas calcoalcalinas. Fueron plegadas posteriormente mediante deformación moderada y con un bajo enterramiento, ya que el metamorfismo regional cadomiense que registran estas series es de baja o muy baja temperatura.

Complejo de Ossa - Morena

En el Complejo de Ossa Morena, el basamento cadomiense incluye secuencias de rocas máficas y ultramáficas que indican una historia diferente a la que se registra en los dominios autóctonos. Este basamento aparece bien desarrollado en las Unidades Alóctonas Superiores, tanto en su sector septentrional (Dominio de Ovejo – Valsequillo), como sobre todo en la región central, en el anticlinal de Olivenza – Monesterio (Figs. 7 y 8). Blatrix y Burg (1981) y Dallmeyer y Quesada (1992) utilizaron geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para datar minerales de las fábricas metamórficas de las series ediacáricas del Dominio de Ovejo – Valsequillo. Dos muestras de moscovitas y otras dos de hornblendas reportaron edades consistentes en el rango 560 – 550 Ma, que probaron que este basamento cadomiense estaba afectado por deformación dúctil y metamorfismo de condiciones variables que alcanzó incluso alta temperatura. La conservación

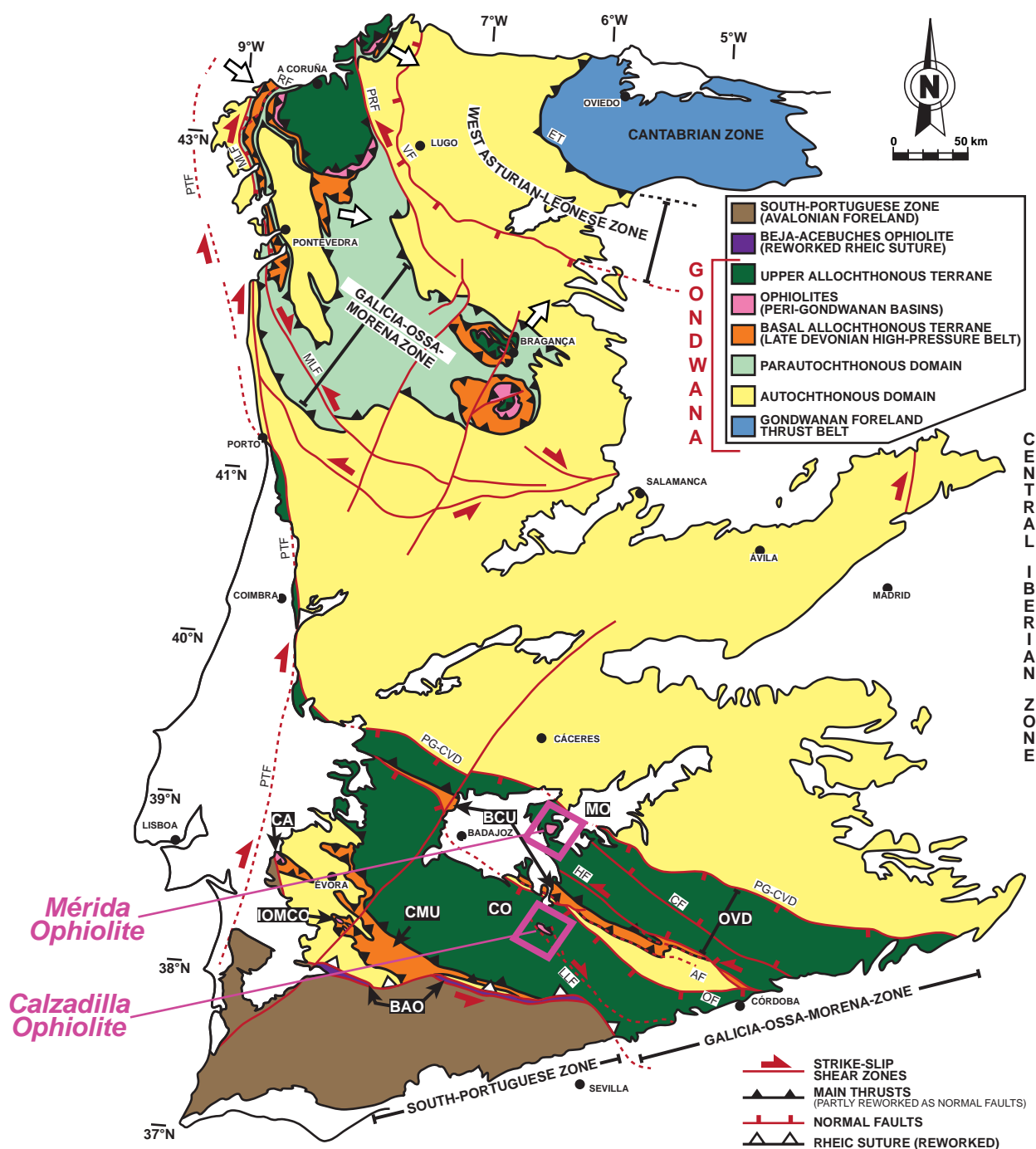


Figura 7. Localización de las ophiolitas de Mérida y Calzadilla. Mapa del Macizo Ibérico según Díez Fernández y Arenas (2015) y Arenas et al. (2016-b). Abreviaturas como en la Figura 2.

de estas edades también vino a demostrar que amplios sectores del Complejo de Ossa – Morena no habían sido fuertemente modificados por la deformación Varisca, siendo por lo tanto posible avanzar en la reconstrucción de la evolución cadomiense del margen de Gondwana.

En el Complejo de Ossa – Morena, las rocas metasedimentarias más antiguas están representadas por la denominada Serie Negra (Grupo Serie Negra; Carvalhosa, 1965; Eguíluz, 1988). Incluye dos formaciones clásicamente diferenciadas. La formación inferior (Formación

Montemolín) está constituida por metagrauvas, metaareniscas, esquistos, micaesquistos, cuarzoquistos y cuarcitas negras, con abundantes niveles de esquistos verdes y anfibolitas que se sitúan preferentemente en los sectores más inferiores. La formación superior (Formación Tentudía) contiene metaareniscas, metagrauvas volcanogénicas, pizarras y filitas, cuarcitas negras, metacherts y niveles de micaesquistos y calizas. La edad precisa de esta serie no es conocida, pero la edad máxima de sedimentación se ha estimado mediante circones detríticos en c. 600-590 Ma para la Formación Montemolín (Ordóñez Casado, 1998) y en 565-541 Ma para la Formación Tentudía (Schäfer et al., 1993; Linnemann et al., 2008; Pereira, 2015). La geoquímica elemental de las rocas siliciclásticas de la Serie Negra y sus fuentes isotópicas (Nd) resultan compatibles con su depósito en el contexto de un arco volcánico activo en el margen peri-Gondwánico. Estas series tienen una composición isotópica de Nd muy similar a la que muestran otras series equivalentes en el Macizo de Bohemia (Linnemann et al., 2000; Linnemann and Romer, 2002), lo que sugiere una procedencia cortical similar y una posición análoga en el paleo margen de Gondwana (Pereira, 2015; Rojo-Pérez et al., 2021). La Serie Negra está intruída por un conjunto de macizos ígneos cadomienses con composiciones características de arcos volcánicos que pueden alcanzar grandes tamaños. Los tipos más comunes corresponden a granitos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas, pero también se encuentran macizos de gabros y dioritas. En el Macizo de Mérida, las edades de estas rocas ígneas varían en el rango 602 – 541 Ma (Rojo-Pérez et al., 2022). Las edades esencialmente sincrónicas de los niveles sedimentarios inferiores de la Serie Negra y de los primeros plutones, indican que el magmatismo tuvo lugar en el contexto muy dinámico de un arco volcánico activo.

Sobre la Serie Negra se apoya con marcada discordancia angular la Formación Malcocinado (Fricke, 1941; Delgado-Quesada, 1971; Liñán, 1978), que se caracteriza por una deformación menos intensa y metamorfismo de bajo grado. Está compuesta por una formación volcanoclástica calcoalcalina que contiene brechas andesíticas, andesitas masivas, dacitas, riolitas, cineritas, filitas, areniscas, carbonatos y conglomerados poligénicos (Rojo-Pérez et al., In press-a). En las proximidades de la localidad tipo de Malcocinado, esta formación tiene una potencia de c. 2000 m. Los gruesos conglomerados poligénicos dominan en los niveles inferiores y superiores de esta formación, mientras que la parte central de la secuencia está mayoritariamente constituida por rocas volcánicas. La formación está intruída por varios cuerpos de granitoides con escasa deformación y metamorfismo que completan el registro magmático del ciclo cadomiense (granitoides de La Bomba, Ahillones y El Escribano; Sánchez Carretero et al., 1989, 1990; Bandrés, 2001; Eguíluz et al., 2013), aunque están poco estudiados. La edad de un horizonte de andesitas masivas de la Formación Malcocinado ha sido determinada en c. 534 Ma (U-Pb en circones; Sarrionandia et al., 2020). Esta es la cronología de referencia para esta formación, que de este modo sería ya de edad cámbrica inferior. Su formación estaría pues muy próxima en el tiempo a la deposición de los tramos superiores de la Serie Negra.

La base de la Formación Malcocinado, caracterizada por conglomerados poligénicos de grandes bloques, indica un periodo de desmantelamiento del sistema de arcos volcánicos,

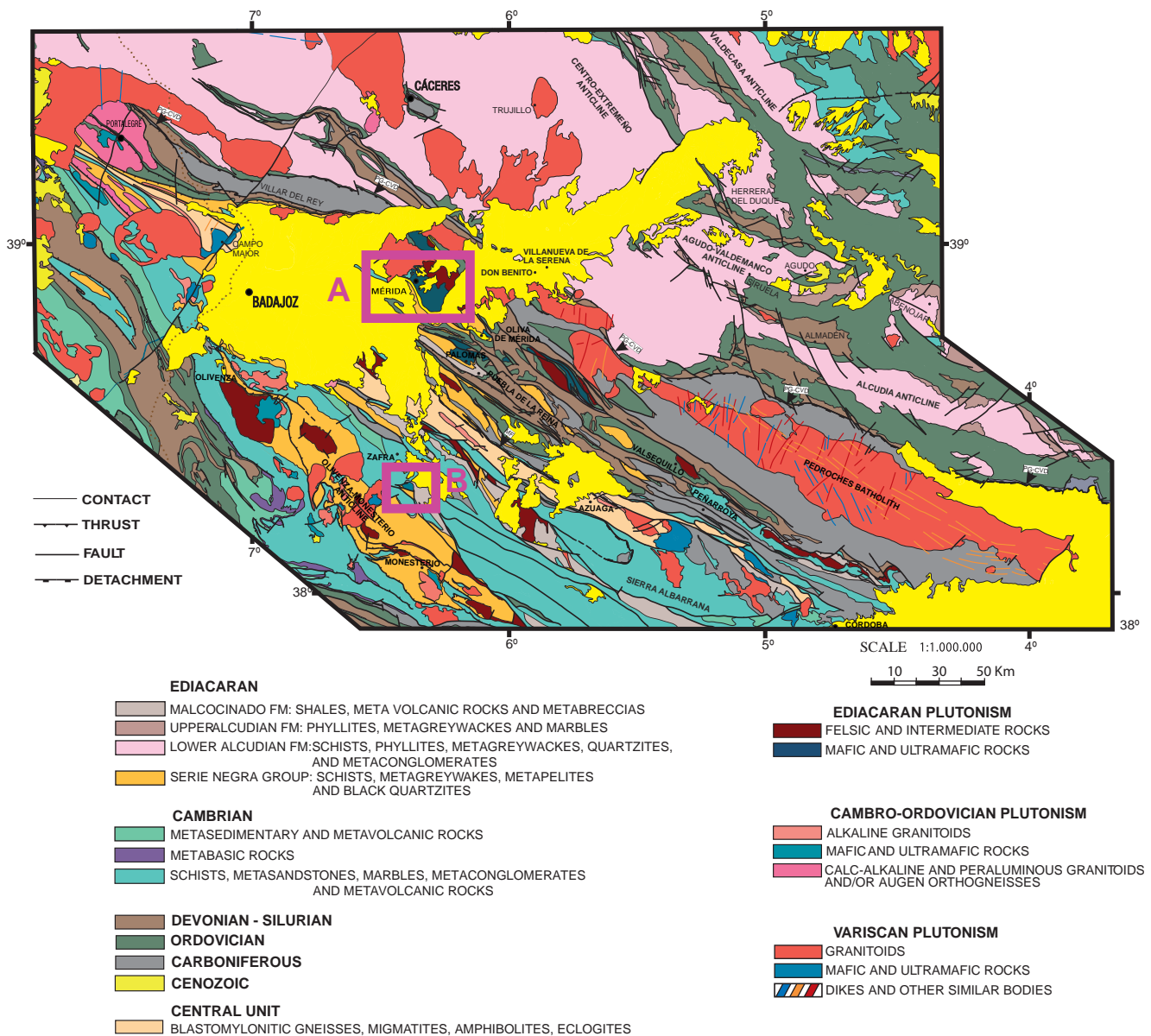


Figura 8. Mapa geológico detallado del SW del Macizo Ibérico con la localización de las ofiolitas de Mérida y Calzadilla. Mapa geológico 1:1.000.000 según Rodríguez Fernández et al. (2014) y Rojo Pérez et al. (2019).

al que se asocia la discordancia basal de esta formación y sus propias características de afloramiento, con secciones más discontinuas en el Dominio de Ovejo – Valsequillo y más extensas hacia el sur. El intenso volcanismo calcoalcalino de la parte central de la unidad, donde dominan los tipos andesíticos, indica un nuevo periodo de construcción de un arco volcánico maduro. Este episodio magmático tuvo un carácter efímero, ya que los grandes bloques ígneos en los conglomerados de los niveles de techo de la Formación Malcocinado, vuelven a indicar el colapso y desmantelamiento del arco volcánico peri-Gondwánico asociado al margen del NW de África (Rojo-Pérez et al., In press-a).

Por encima de la Formación Malcocinado, la Formación Torreárboles se considera como una serie de edad Cámbrico Inferior (Liñán, 1984). Está constituida por depósitos fluvia-

les o marinos de plataforma poco profunda, que incluyen lutitas, areniscas, conglomerados y brechas, con edades máximas de sedimentación en el rango c. 567-532 Ma (Linnemann et al., 2008; Pereira et al., 2011). La Formación Malcocinado epimetamórfica muestra claras relaciones de discordancia con la Serie Negra y con la Formación Malcocinado, lo que confirma la existencia de deformación, metamorfismo y procesos efectivos de exhumación de edad cadomiense en el SW del Macizo Ibérico (Moreno-Martín, In press).

En el basamento cadomiense del Complejo de Ossa – Morena se han descrito recientemente dos unidades constituidas por rocas máficas y ultramáficas, que se han interpretado como ofiolitas: la Ofiolita de Calzadilla y la Ofiolita de Mérida (Figs. 7 y 8) (Arenas et al., 2018, 2024; Díez Fernández et al., 2019, 2022). Las rocas máficas de estas ofiolitas tienen edades próximas y se han datado en el rango 602-594 Ma (U-Pb en circones), aunque la Ofiolita de Calzadilla es algo más joven. El significado de estas ofiolitas no había sido reconocida previamente, ya sea por no identificar la naturaleza de estas secuencias o por haber sido confundidas con intrusiones ígneas ediacáricas emplazadas in situ. En cualquier caso, las ofiolitas cadomienses tienen una notoria presencia en el SW del Macizo Ibérico y su existencia ha sido comprobada también en otras regiones diferentes a las que se visitan en la excursión.

La Ofiolita de Calzadilla se encuentra en varias exposiciones en las proximidades de la localidad de Calzadilla de los Barros (Badajoz), que afloran discordantes por debajo de la Formación Malcocinado (Arenas et al., 2018; Díez Fernández et al., 2019). Contiene sobre todo afloramientos de rocas ultramáficas serpentinizadas y algunas hornblenditas, y también un nivel gabroico que permite reconstruir una sección de litosfera oceánica relativamente completa; también incluye diques doleríticos dispersos y niveles de cromititas. No contiene por consiguiente otras litologías generalmente encontradas en las ofiolitas, como redes densas de diques, rocas volcánicas o cobertera sedimentaria. La ofiolita está afectada por metamorfismo regional cadomiense en condiciones propias de la facies de las anfibolitas de baja temperatura. Las serpentinitas de la región de Calzadilla de los Barros fueron descubiertas en tiempos recientes, durante la elaboración de la hoja de Fuente de Cantos del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Fernández Carrasco et al., 1980), y descritas en varios trabajos posteriores (Arriola et al., 1984; Aguayo Fernández, 1985). Posteriormente, Jiménez Díaz (2008) y Jiménez Díaz et al. (2009) han presentado mapas geológicos mejorados de los afloramientos de serpentinitas y una descripción de algunos aspectos de la deformación. Los niveles ricos en cromititas han sido objeto de investigación minera para explorar su posible interés económico. También se ha investigado la composición de las cromititas, que se considera característica de ofiolitas (Martos et al., 2010; Merinero et al., 2013, 2014).

La Ofiolita de Mérida aflora en una amplia superficie en los alrededores de la ciudad de Mérida (Díez Fernández et al., 2022; Arenas et al., 2024). El propio núcleo urbano de la ciudad se levanta sobre las litologías de esta ofiolita. Está constituida esencialmente por rocas meta-

gabroicas, anfibolitas, anfibolitas con granate y hornblenditas, con algunos escasos y delgados niveles de serpentinitas. No contiene otros tipos litológicos comunes en las ofiolitas, ni tampoco ningún tipo de cobertera sedimentaria. Está intruida por muy escasos cuerpos métricos de granitoides félsicos, cuya edad indica que son muy posteriores a la formación de los protolitos de la ofiolita. Las rocas máficas están afectadas por metamorfismo de alta-T y muestran evidencias locales de migmatización. Las rocas máficas y ultramáficas de los alrededores de Mérida fueron descritas por Gonzalo (1987, 1989) y posteriormente por Bandrés et al. (2002, 2004), que las consideraron parte del magmatismo cadomiense común de la región, pero no como un terreno ofiolítico de diferente naturaleza. Bandrés et al. (2004) también han aportado una edad U-Pb en circones de las anfibolitas con granate (577 Ma, interpretada como edad de protolito) y una edad Sm-Nd para la cristalización del granate de 555 Ma (isocrona interna, granate – roca total). Estas edades han sido discutidas en función de nuevos datos de geocronología U-Pb, que indican que tanto los protolitos como el metamorfismo son más antiguos (Arenas et al., 2024; ver próximos apartados).

Las ofiolitas de Calzadilla y Mérida se han interpretado de acuerdo con un modelo teórico de Tectónica de Placas para tiempos cadomienses (600-540 Ma; Arenas et al., In press). Aunque el modelo falla en la deducción de la temporalidad de algunos eventos tectonotermales principales, sí muestra con claridad la existencia de amplios dominios oceánicos ediacáricos con los que puede relacionarse la historia de las ofiolitas cadomienses del SW del Macizo Ibérico. Cadomia se identifica como un terreno diferente separado de Gondwana, cuya deriva septentrional pudo generar un extenso dominio oceánico (ver próximos apartados).

El Macizo de Mérida

El denominado Macizo de Mérida contiene tres unidades cadomienses diferentes que afloran por debajo de series paleozoicas del Cámbrico Inferior y Ordovícico, de muro a techo: Unidad Gnésica Inferior, Unidad Máfica – Ultramáfica (Ofiolita de Mérida) y Unidad Superior de Esquistos y Metagranitoides (Figs. 9 y 10; Díez Fernández et al., 2022).

La Unidad Gnésica Inferior está constituida por un monótono conjunto de gneises félsicos anfibólicos de origen metagranítico, que muestran evidencias de haber experimentado fusión parcial incipiente. En menor medida, esta unidad también contiene rocas metasedimentarias. El origen y significado de esta unidad se discutirá más adelante, a lo largo del itinerario de la excursión.

La Ofiolita de Mérida tiene una potencia máxima de c. 3.000 m y está constituida por al

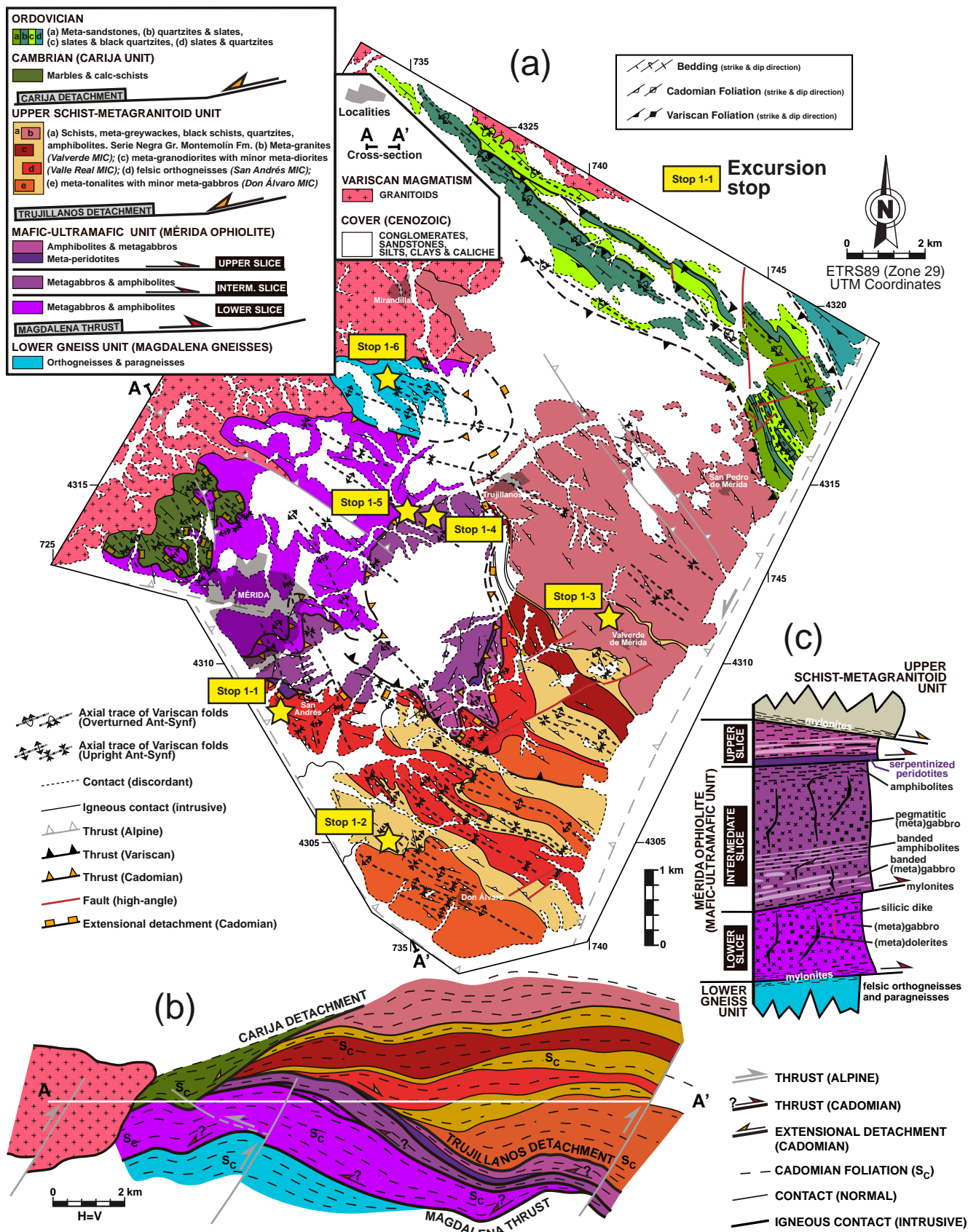


Figura 9. (a) Mapa geológico del Macizo de Mérida. (b) Sección NW-SE de este macizo. (c) Columna tipo de la Ofiolita de Mérida. Según Díez Fernández et al. (2022). Se muestra también la posición de las paradas del primer día de la excursión.

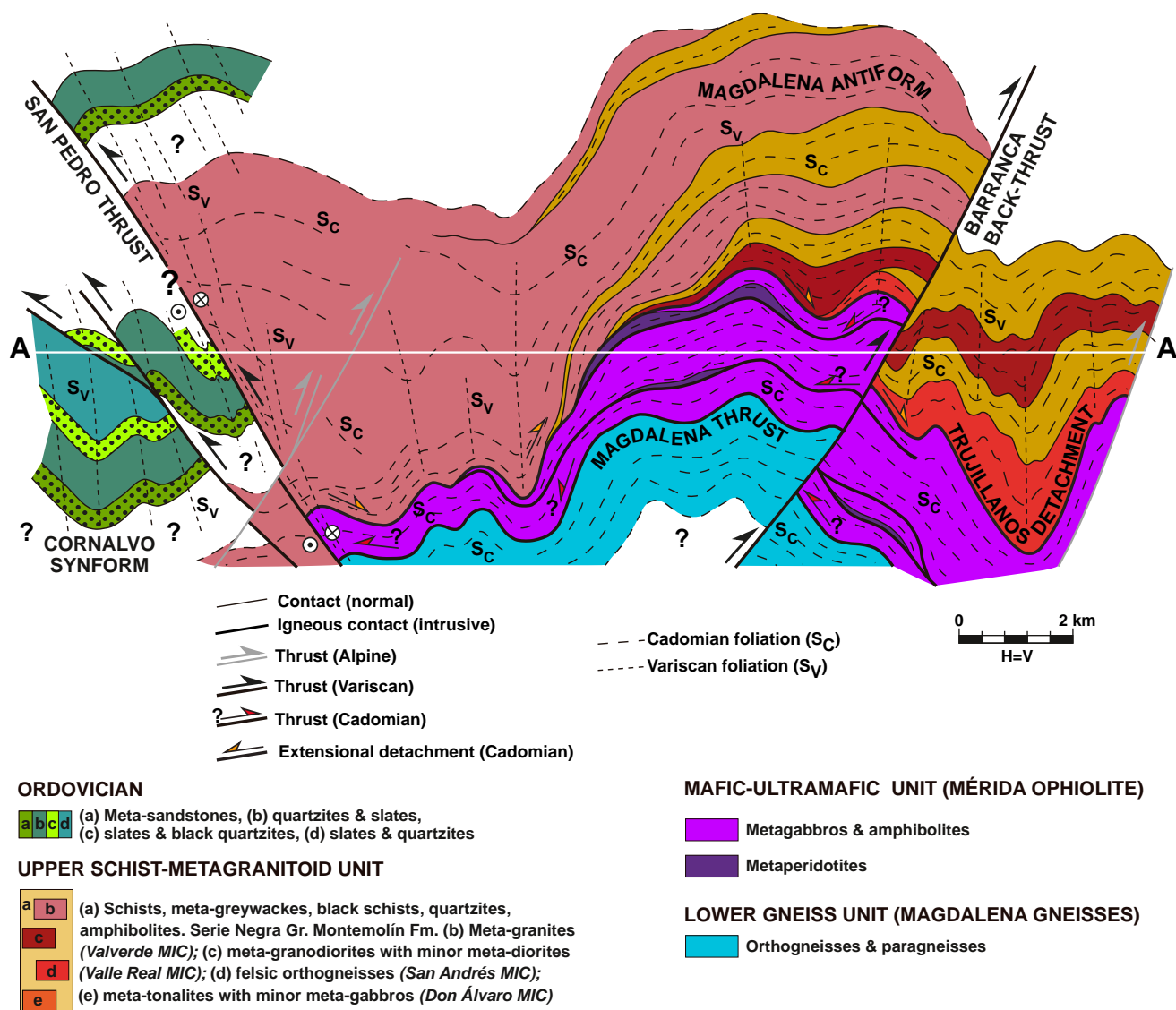


Figura 10. Sección geológica transversal del Macizo de Mérida. Según Díez Fernández et al. (2022).

menos tres escamas principales que repiten una sección litosférica constituida por rocas máficas y serpentinitas, aunque el espesor de las litologías ultramáficas es muy escaso y tienen carácter discontinuo (Figs. 9 y 10). Todas las litologías de la ofiolita están deformadas dúctilmente y muestran foliación regional. El metamorfismo tiene unas condiciones generales propias de la facies de las anfibolitas, pero hay niveles donde se desarrollan anfibolitas con granate con migmatización incipiente. Estos niveles se interpretan como niveles gabroicos sobrecalentados bajo láminas mantélicas cabalgantes (Arenas et al., 2024).

La Unidad Superior consiste en una potente secuencia metasedimentaria perteneciente a la Serie Negra, intruida por grandes cuerpos de granitoides y en menor medida de rocas gabroicas y dioríticas. La Serie Negra contiene frecuentes niveles de rocas máficas en sus tramos basales, lo que unido a la edad de los cuerpos intrusivos (602-541 Ma), permite identificarla como la Formación Montemolín. Se han distinguido cuatro plutones graníticos principales intru-

sivos en la Serie Negra: granitos félsicos de San Andrés, granodioritas de Valle Real, granitos y granodioritas de Valverde y tonalitas de Don Álvaro (Figs. 9 y 10; Rojo-Pérez et al., 2022).

Teniendo en cuenta la naturaleza de las unidades implicadas y su carácter aparentemente aditivo, el contacto entre la Unidad Ofiolítica y la Unidad Gnésica Inferior se interpreta como un cabalgamiento (Cabalgamiento de Magdalena). Sin embargo, el carácter marcadamente sustractivo del contacto de la Unidad Superior con la Unidad Ofiolítica, indica que se trata de un detachment extensional (Detachment de Trujillanos). Por otra parte, a lo largo de todo el Macizo de Mérida la foliación regional cadomiense aparece plegada por grandes pliegues erguidos (Figs. 9 y 10). Estos pliegues son de edad varisca, pues afectan igualmente a la cobertera paleozoica (Díez Fernández et al., 2022).

El Macizo de Calzadilla de los Barros

El Macizo de Calzadilla de los Barros contiene dos unidades diferentes que afloran por debajo de la discordancia basal de la Formación Malcocinado, de muro a techo: Unidad Inferior máfica – ultramáfica (Ofiolita de Calzadilla) y Unidad Superior de Metasedimentos. La Ofiolita de Calzadilla aflora en dos exposiciones principales separadas por un sinclinal erguido varisco, en Cerro Cabrera y en la Sierra de Cabeza Gorda (Fig. 11). La unidad máfica - ultramáfica aparece en dos escamas diferenciadas, la inferior tiene una potencia de c. 1.200 m y contiene la sección ofiolítica más completa, mientras que la superior tiene una potencia de c. 1.500 m y consiste en un imbricado de serpentinitas y metasedimentos de la Unidad Superior, que corresponden a la Formación Montemolín de la Serie Negra. La estructura del macizo está complicada por el desarrollo de una primera generación de pliegues variscos vergentes al SW. Un anticlinal de este grupo es responsable de la inversión con que aparece la ofiolita en el sector occidental (Fig. 12; Díez Fernández et al., 2019). En cualquier caso, la fábrica regional desarrollada en las rocas máficas, ultramáficas y en la Serie Negra es intersectada a alto ángulo por la base discordante de la Formación Malcocinado, por lo que su edad cadomiense está demostrada. La obducción de la ofiolita se interpreta como debida a un cabalgamiento que la emplaza sobre la Serie Negra (Figs. 11 y 12; Díez Fernández et al., 2019). Estas características de emplazamiento son diferentes a las observadas en la Ofiolita de Mérida, que se encuentra acrecionada bajo la Serie Negra. Las características ligadas al emplazamiento de ambas ofiolitas tienen importantes consecuencias a la hora de considerar un modelo dinámico general para la evolución cadomiense del margen peri-Gondwánico (Arenas et al., In press).

La Ofiolita de Calzadilla contiene una sección de litosfera oceánica sencilla constituida por serpentinitas en la base y un nivel gabroico a techo. También se encuentran hornblenditas, diques de doleritas y frecuentes niveles de cromititas, que con frecuencia aparecen en ofiolitas

CALZADILLA OPHIOLITE

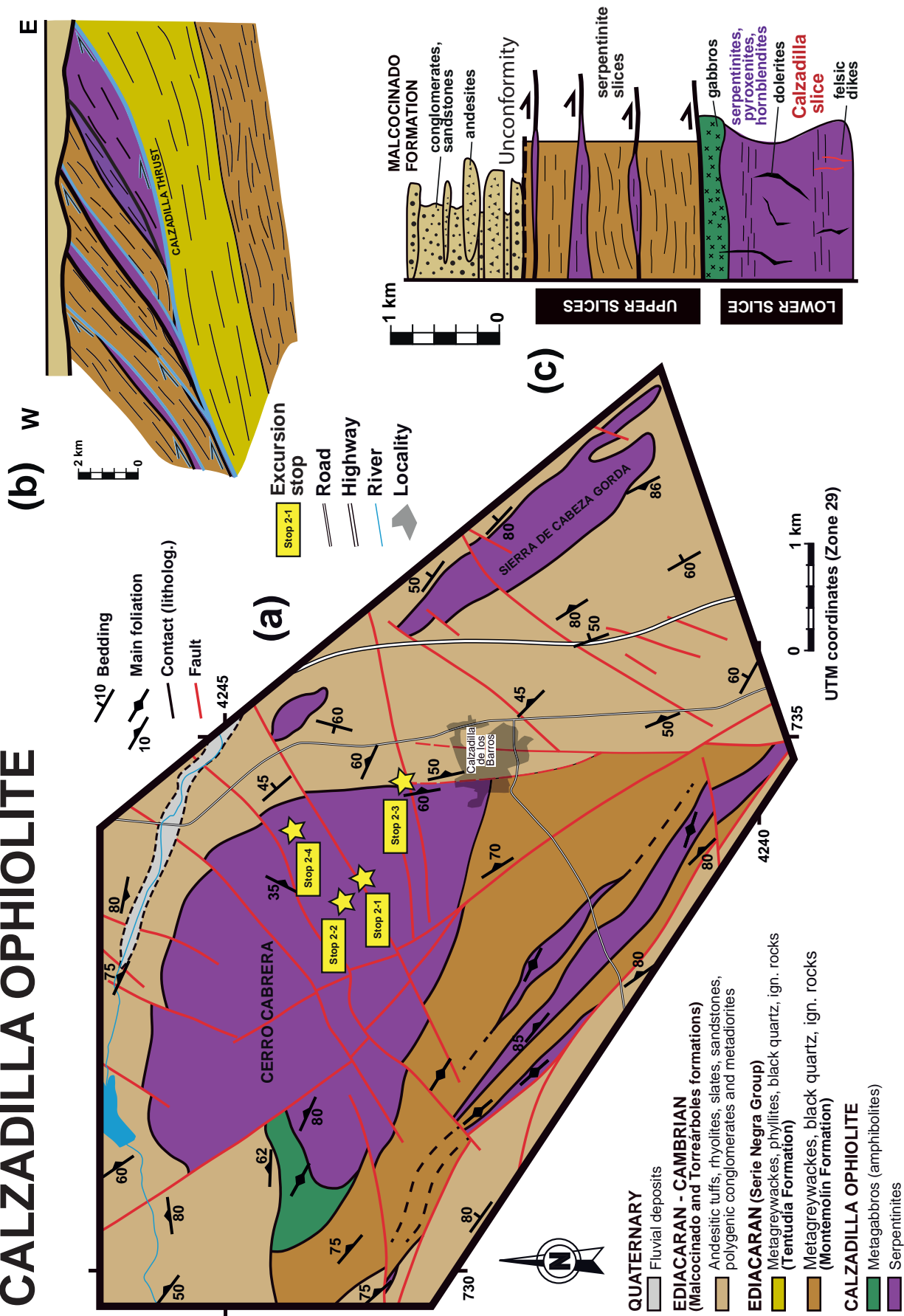


Figura 11. (a) Mapa geológico del Macizo de Calzadilla. (b) Sección idealizada de este macizo, con la deformación varisca restituida. (c) Columna tipo de la Ofiolita de Calzadilla. Según Arenas et al. (2018) y Díez Fernández et al. (2019). Se muestra también la posición de las paradas del segundo día de la excursión.

CALZADILLA OPHIOLITE SECTION

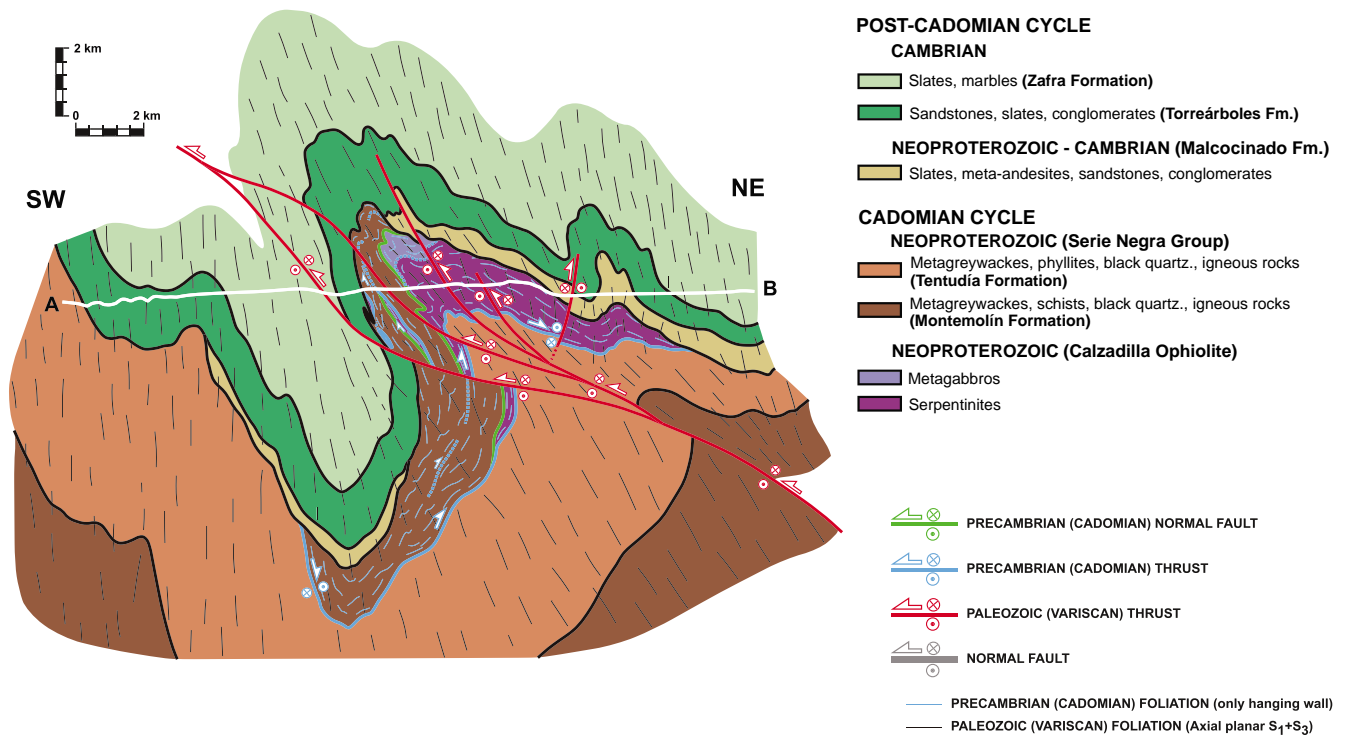


Figura 12. Sección geológica transversal del Macizo de Calzadilla. Según Díez Fernández et al. (2019).

de zona de supra-subducción en las proximidades del Moho. Entre las serpentinitas también se encuentran algunas litologías pegmatoides félsicas que en ocasiones aparecen milonitizadas y con evidencia de haber experimentado migmatización. Estas observaciones locales, que serán visitadas en la excursión, contrastan con las condiciones del metamorfismo cadomiense que se reconoce en la unidad, que es propio de anfibolitas de baja-T (Arenas et al., 2018), y su origen debe relacionarse con dinámica mantélica previa al emplazamiento de la ofiolita.

ITINERARIO

Itinerario de la excursión

El primer día de la excursión está dedicado al Macizo de Mérida, donde se realizarán las siguientes seis paradas (Figs. 9 y 13).

Parada 1-1. Unidad Superior: Ortogneises félsicos de San Andrés.

Parada 1-2. Unidad Superior: Zona de contacto entre la Serie Negra y las metatonalitas de Don Álvaro. Metabasitas basales de la Formación Montemolín.

Parada 1-3. Unidad Superior: Metagranodioritas de Valverde de Mérida.

Parada 1-4. Ofiolita de Mérida: Sección máfica constituida por metagabros y anfibolitas, con rocas ultramáficas ocasionales (hornblenditas).

Parada 1-5. Ofiolita de Mérida: Niveles muy deformados de la sección máfica constituidos por anfibolitas con grandes granates y migmatización incipiente.

Parada 1-6. Unidad Gnéisica Inferior: Ortogneises félsicos migmatíticos de Magdalena.

Durante el segundo día se recorrerán las siguientes cuatro paradas en el Macizo de Calzadilla de los Barros (Figs. 11 y 14).

Parada 2-1. Ofiolita de Calzadilla: Sección ultramáfica de Cerro Cabrera constituida por serpentinitas, con ocasionales hornblenditas, diques doleríticos y felsitas muy deformadas.

Parada 2-2. Ofiolita de Calzadilla: Bolsadas de pegmatoides félsicos – máficos entre las serpentinitas de Cerro Cabrera.

Parada 2-3. Contacto entre las serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla y la suprayacente discordante Formación Malcocinado.

Parada 2-4. Ofiolita de Calzadilla: Cromititas en las proximidades del contacto con las rocas máficas de la ofiolita (Moho, no expuesto).

Discusión final: relevancia de las ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico

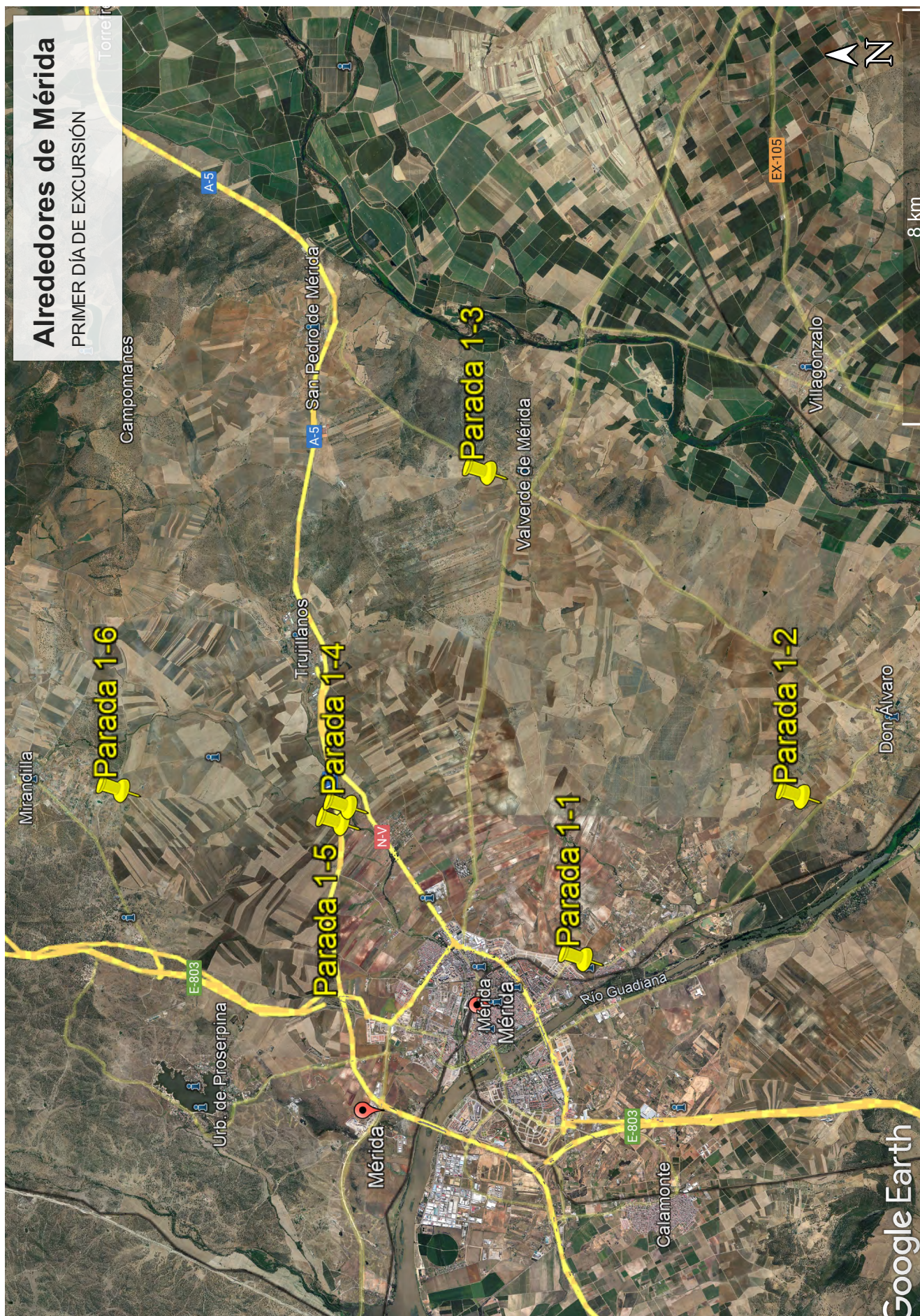


Figura 13. Localización detallada de las paradas del primer día de la excursión en el Macizo de Mérida.

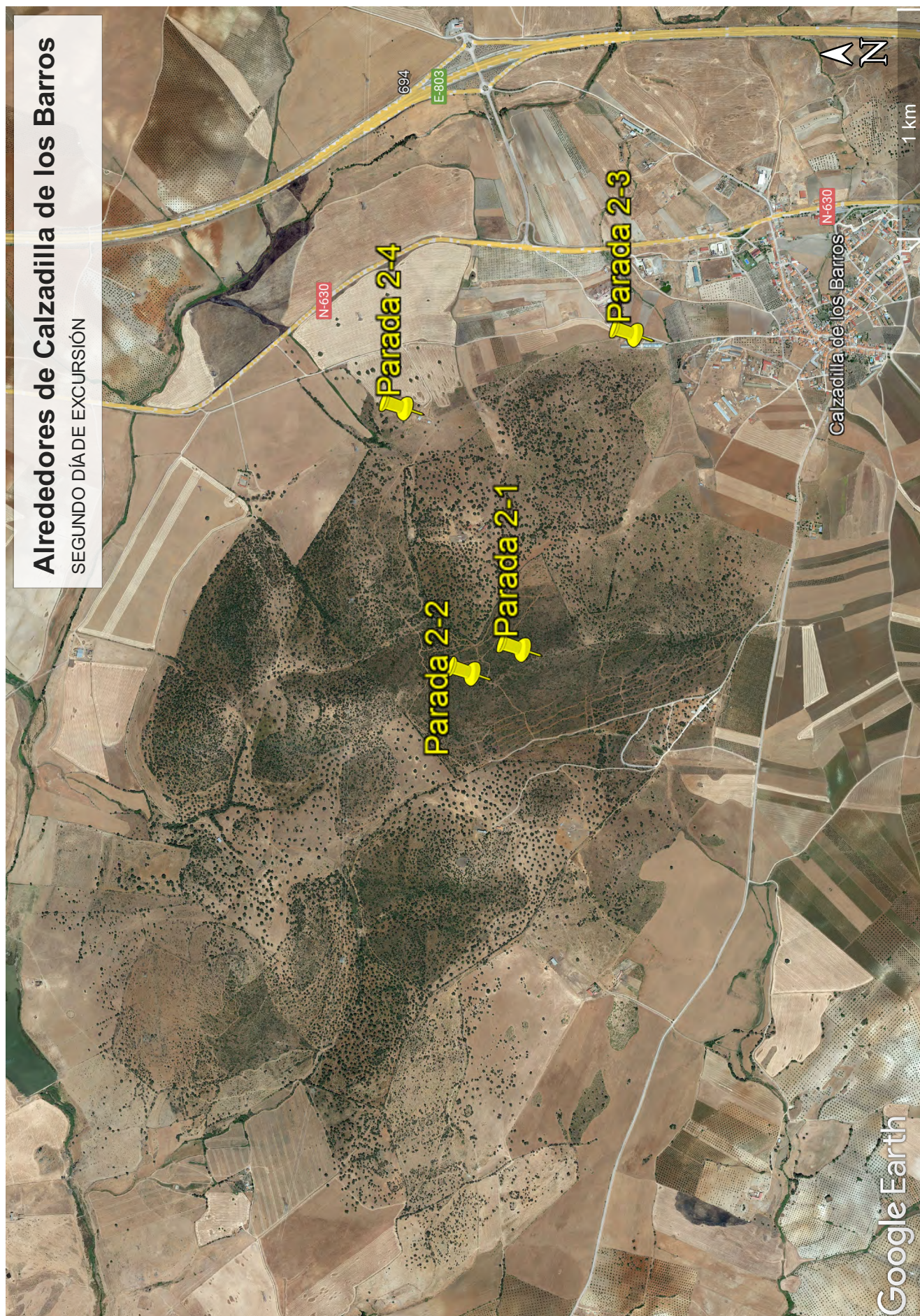


Figura 14. Localización detallada de las paradas del segundo día de la excursión en el Macizo de Calzadilla.

Primer día

Macizo de Mérida

Paradas 1-1 a 1-3: Unidad Superior

Paradas 1-4 a 1-5: Ofiolita de Mérida

Parada 1-6: Unidad Gnéisica Inferior

Parada 1-1. Unidad Superior: Ortogneises félsicos de San Andrés

Carretera BA-058 de Don Álvaro a Mérida. Proximidades de la ciudad de Mérida, barriada de San Andrés. Unidad Superior de Esquistos y Metagranitoides: ortogneis de San Andrés.

La Unidad Superior de Esquistos y Metagranitoides consiste en una potente pila de metasedimentos en los que intruyen grandes macizos ígneos cadomienses constituidos por granitos, granodioritas, tonalitas y cuerpos menores de dioritas y gabros (Díez Fernández et al., 2022). La serie metasedimentaria se corresponde con la serie cadomiense principal del SW del Macizo Ibérico, la Serie Negra, cuya columna estratigráfica esquemática está representada en la Figura 15a. Los afloramientos de esta serie que se localizan entre Mérida y Don Álvaro contienen abundantes niveles de metabasitas, por lo que pueden asimilarse a la parte más basal de esta secuencia sedimentaria, la Formación Montemolín (Fig. 15a). La Serie Negra aparece regionalmente recubierta por la Formación Malcocinado, ya perteneciente al Cámbrico Inferior (c. 534 Ma; Sarrionandía et al., 2020; Fig. 15b; no visitada en el Macizo de Mérida), que tiene un carácter discordante. La estratigrafía de esta serie refleja un ciclo complejo de la evolución del arco magmático peri-Gondwánico cadomiense, con etapas sucesivas de colapso, crecimiento y colapso final, cómo se ha comentado con anterioridad (Rojo-Pérez et al., In press-a). La edad de la Formación Montemolín no es conocida, aunque la edad de las rocas ígneas que la intruyen permite acotar una edad mínima.

El ortogneis de San Andrés es el metagranito que muestra una deformación más intensa en el Macizo de Mérida. Se trata de un granito biotítico con una textura original muy modificada siempre por la deformación. El ortogneis de San Andrés, junto con las granodioritas de Valle Real, los granitos y granodioritas de Valverde y las tonalitas de Don Álvaro, constituyen los macizos ígneos principales de la Unidad Superior del Macizo de Mérida (Rojo-Pérez et al., 2022). Algunas de sus características de afloramiento y petrográficas se muestran en las Figuras 15 y 16.

El magmatismo granítico cadomiense del Macizo de Mérida tiene una afinidad calcoalcalina típica de arcos magmático, con una variación composicional relativamente amplia que incluye tipos peralumínicos y metalumínicos y patrones de variación de REE moderadamente fraccionados. Dentro de esta tendencia general, el ortogneis de San Andrés resulta un monzogranito peralumínico con una composición más propia de rocas adakíticas (Fig. 17; Rojo-Pérez et al., 2022). La interpretación tradicional para este tipo de rocas plantea su origen a partir de la fusión parcial de rocas máficas subducidas (Defant y Drummond, 1990). No obstante se han propuesto otras posibilidades para su origen, que en el Macizo de Mérida se puede discutir a partir de la interpretación del conjunto de los datos.

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-1 (A)



Figura 15. Columnas estratigráficas esquemáticas de la Serie Negra (a) y de la Formación Malcocinado (b); localidad tipo fuera del Macizo de Mérida (Rojo-Pérez et al., in press-b). (c) Metagránito de San Andrés. (d) Contacto entre la Formación Montemolín y la metatonalita de Don Álvaro. (e) Metagránito de Valverde.

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-1 (B)

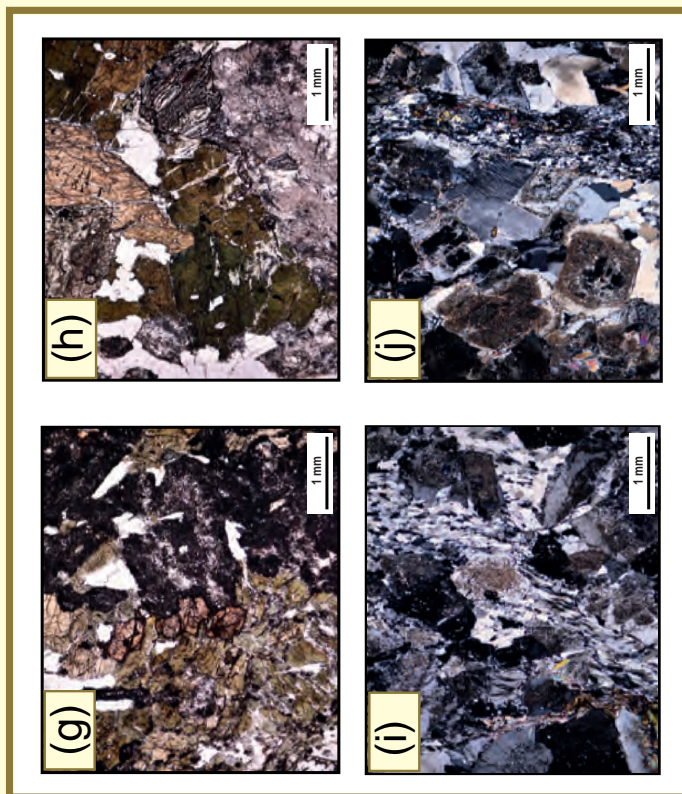
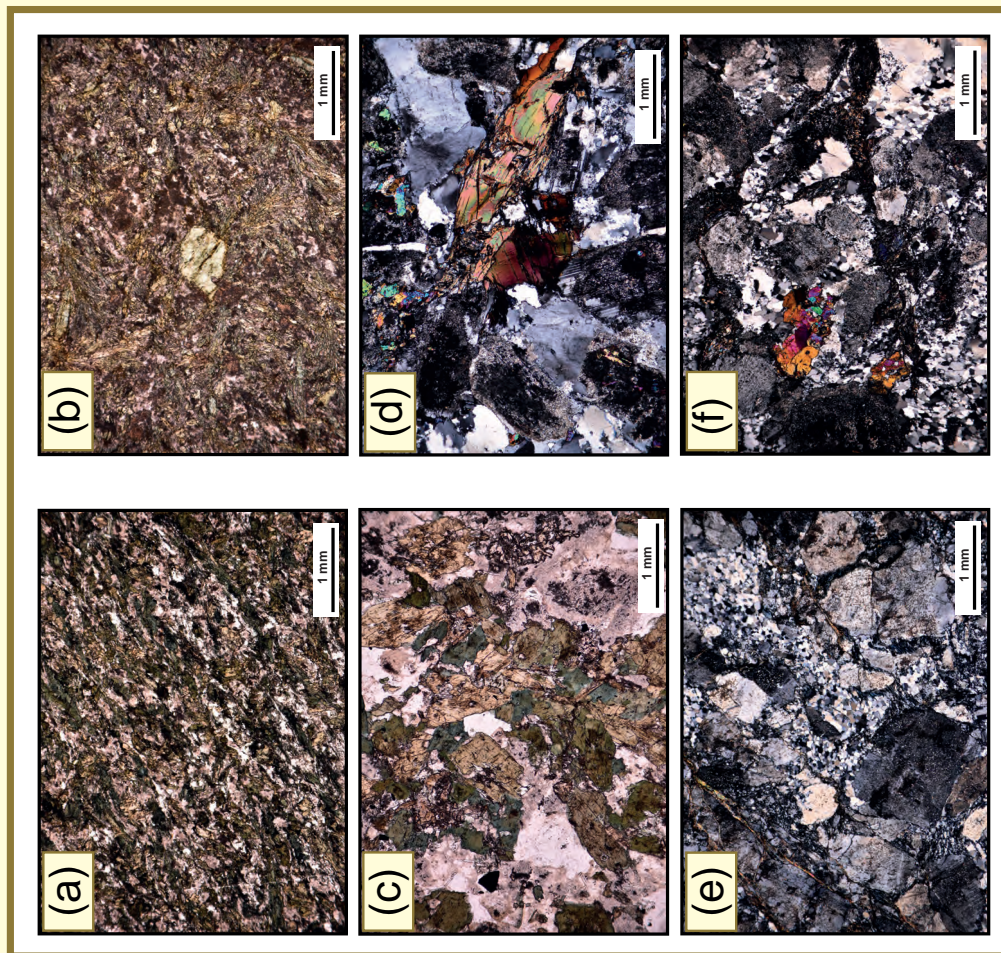


Figura 16. Petrografía de los tipos ígneos. (a), (b) Metabasitas de la Formación Montemolín. (c), (d) Metatonalita de Don Álvaro. (e), (f) Metagranito de San Andrés. (g), (h) Metagranito de Valle Real. (i), (j) Metagranito de Valverde. Según Rojo-Pérez et al. (2022).

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-1 (C)

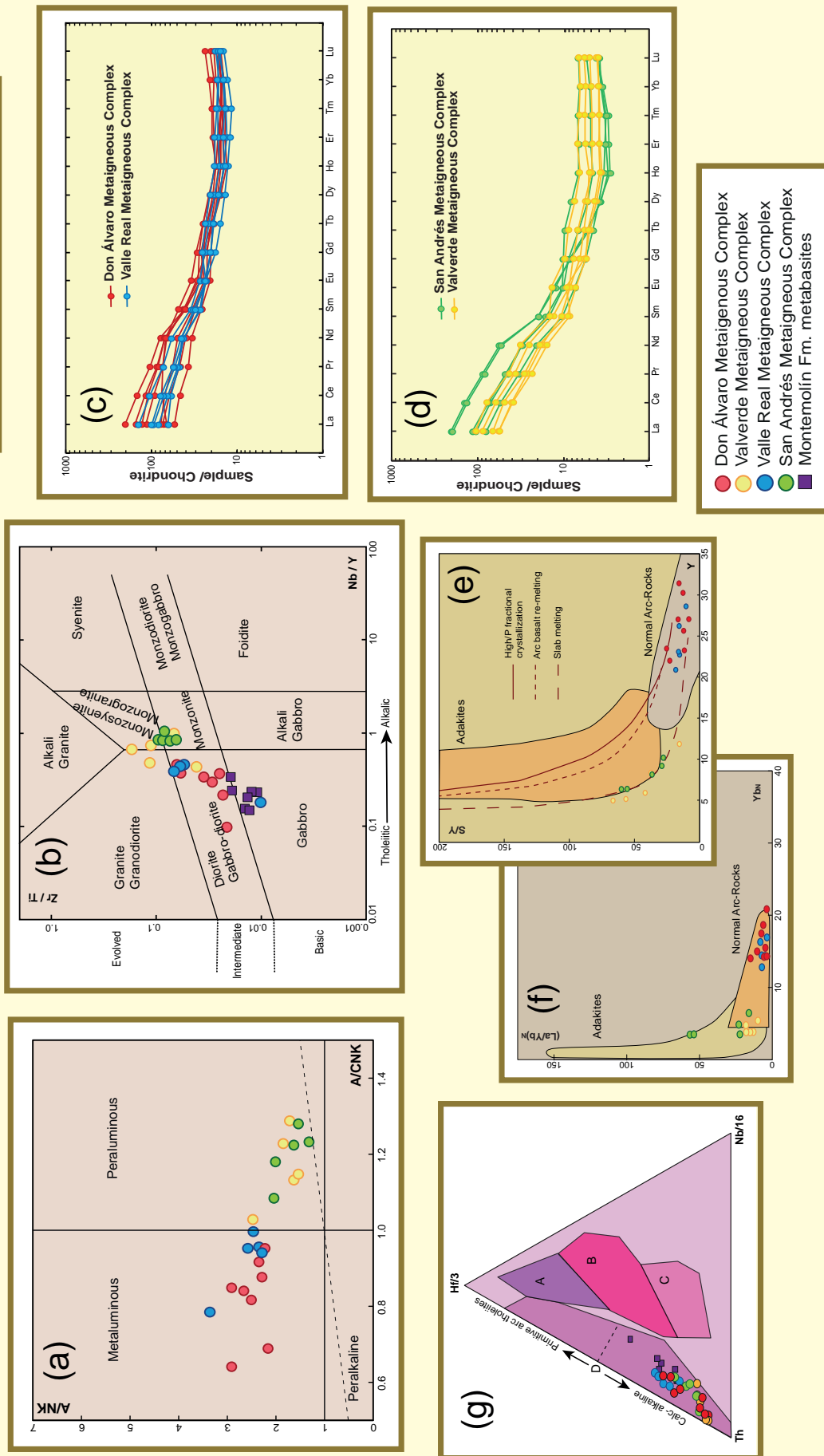


Figura 17. Geoquímica de las rocas metaígneas de la Unidad Superior del Macizo de Mérida (Rojo-Pérez et al., 2022). (a) Shand (1948). (b) Pearce (1996). (c), (d) Contenidos en REE. (e), (f) Defant and Drummond (1990), McPherson et al. (2006). (g) Wood, 1980.

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-1 (D)

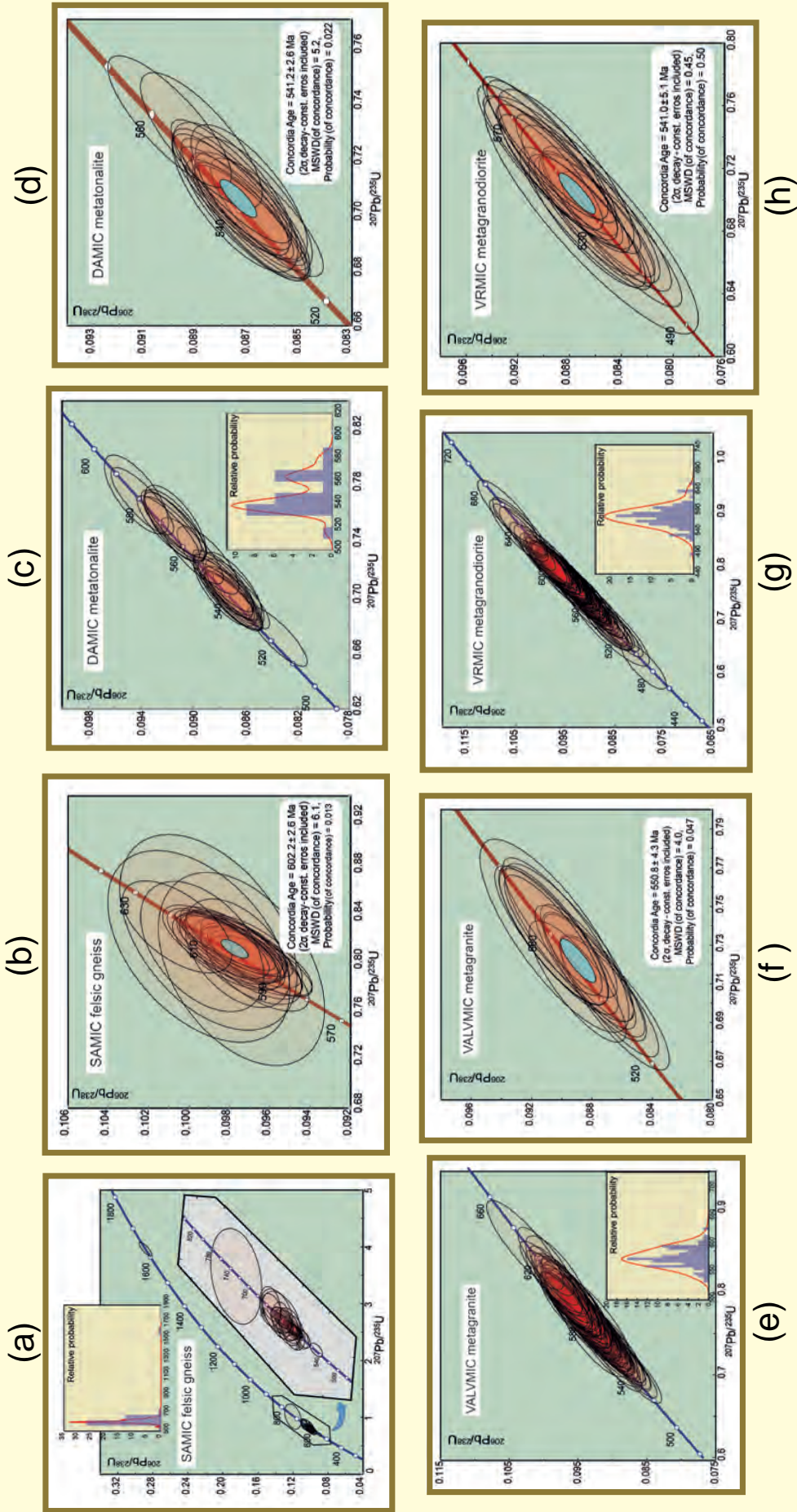


Figura 18. Geocronología U-Pb en circones de las rocas metaígneas de la Unidad Superior del Macizo de Mérida. (a), (b) Metagranito de San Andrés. (c), (d) Metatonalita de Don Álvaro. (e), (f) Metagranito de Valverde. (g), (h) Metagranodiorita de Valle Real. Según Rojo-Pérez et al. (2022).

La geocronología U-Pb en circones de las rocas graníticas del Macizo de Mérida (LA-ICP-MS), indica que sus edades oscilan en el rango 602-541 Ma. En general contienen una población principal de circones ortomagmáticos y escasos cristales heredados, cuya edad se aleja poco de la población principal. La edad del protolito del ortogneis de San Andrés se ha datado en $602,2 \pm 2,6$ Ma (Fig. 18; Rojo-Pérez et al., 2022). Se trata de la roca granítica cadomiense correctamente datada más antigua que se ha reportado hasta la actualidad. Este hecho explica probablemente su mayor deformación en relación al resto de los plutones cadomiense del Macizo de Mérida.

Parada 1-2. Unidad Superior: Zona de contacto entre la Serie Negra y las metatonalitas de Don Álvaro. Metabasitas basales de la Formación Montemolín

Carretera BA-058 de Don Álvaro a Mérida, proximidades del Km 2. Unidad Superior de Esquistos y Metagranitoides: zona de contacto entre la base de la Serie Negra y la tonalita de Don Álvaro.

Todas las exposiciones de la serie metasedimentaria regional en las proximidades de este punto están constituidas por filitas y micaesquistos con condiciones de bajo grado de metamorfismo, propias de la transición clorita - biotita. Abundan los niveles de esquistos verdes con probable origen metadolerítico y también algunas rocas volcánicas más escasas de aspecto andesítico. Estas características sugieren la equivalencia de esta serie con la Formación Montemolín, la parte inferior de la Serie Negra (Fig. 15). La edad de esta serie no es conocida, pero la cronología obtenida para los protolitos del ortogneis de San Andrés indica que es más antigua de c. 602 Ma.

Las características composicionales de las rocas siliciclásticas de la Serie Negra indican que se depositaron en un ambiente tectónico típico de márgenes activos. Además, sus edades modelo de Nd oscilan en el rango 1421-2040 Ma, lo que indica unas áreas fuentes dominadas por reservorios pre-Grenvillian afines a dominios próximos al Cratón del Oeste de África. Estos valores de T_{DM} son sensiblemente más antiguos que los que se han obtenido para el Alcudiense Inferior (Ediacárico Superior) de la región meridional de la Zona Centroibérica, lo que sugiere paleogeografías diferentes para ambos dominios del Macizo Ibérico (Fig. 19; Fuenlabrada et al., 2016; Rojo-Pérez et al., In press-b). Por otra parte, las metabasitas de la Formación Montemolín tienen una composición característica de rocas calcoalcalinas típicas de márgenes continentales activos. Además, resultan comparables a los magmas máficos generados en arcos andesíticos maduros, aunque también se aproximan a composiciones de tipo "continental flood basalts". En ambos casos, hay bastante similitud con las rocas andesíticas de la Formación Malcocinado del Cámbrico más inferior (Fig. 20; Rojo-Pérez et al., In press-b).

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-2 (A)

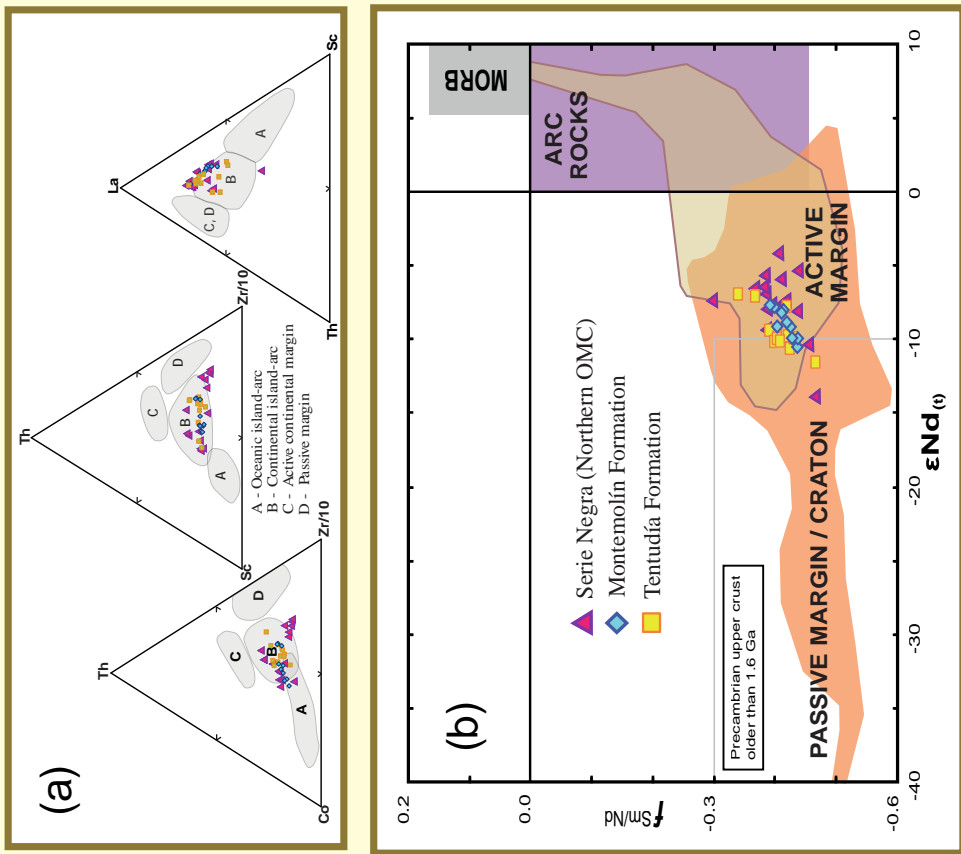


Figura 19. Geoquímica de las rocas siliciclásticas del Macizo de Mérida (Fuenlabrada et al., 2016; Rojo-Pérez et al., In press-b). (a) Diagramas de Bhatia and Crook (1986). (b) Diagrama de McLennan and Hemming (1992). (c) Edades modelo de Nd de series siliciclásticas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico.

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-2 (B)

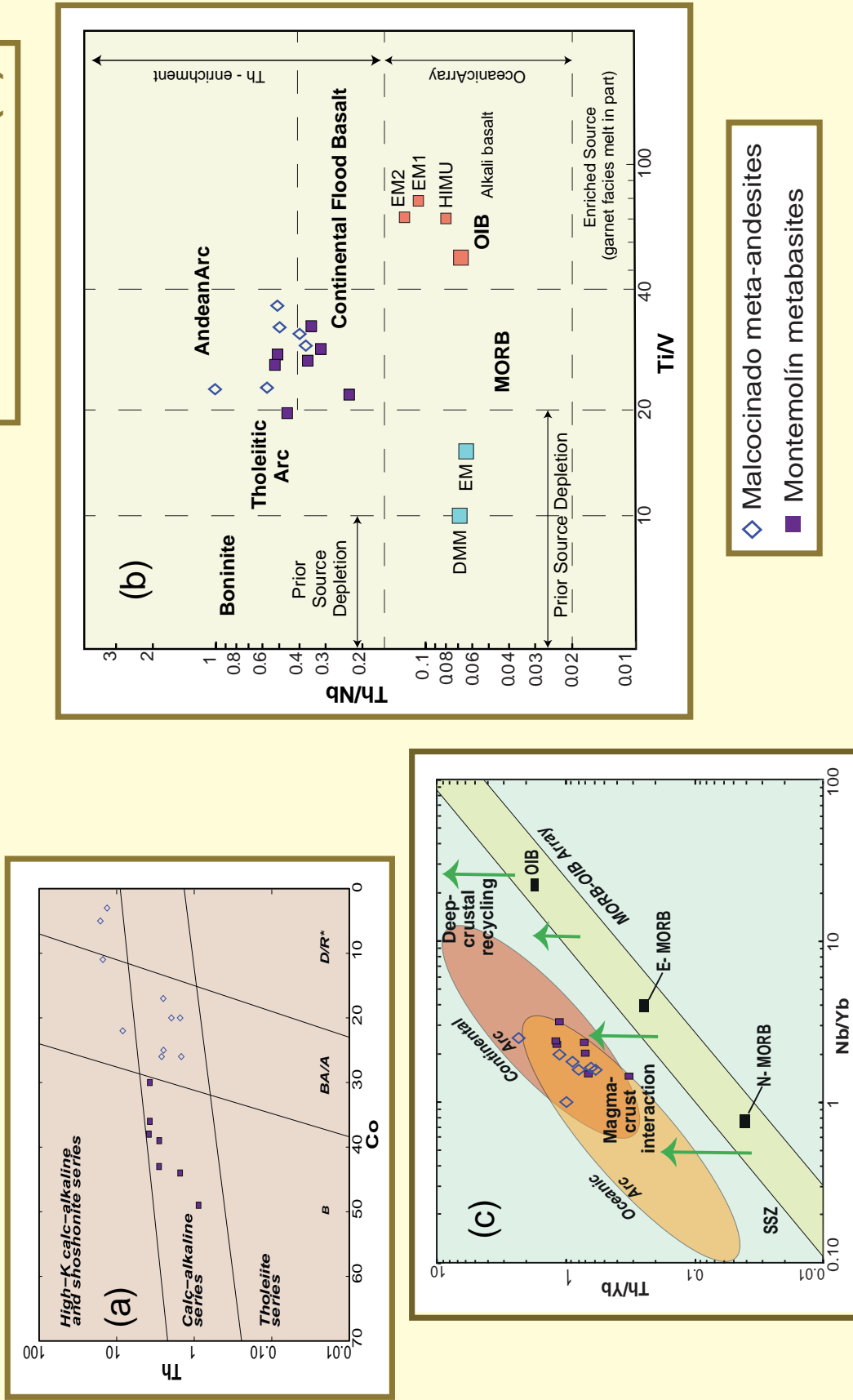


Figura 20. Geoquímica de las metabasitas de las Fms. Montemolín y Malcocinado (Rojo-Pérez et al., In press-b). (a) Hastie et al. (2007). (b) Shervais (2022). (c) Pearce (2008).

La interpretación de estas rocas máficas puede discutirse al final del día, una vez que se hayan visitado todas las unidades del Macizo de Mérida.

La tonalita anfibólica – biotítica porfídica de Don Álvaro tiene una composición metalumínica y una afinidad calcoalcalina característica de arcos volcánicos comunes (Figs. 16 y 17). La edad de los protolitos de esta tonalita se ha datado en $541,2 \pm 2,6$ Ma (Fig. 18; Rojo-Pérez et al., 2022), siendo la edad más joven obtenida hasta ahora para el plutonismo cadomiense del Macizo de Mérida. Por otra parte, la interpretación del contacto entre las metatonalitas y la Formación Montemolín puede estar sujeto a cierto debate. El cuerpo ígneo tiene sobre el afloramiento un aspecto muy poco deformado, que contrasta con la marcada deformación de la Formación Montemolín, que siempre muestra una fábrica esquistosa regional muy bien desarrollada (Fig. 15d).

Parada 1-3. Unidad Superior: Metagranodioritas de Valverde de Mérida.

Carretera BA-125 de San Pedro de Mérida a Valverde de Mérida, proximidades del Km 5, junto a la última localidad. Unidad Superior de Esquistos y Metagranitoides: plutón compuesto de Valverde.

El plutón de Valverde representa el mayor cuerpo ígneo cartografiado en el Macizo de Mérida. Está constituido por una variedad de litologías donde dominan los tipos graníticos, monzograníticos y granodioríticos pobres en minerales máficos; los sectores donde abundan las inclusiones de rocas dioríticas son también frecuentes. Muestran una deformación muy heterogénea, desde tipos virtualmente indeformados hasta niveles muy cizallados, incluso con texturas miloníticas. Los tipos menos deformados permiten observar que las rocas plutónicas originales fueron percoladas por una densa red de venas hidrotermales, muy patente sobre el afloramiento, cuyo significado no se ha investigado (Fig. 15e). Los tipos graníticos más frecuentes tienen composiciones peralumínicas y afinidad intermedia entre rocas calcoalcalinas comunes y adakitas (Fig. 17). Los protolitos graníticos característicos del plutón de Valverde de Mérida se han datado en $550,8 \pm 4,3$ (Fig. 18; Rojo-Pérez et al., 2022).

Las edades modelo de Nd obtenidas para las rocas plutónicas de la Unidad Superior del Macizo de Mérida oscilan en un limitado rango de valores (818-1145 Ma). Estos valores son sensiblemente más jóvenes que los obtenidos para las metabasitas de la Formación Montemolín (1316-2110 Ma), que se solapan ampliamente con los que registran las rocas siliciclásticas de la Serie Negra (1421-2040 Ma). A su vez, todos estos valores son mucho más antiguos que las T_{DM} obtenidas para las rocas máficas de las ofiolitas cadomienses, que tienen un carácter

Macizo de Mérida: Unidad Superior

PARADA - 1-3

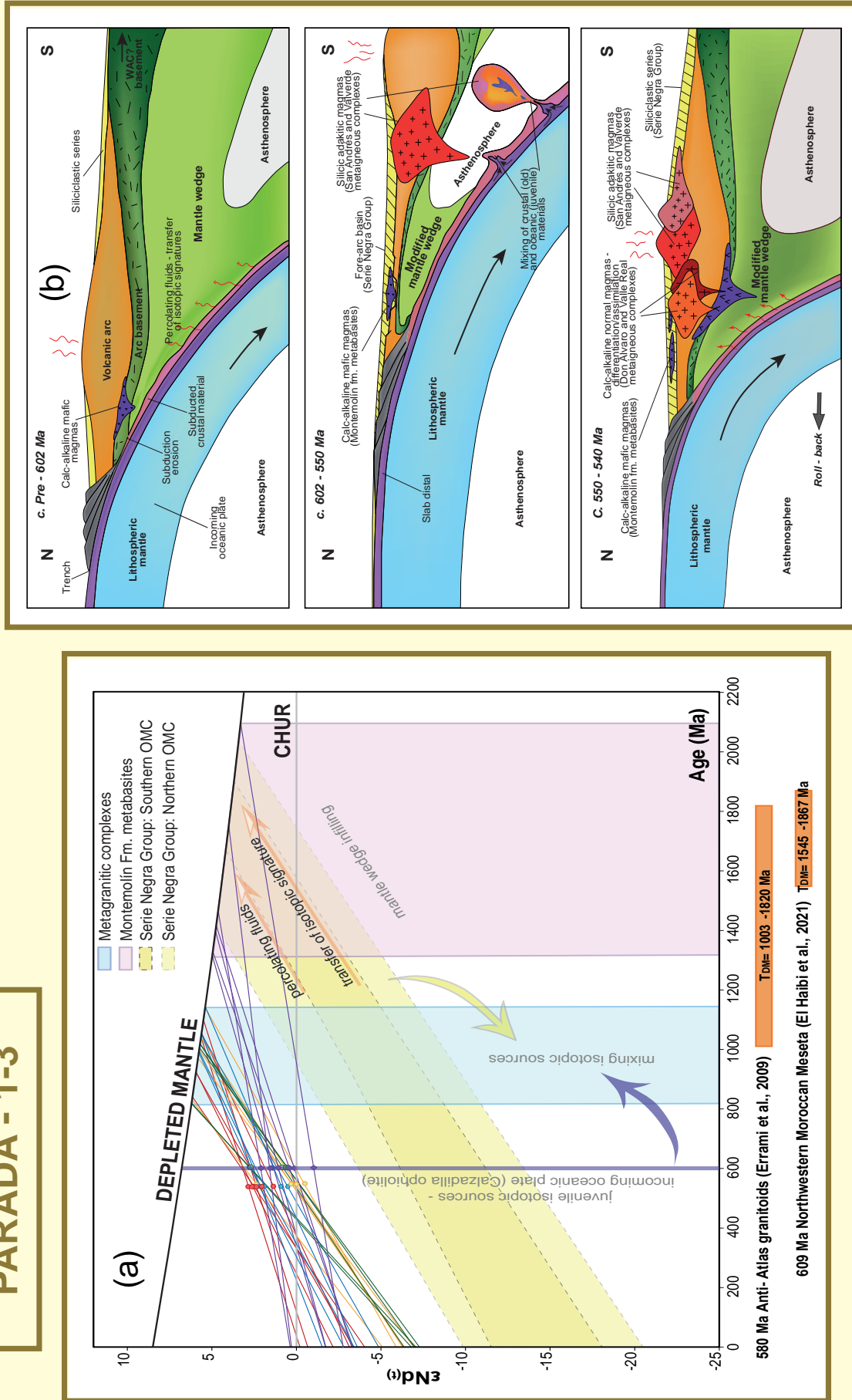


Figura 21. (a) Fuentes isotópicas de referencia (Nd). (b) Evolución del arco volcánico ediacárico del Macizo de Mérida. Según Rojo-Pérez et al. (2022).

juvenil (Fig. 21; Rojo Pérez et al., 2022; Arenas et al., 2024). Estos datos junto a las características composicionales del plutonismo cadomiense, ha permitido plantear un modelo detallado para la génesis de estos magmas en un arco magmático ediacárico peri-Gondwánico (Fig. 21; Rojo-Pérez et al., 2022, In press-b). Las rocas ígneas máficas precursoras de la Formación Montemolín se habrían formado a partir de la fusión parcial de una cuña mantélica muy infiltrada por rocas sedimentarias, poco antes de c. 602 Ma. Posteriormente se desarrollaron mélanges resultantes, esencialmente, de la hibridación de rocas metasedimentarias subducidas y rocas máficas procedentes del slab (ver Castro, 2014; Castro et al., 2021). De acuerdo con las fuentes isotópicas obtenidas para todas las litologías implicadas (T_{DM} ; Fig. 21), la fusión parcial de diapiros ascendentes constituidos por esta mezcla de litologías, resulta el origen más probable para los plutones de granitoides cadomienses del arco volcánico peri-Gondwánico preservado en el Macizo de Mérida.

Parada 1-4. Ofiolita de Mérida: Sección máfica constituida por metagabros y anfibolitas, con rocas ultramáficas ocasionales (hornblenditas).

Antigua carretera N-V en la periferia de la ciudad de Mérida, proximidades del camping de Mérida. Ofiolita de Mérida: sección máfica constituida por metagabros y anfibolitas, con ocasionales rocas ultramáficas de tipo hornblendítico.

La Ofiolita de Mérida está formada por al menos tres escamas principales que repiten una sección de rocas máficas (metagabros, doleritas y anfibolitas), con litologías ultramáficas muy escasas (serpentinitas y hornblenditas) (Fig. 9; Díez Fernández et al., 2022). Los buenos afloramientos de esta ofiolita son muy escasos, ya que la gran mayoría de su extensión está localizada en la llanura próxima a Mérida. Quizás esta sea una de las razones por lo que la identidad de esta ofiolita ha pasado desapercibida hasta tiempos muy recientes. La sección visitada de la ofiolita en esta parada está situada en las proximidades del contacto entre la escama inferior y la intermedia, las principales de la ofiolita (Fig. 9). El recorrido muestra una alternancia de metagabros de grano medio - grueso, anfibolitas (muy ocasionalmente con granate) y algunas hornblenditas. Todas las litologías muestran el desarrollo de una foliación regional cuya interpretación es compleja, ya que debe tener un carácter compuesto, como indican los datos geocronológicos existentes en la ofiolita. Las características composicionales de las rocas máficas se corresponden claramente con tipos generados en un contexto de zona de supra-subducción. Además, las edades modelo de Nd (548-960 Ma) indican que se trata de rocas máficas juveniles, ya que se estas edades se encuentran relativamente próximas a la edad de los protolitos (Fig. 22; Arenas et al., 2024).

En la ofiolita se han encontrado muy escasas intercalaciones de rocas félsicas de po-

Macizo de Mérida: Unidad Ofolítica

PARADA - 1-4 (A)

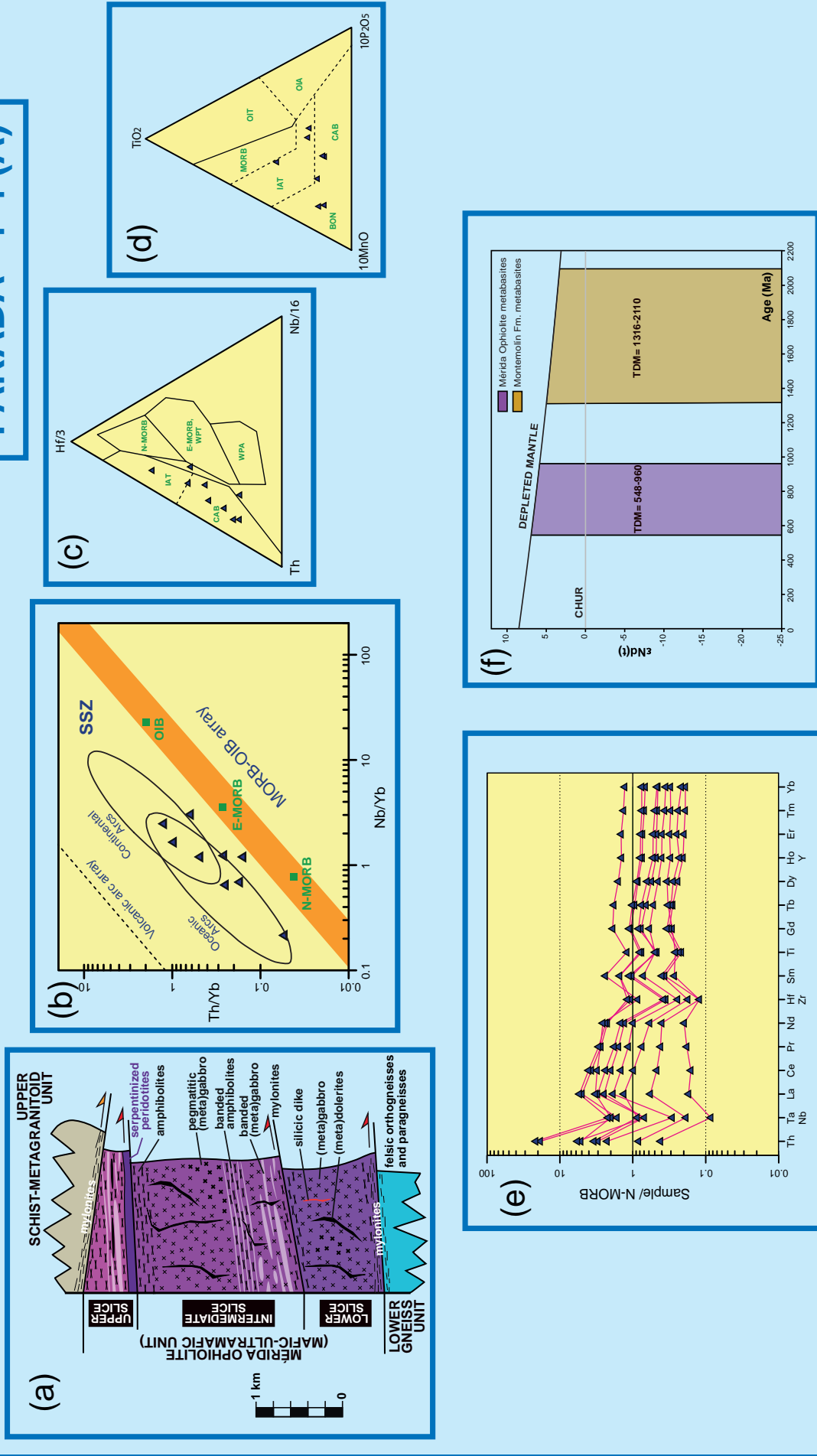


Figura 22. Litologías y geoquímica de la Ofolita de Mérida (Arenas et al., 2024). (a) Estructura. (b) Pearce (2014). (c) Wood (1980). (d) Mullen (1983). (e) Valores N-MORB de Sun and McDonough (1989). (f) Datos TDM (Nd isotópico).

Macizo de Mérida: Unidad Ofolítica

PARADA - 1-4 (B)

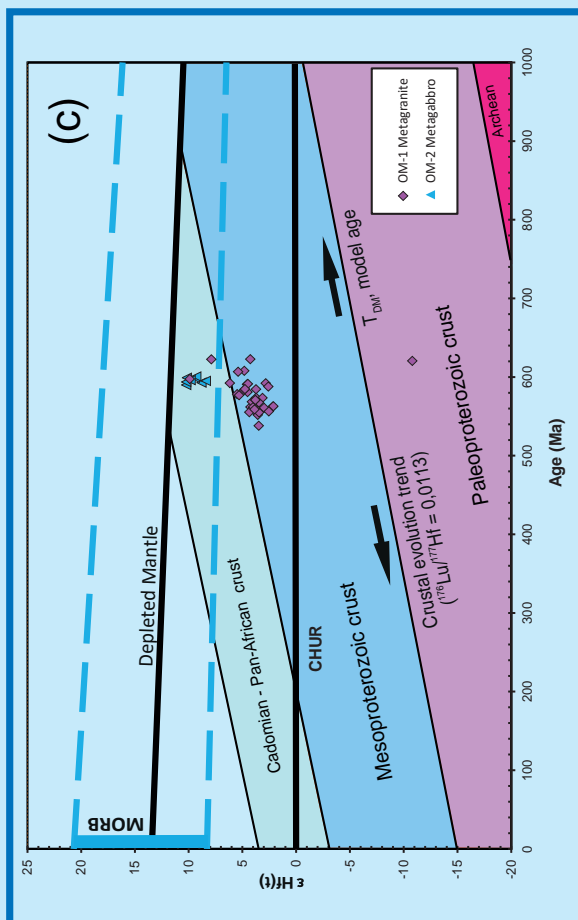
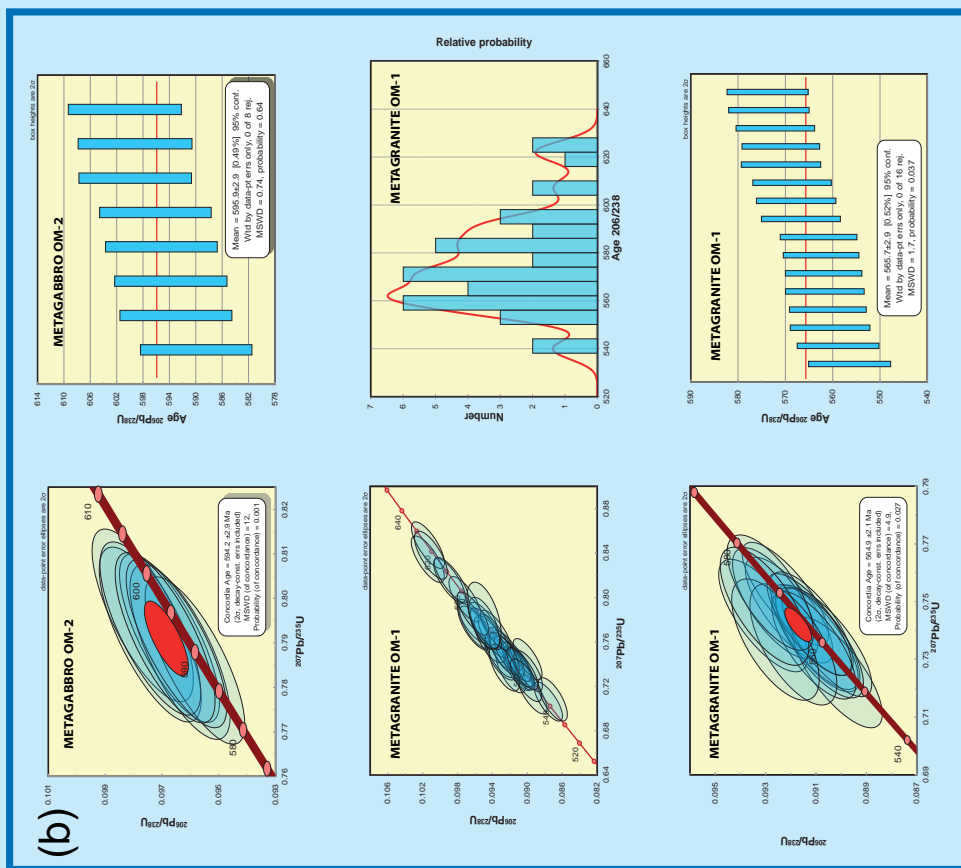
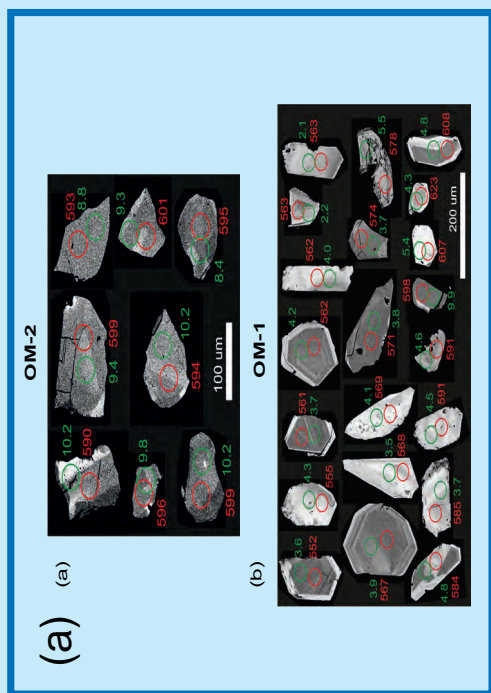


Figura 23. Geocronología U-Pb y composición isotópica de Hf (circón) de metagabbros y metagranitos de la Ofolita de Mérida (Arenas et al., 2024).

tencia métrica que muestran una fuerte deformación. Sus características composicionales no se corresponden con típicos plagiogranitos oceánicos, sino más bien con granitoides de arco, probablemente intrusivos en la sección ofiolítica (Arenas et al., 2024). Como se comentará a continuación, los datos de geocronología U-Pb avalan esta interpretación y una desconexión temporal con la Ofiolita de Mérida.

Uno de los gabros menos deformados de la ofiolita contiene una población consistente de circones que se han datado en c. 594-595 Ma (U-Pb en circones; LA-ICP-MS). Este dato se interpreta como la edad de los protolitos gabroicos. Por otra parte, uno de los cuerpos de granitoides de espesor métrico intrusivo en las rocas máficas, se ha datado también mediante circones en c. 564-565 Ma (U-Pb; LA-ICP-MS) (Fig. 23; Arenas et al., 2024). Estos datos confirman la edad más joven de estos granitoides y su falta de relación con la sección ofiolítica, aunque sí comparten un origen común en un contexto de zona de supra-subducción. Las fuentes isotópicas de ambos tipos de rocas también son muy contrastadas (Hf isotópico en circón; Fig. 23), e indican que en la generación de los granitoides ha participado material metasedimentario procedente de una corteza continental. Teniendo en cuenta estos datos, la edad U-Pb obtenida previamente en circones de las rocas máficas de esta unidad (c. 577 Ma; Bandrés et al., 2004), debe representar más bien una edad de metamorfismo.

Parada 1-5. Ofiolita de Mérida: Niveles muy deformados de la sección máfica constituidos por anfibolitas con gruesos granates y migmatización incipiente.

Afloramientos en el cauce del arroyo de Albarregas frente al camping de Mérida. Ofiolita de Mérida: anfibolitas con grandes granates y migmatización incipiente.

El contacto entre la lámina inferior y la intermedia de la Ofiolita de Mérida se caracteriza por el desarrollo de una banda potente de metabasitas donde el metamorfismo es más intenso. Consisten en anfibolitas bandeadas con fuerte deformación y desarrollo frecuente de numerosos porfidoblastos de granate de hasta 0,5 – 1 cm de diámetro (Fig. 24). Las anfibolitas muestran en ocasiones niveles centimétricos de carácter félsico que se consideran originados durante fusión parcial incipiente. Esta banda de metabasitas de mayor grado puede seguirse de modo continuo en dirección NE a lo largo del cauce del arroyo Albarregas, aunque no resulta muy potente. Su desarrollo sólo se ha observado en la zona de contacto entre las dos escamas principales de la ofiolita (Fig. 9), lo que sugiere que su formación se debe al desarrollo de un gradiente inverso local a techo de la lámina inferior, eventualmente asociado a una sección mantélica no preservada (Arenas et al., 2024).

Macizo de Mérida: Unidad Ofolítica

PARADA - 1-5 (A)

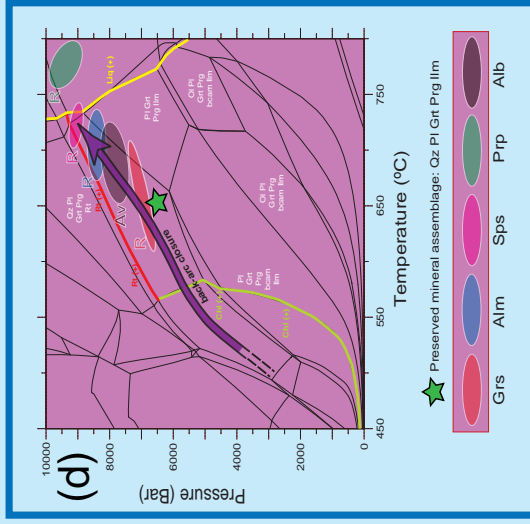
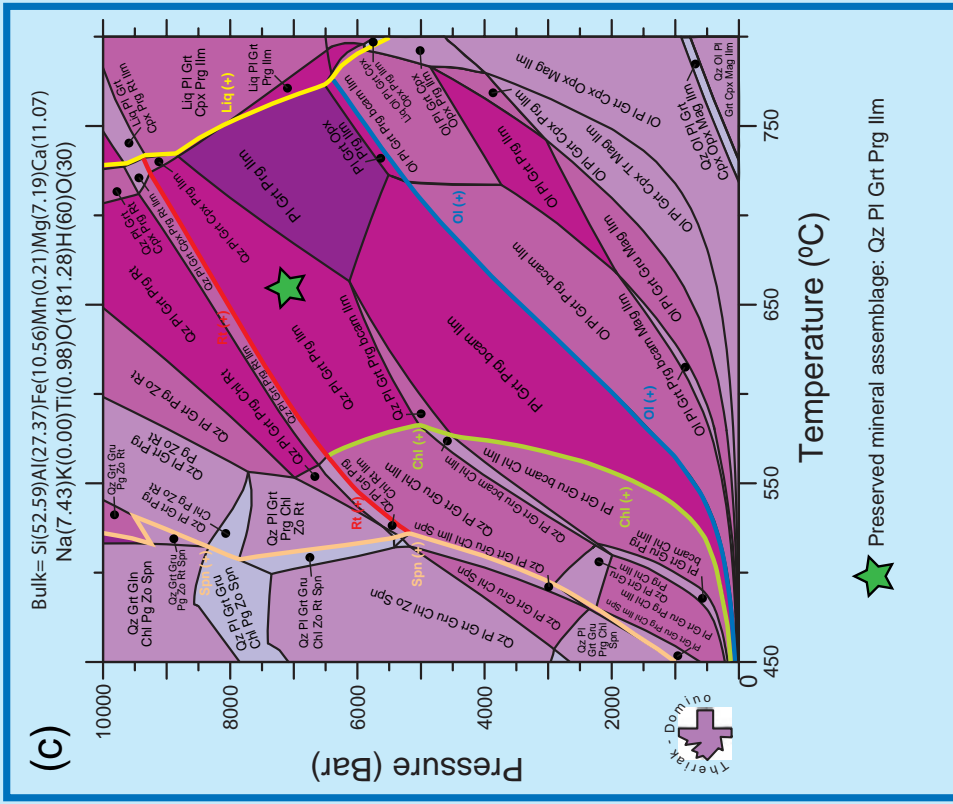
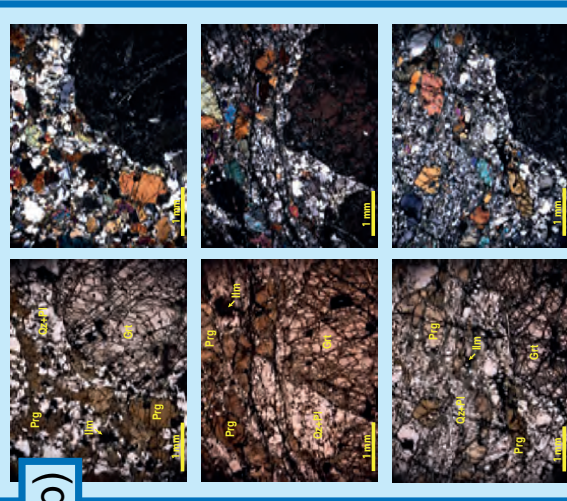


Figura 24. Evolución tectonotermal de la Ofolita de Mérida: Pseudosección y trayectoria P-T de las anfibolitas con granatos de las proximidades del Arroyo Albarregas (Mérida). (Arenas et al., 2024).

Macizo de Mérida: Unidad Ofiolítica

PARADA - 1-5 (B)

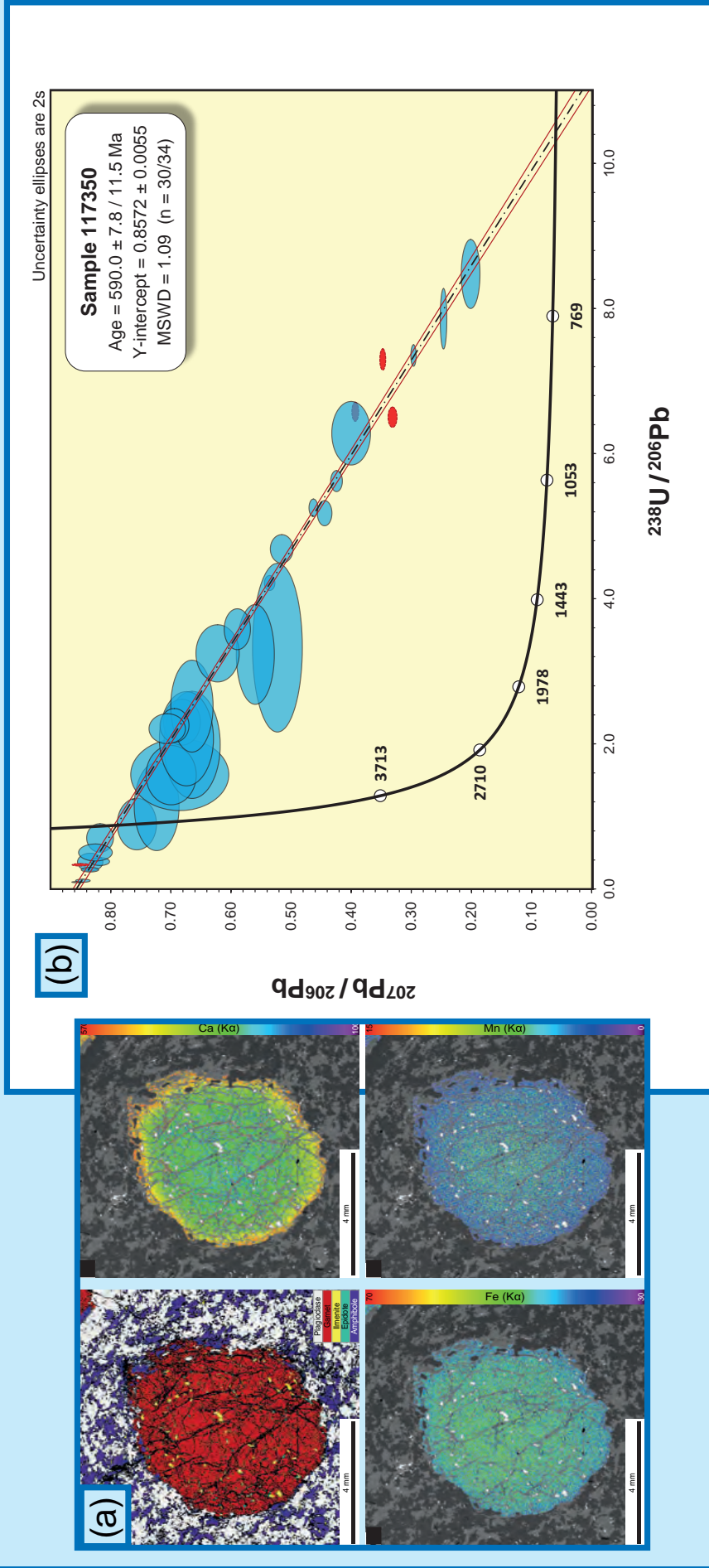


Figura 25. Evolución tectonotermal de la Ofiolita de Mérida: Edad U-Pb del granate de las anfibolitas del Arroyo Albarregas (Mérida). (Arenas et al., 2024).

Macizo de Mérida: Unidad Ofiolítica

PARADA - 1-5 (C)

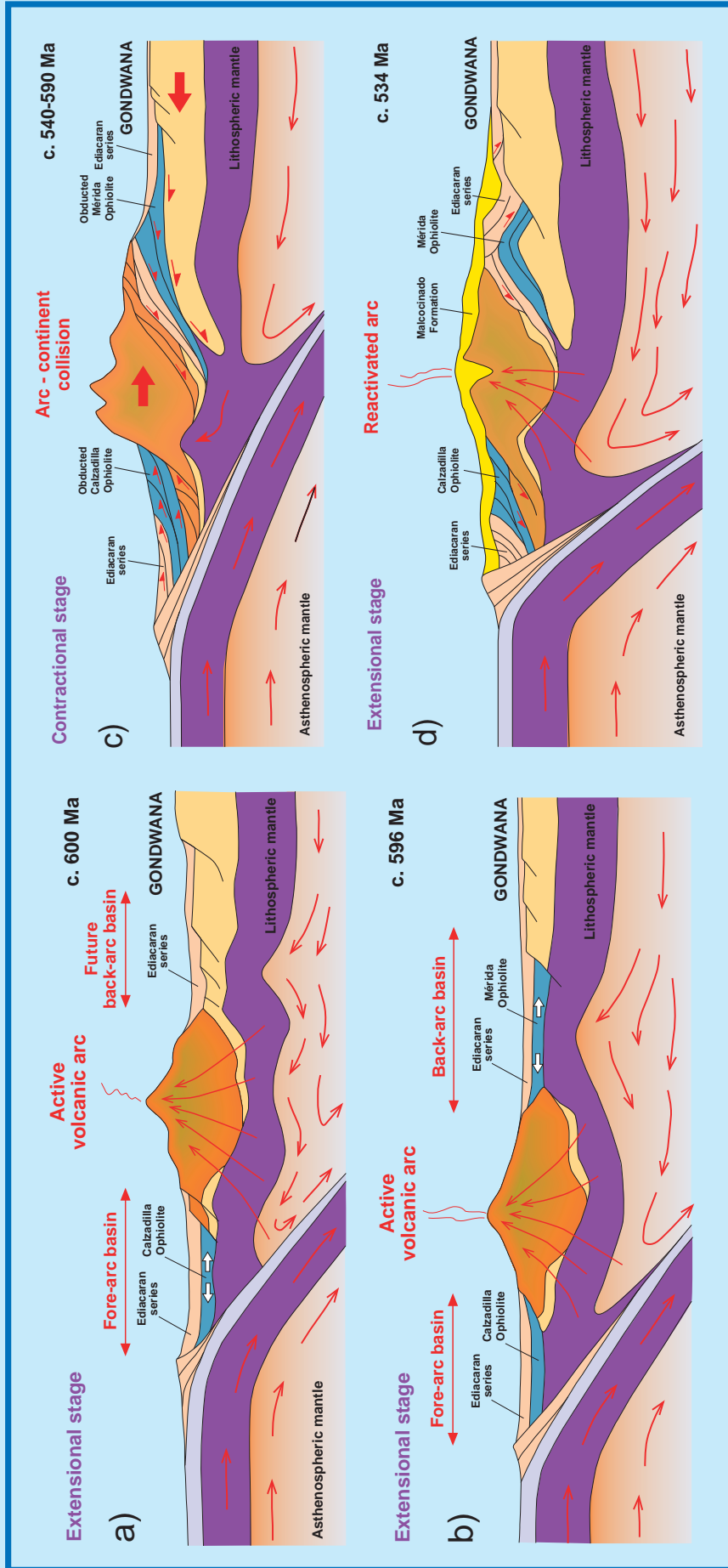


Figura 26. Modelo geodinámico propuesto para el origen de la Ofiolita de Mérida en relación con la evolución del margen Africano de Gondwana durante el intervalo 600–534 Ma (Arenas et al., 2024).

La modelización termodinámica de la paragénesis mineral característica de las anfibolitas con granate (Qz-Plg-Grt-Prg-Ilm), sugiere que se ha formado a unas condiciones de c. 700 °C y 8 kbar, de acuerdo con un gradiente de presión moderada (Fig. 24). El pico metamórfico se alcanzó en las proximidades del solidus hidratado. Este gradiente metamórfico resulta característico del comienzo de la subducción de placas oceánicas. Por otra parte, uno de los grandes granates de las anfibolitas con un débil zonado composicional, se ha datado mediante geocronología U-Pb (LA-ICP-MS). La edad obtenida resulta metodológicamente muy rigurosa y tiene un valor de c. 590 Ma. (Fig. 25; Arenas et al., 2024). Esta edad es la más antigua obtenida en el Macizo Ibérico para un evento tectonotermal.

La Ofiolita de Mérida se ha interpretado como una ofiolita de zona de supra-subducción, cuyos protolitos se generaron en una cuenca de back-arc peri-Gondwánica a c. 594-595 Ma (edad de los protolitos gabroicos de la ofiolita). La litosfera oceánica de este back-arc comenzó un proceso de subducción bajo el arco volcánico peri-Gondwánico (Unidad Superior del Macizo de Mérida) a c. 590 Ma (edad de los granates de las anfibolitas migmatíticas), y fue finalmente obducida sobre una sección más interna de peri-Gondwana (Unidad Inferior del Macizo de Mérida; Fig. 26). La edad concreta de la obducción y de la exhumación subsiguiente es incierta, pero las fábricas deformativas finales en la ofiolita afectan a granitoides de 564-565 Ma. Además, tanto en la Ofiolita de Mérida como en la de Calzadilla, se ha encontrado una limitada población de circones de c. 540 Ma que puede datar el último evento tectonotermal dúctil en estas ofiolitas (Díez Fernández et al., 2022; Arenas et al., 2024). Las fábricas tectónicas que se encuentran en la Ofiolita de Mérida tienen por tanto un carácter compuesto, y se han desarrollado a lo largo de varios episodios tectonotermales de edad cadomiense.

Parada 1-6. Unidad Gnéisica Inferior: Ortogneises félsicos migmatíticos de Magdalena.

Proximidades de la Casa de la Magdalena, 2 Km al sur de la localidad de Mirandilla.
Unidad Gnéisica Inferior: Ortogneises félsicos migmatíticos de Magdalena.

Una pequeña ventana tectónica situada al NW de la Ofiolita de Mérida, hace aflorar una unidad litológica situada por debajo de la ofiolita y de naturaleza muy contrastada, los ortogneises de Magdalena (Díez Fernández et al., 2022). Consisten en una monótona secuencia de gneises félsicos algo anfibólicos que muestran una migmatización incipiente en todos los afloramientos observados. El contacto de esta unidad gnéisica con la Ofiolita de Mérida es de carácter aditivo y se interpreta como un cabalgamiento. Este cabalgamiento representa la obducción de la ofiolita sobre un conjunto litológico que, teniendo en cuenta su naturaleza, se interpreta como margen peri-Gondwánico.

La distribución de edades que proporcionan los circones de este ortogneis es muy compleja (U-Pb, LA-ICP-MS; Fig. 27). Los datos definen dos grupos de edad principales y muestran también algunas herencias. El grupo más antiguo, representado por un mayor grupo de circones, proporciona una edad de c. 620 Ma. El grupo más joven tiene una edad media de c. 596 Ma (Fig. 27). La edad del primer grupo se considera la edad de los protolitos graníticos de este ortogneis. La edad más joven se interpreta como la edad del metamorfismo principal que afecta a los ortogneises, que estaría en el mismo rango de edad, teniendo en cuenta la incertidumbre de estos datos U-Pb, que la edad del metamorfismo principal de la Ofiolita de Mérida que ha proporcionado la datación U-Pb de los granates de las anfibolitas.

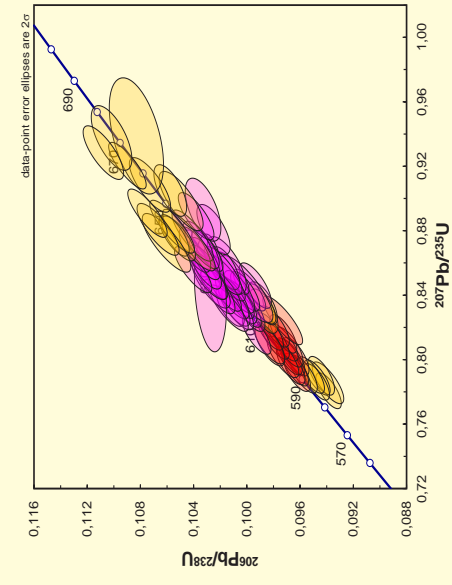
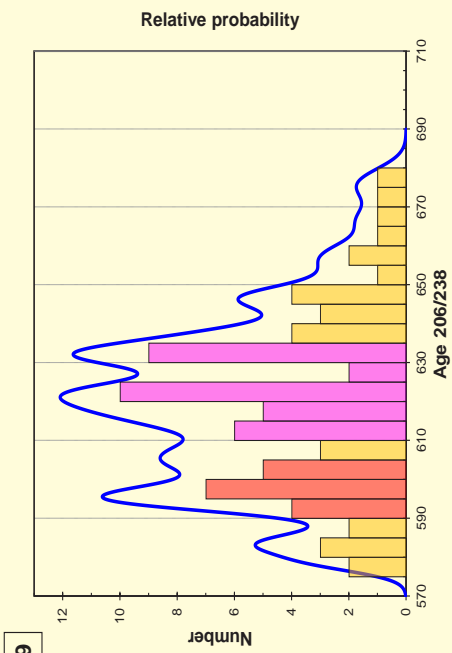
De acuerdo con los datos anteriores y en función de la estructura del Macizo de Mérida, los ortogneises de Magdalena representan una sección del margen peri-Gondwánico anterior a la apertura de la cuenca de back-arc donde se formó la Ofiolita de Mérida, la sección más próxima a Gondwana. Esta sección fue acrecionada bajo la propia ofiolita algo después, durante la colisión del arco con Gondwana y el cierre de esta cuenca (c. 595 – 590 Ma). La Formación Montemolín de la Serie Negra (Unidad Superior) representa probablemente el margen más externo de la propia cuenca de back-arc, resultando también anterior a su apertura. Las abundantes rocas máficas que caracterizan la base de la Formación Montemolín pueden también relacionarse con la apertura de esta cuenca de back-arc. La composición de estas rocas máficas resulta similar a ciertos tipos de “continental flood basalts” (ver parada 1-2) y podría indicar la participación de una pluma mantélica menor en la apertura de este back-arc ediacárico peri-Gondwánico.

Macizo de Mérida: Unidad Inferior

PARADA - 1-6

ME-89

ME-89



ME-89

ME-89

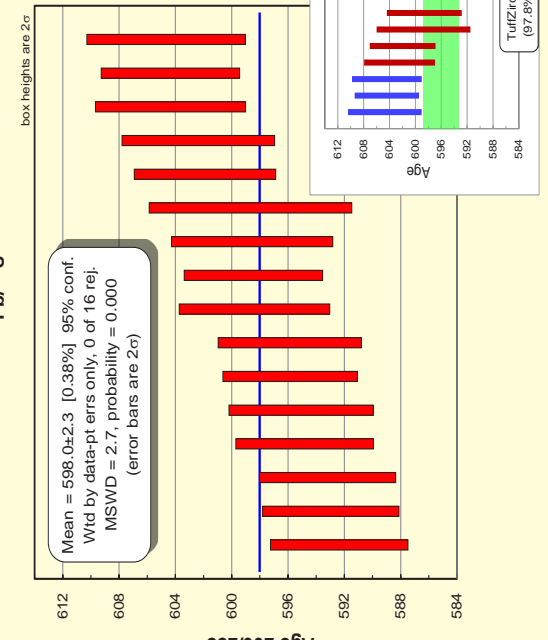
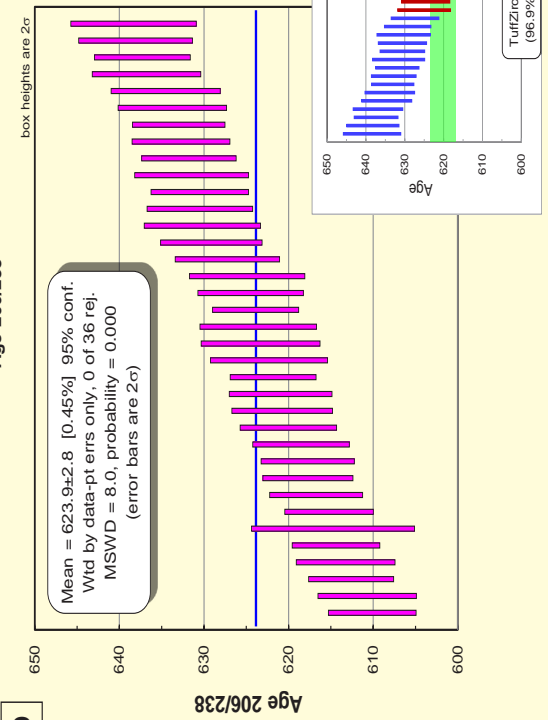


Figura 27. Geocronología U-Pb en circones (LA-ICP-MS) del ortogneis ME-89. (Datos no publicados).

Segundo día

Macizo de Calzadilla de los Barros

Paradas 2-1 y 2-2. Ofiolita de Calzadilla: Sección ultramáfica

Parada 2-3. Contacto entre Ofiolita y Formación Malcocinado

Parada 2-4. Cromititas

Parada 2-1. Ofiolita de Calzadilla: Sección ultramáfica de Cerro Cabrera constituida por serpentinitas, con ocasionales hornblenditas, diques doleríticos y felsitas muy deformadas.

Recorrido desde la Ermita de San Isidro hasta la cima de Cerro Cabrera, situado a 1,5 Km al N-NW de Calzadilla de los Barros. Ofiolita de Calzadilla: afloramientos de serpentinitas, con ocasionales hornblenditas, doleritas y felsitas anfibólicas muy deformadas y en ocasiones migmatizadas.

La Ofiolita de Calzadilla está formada por dos escamas con una constitución litológica muy diferente (Fig. 28; Arenas et al., 2018; Díez Fernández et al., 2019). La escama a muro representa una litosfera oceánica primitiva aparentemente poco modificada, con un espesor mínimo de c. 1.200 m. La parte inferior contiene serpentinitas con algunas inclusiones de hornblenditas, doleritas y felsitas, siendo dudosa la presencia de algunas piroxenitas. Las serpentinitas constituyen la mayor parte de las exposiciones de esta ofiolita. En la parte superior se localiza un nivel de metagabros de c. 100 m de espesor, cuyas condiciones de afloramiento son poco espectaculares y con un difícil acceso, por lo que no se visitará en el recorrido. Además, la presencia de concentraciones de cromititas podiformes entre rocas duníticas es patente en varios puntos, lo que puede indicar que el contacto entre las litologías ultramáficas y los metagabros se corresponde con el Moho original. La escama de techo es un imbricado entre serpentinitas y los metasedimentos de la Serie Negra de unos c. 1.500 m de espesor. Esta escama no puede considerarse realmente una parte de la ofiolita, sino un imbricado de la ofiolita propiamente dicha (escama inferior) con metasedimentos. No obstante se ha incluido en la columna para una presentación más detallada del conjunto.

Las condiciones del metamorfismo regional en la ofiolita son propias de la parte de menor temperatura de la facies de las anfibolitas y presiones bajas o moderadas. No obstante, entre las serpentinitas se localizan ocasionalmente masas de felsitas anfibólicas que muestran una fuerte deformación y migmatización local. Estas condiciones de metamorfismo contrastan con las generales en la ofiolita, por lo que deben corresponder a una dinámica mantélica previa a la obducción de la ofiolita. También se han encontrado, nunca in situ, masas de hornblenditas análogas a las que se visitaron en la Ofiolita de Mérida.

Las características composicionales de las rocas máficas de las ofiolitas de Calzadilla y Mérida se muestran de un modo comparado en las Figs. 28 y 29 (Arenas et al., In-press). Los metagabros de Calzadilla son tipos muy empobrecidos en REE (contenidos próximos a las condritas) y en elementos incompatibles (valores muy inferiores a típicos N-MORB). Estas pautas son representativas de tipos boniníticos generados a partir de harzburgitas con altas tasas de fusión parcial, en contextos de zona de supra-subducción y con mayor afinidad con zonas de

fore-arc. Este es el ambiente dinámico que se considera más probable para la generación de los protolitos de las rocas máficas de la Ofiolita de Calzadilla (Arenas et al., 2018). Por otra parte, una muestra de los metagabros de techo de la escama principal de la ofiolita se ha datado en c. 602 Ma mediante geocronología U-Pb en circones (SHRIMP; Fig. 30). Este metagabro también contiene una población muy escasa de circones concordantes a c. 539 Ma, junto con un grupo más amplio de circones que definen una discordia imprecisa a una edad próxima a la anterior (Fig. 30). Por ello, esta edad se ha interpretado como la del evento tectonotermal principal que afecta a la Ofiolita de Calzadilla, probablemente su obducción sobre la Serie Negra (Arenas et al., 2018; Díez Fernández et al., 2019).

Serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla

Las serpentinitas son las litologías más abundantes en esta ofiolita, ocupando más del 90% de la extensión del macizo (Fig. 11). Por ello y por la falta de información previa sobre las mismas, serán objeto de una explicación más detallada.

Las rocas ultramáficas de la Ofiolita de Calzadilla se encuentran completamente serpentinizadas. Destacan en el recorrido como masas de tonos ocres donde es patente la presencia de cristales oscuros variablemente abundantes de espinela. Están constituidas por una paragénesis que incluye antigorita, tremolita, olivino y espinela (Fig. 31). Debido a que la serpentización ha borrado por completo la mineralogía primaria mantélica de alta temperatura de las peridotitas originales, se ha realizado un análisis algebraico para clasificar los protolitos en los esquemas de clasificación clásicos (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre et al. (2002). Los resultados muestran que las serpentinitas fueron en origen mayoritariamente harzburgitas, con presencia ocasional de piroxenitas (dunitas ocasionales también se han reconocido sobre el terreno). También se encuentran una cantidad significativa de rocas ultramáficas ricas en anfíbol (hornblenditas en sentido amplio; Fig. 31). Existen también serpentinitas que están afectadas por un metasomatismo muy importante que impide una correcta clasificación y han sido eliminadas de la proyección. Desde un punto de vista composicional, las serpentinitas muestran unas relaciones Al_2O_3/SiO_2 y MgO/SiO_2 , así como unos contenidos en Al_2O_3 , FeO_T , CaO y TiO_2 típicos de un contexto de formación de los protolitos en un fore-arc (Deschamps et al., 2013; Fig. 32). En cuanto a los elementos traza, los diagramas normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) muestran un empobrecimiento en todas las tierras raras (excepto el La), donde los valores de tierras raras ligeras y pesadas son mayores respecto a las tierras raras intermedias, dando lugar a una forma de U característica de las serpentinitas de fore-arc (e.g. Deschamps et al., 2013; Parkinson and Pearce, 1998; Fig. 32). Además, el análisis de la química de las espinelas presentes en las serpentinitas muestra que estos minerales preservan núcleos primarios de origen mantélico. Estos núcleos tienen un número de Cr y Mg alto (~ 0.5), y valores de TiO_2 que rondan el 0,1 wt.%, que indican nuevamente un contexto de formación de fore-arc para los protolitos las peridotitas (Fig. 32). Estos resultados son consistentes con la composición boninítica de las rocas máficas de la ofiolita y confirman que los protolitos de la Ofiolita de Calzadilla se formaron en un contexto de fore-arc.

Macizo de Calzadilla: Unidad Ofiolítica

PARADA - 2-1 (A)

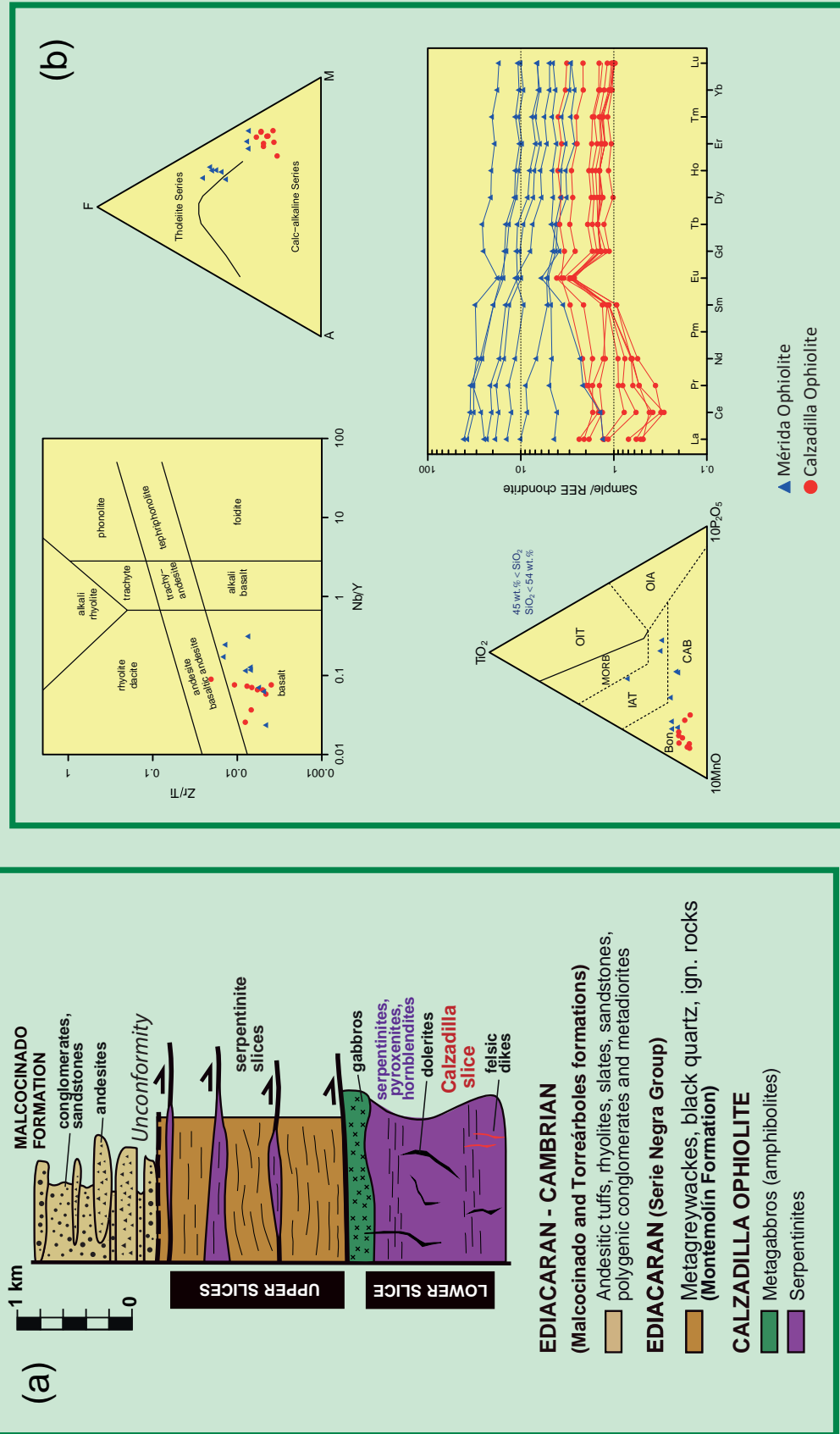


Figura 28. (a) Tectonoestratigrafía del Macizo de Calzadilla. (b) Geoquímica general de las rocas máficas de las ofiolitas de Calzadilla y Mérida. Según Arenas et al., (2018, In press) y Díez Fernández et al. (2019).

Macizo de Calzadilla: Unidad Ofiolítica

PARADA - 2-1 (B)

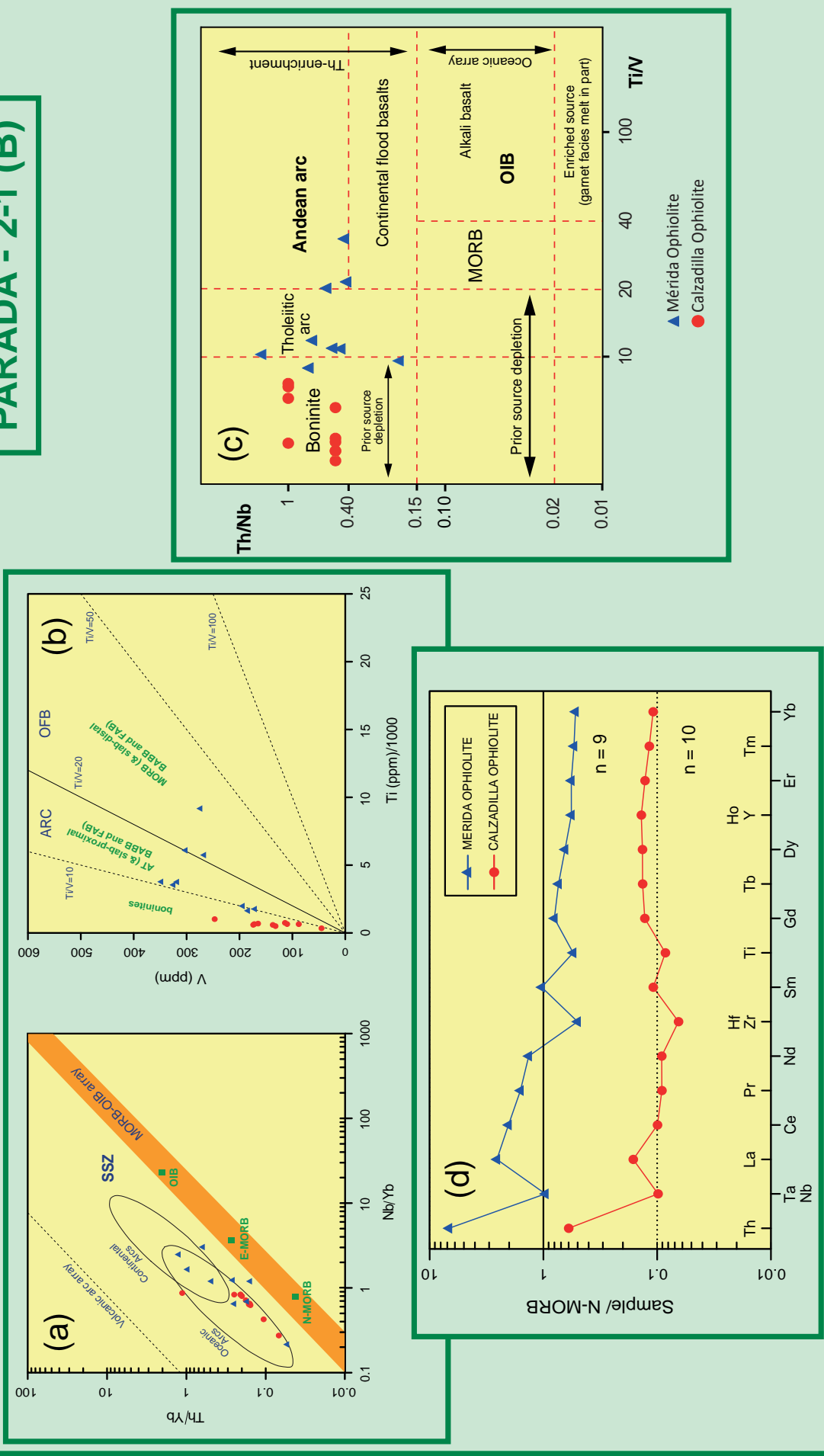


Figura 29. Geoquímica adicional de las rocas máficas de Calzadilla y Mérida. Según Arenas et al. (In press).

Macizo de Calzadilla: Unidad Ofiolítica

PARADA - 2-1 (C)

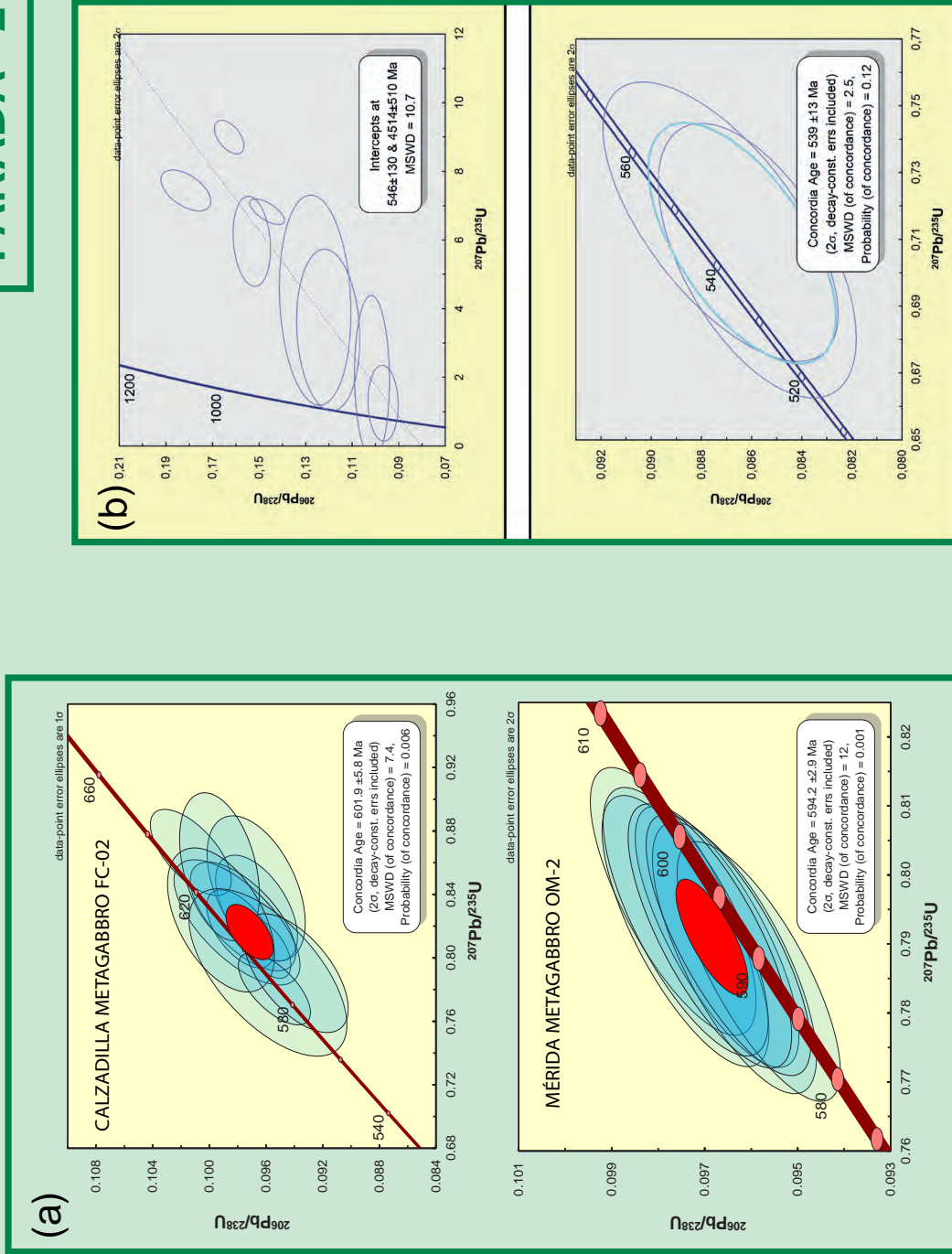


Figura 30. Geocronología U-Pb (circones) de los metagabros de la Ofiolita de Calzadilla; se muestran también los datos equivalentes de las rocas máficas de la Ofiolita de Mérida (Arenas et al., 2018, In press).

Macizo de Calzadilla: Unidad Ofiolítica

PARADA - 2-1 (D)

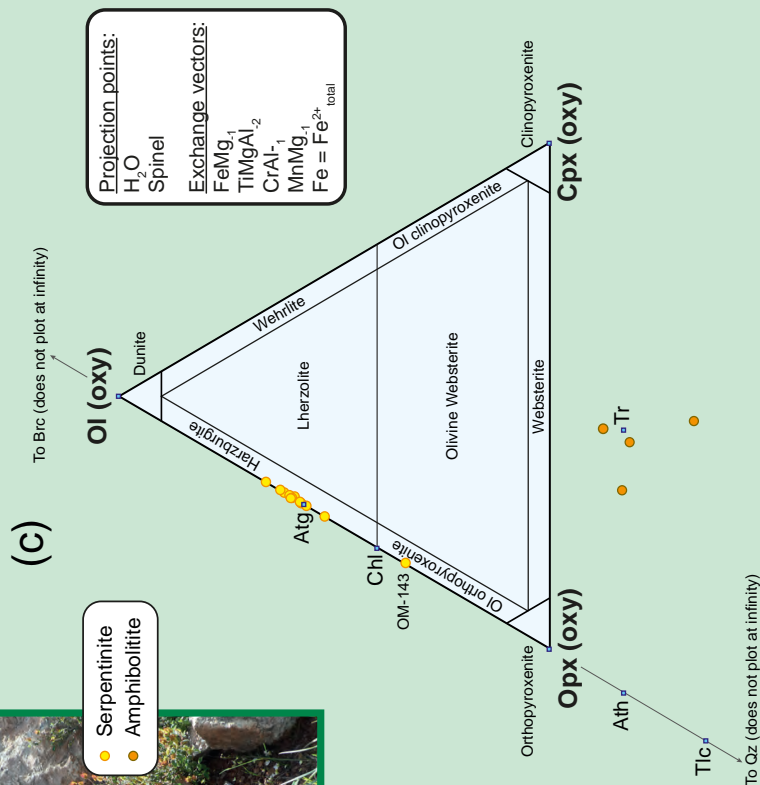
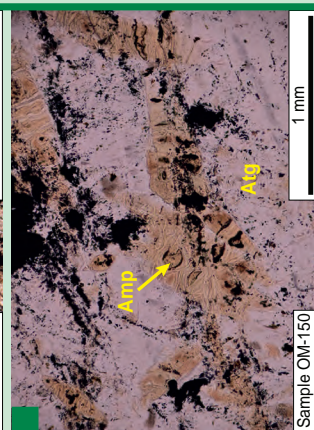
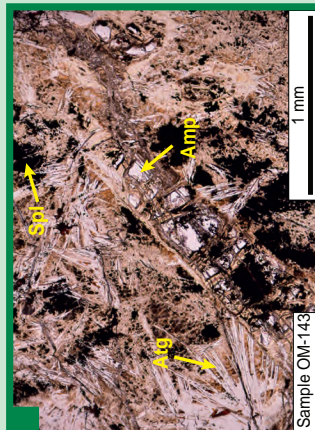
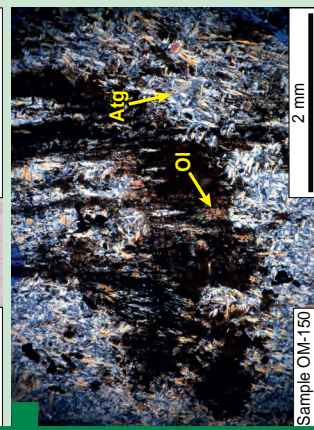
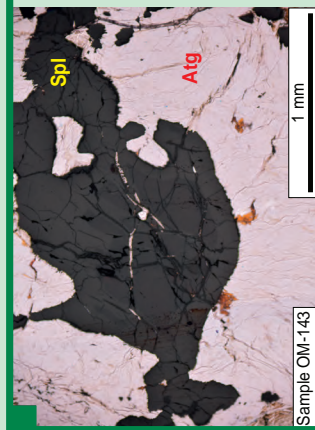
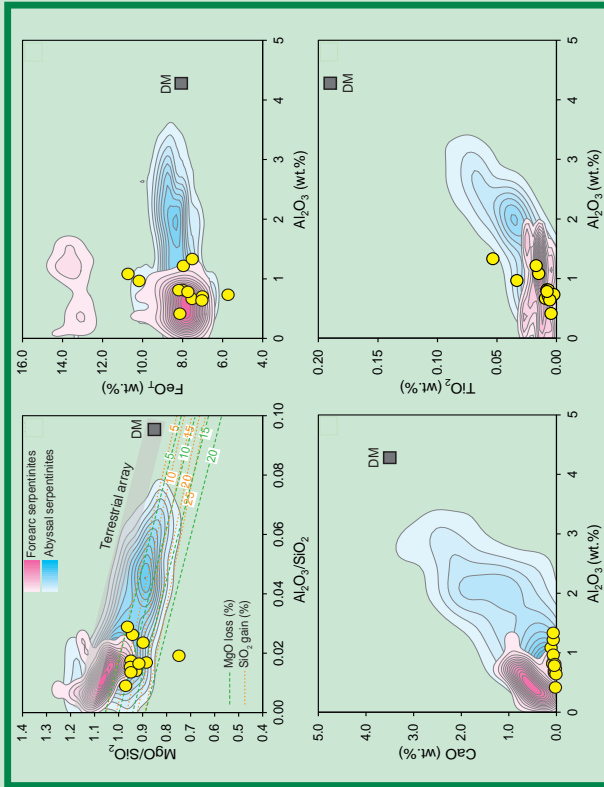


Figura 31. Serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla. (a) Aspectos de campo. (b) Petrografía. (c) Clasificación. Según Novo-Fernández et al (Submitted).

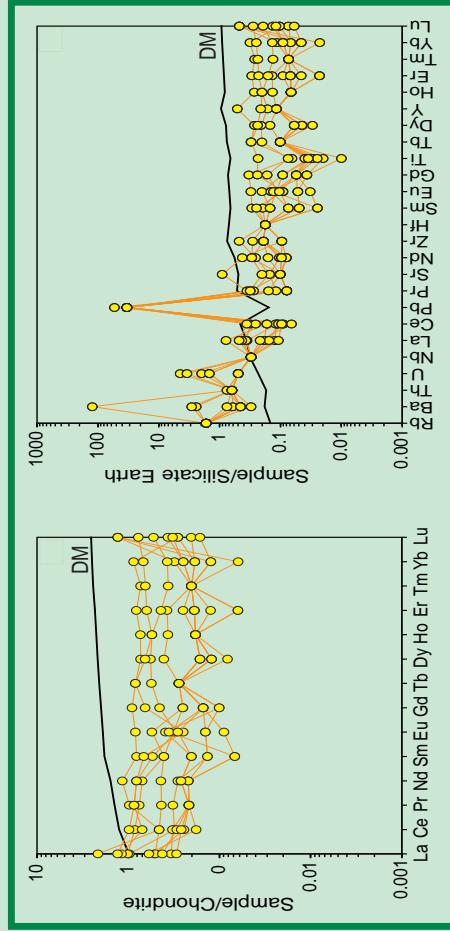
Macizo de Calzadilla: Unidad Ofiolítica

PARADA - 2-1 (E)

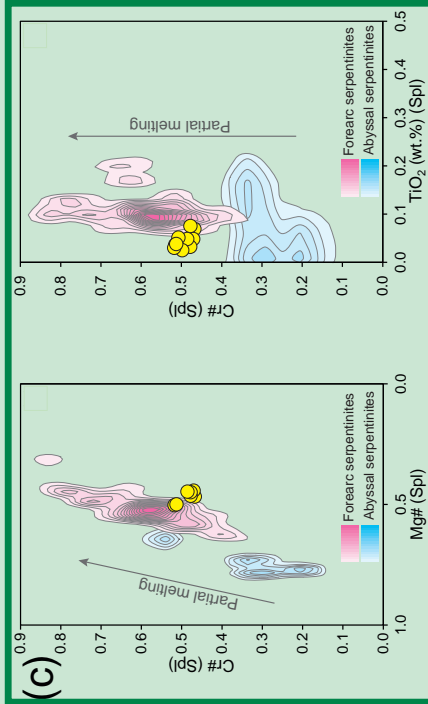
(a)



(b)



(c)



(d)

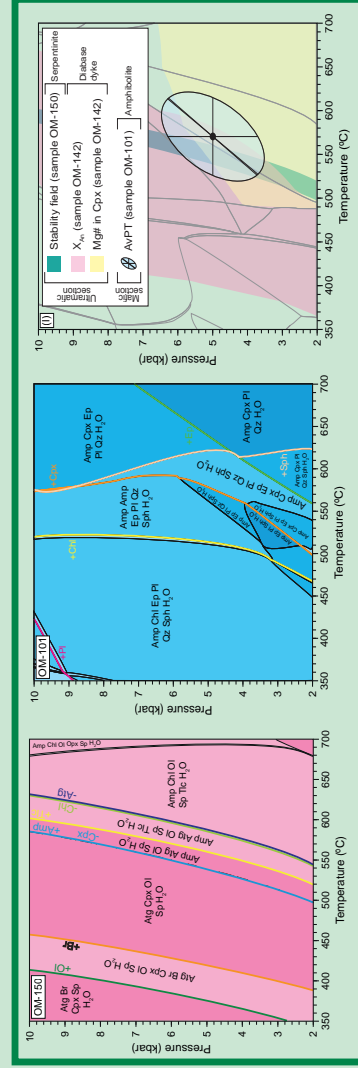


Figura 32. Composición de las serpentinitas (a, b) y de las espinelas (c). (d) Condiciones de metamorfismo. Según Novo-Fernández et al (Submitted).

Por último, el estudio termodinámico de diversas rocas de la sección ultramáfica así como de la sección máfica, ha permitido conocer las condiciones de presión y temperatura que se alcanzaron durante el metamorfismo de la ofiolita. Los diagramas de fases se calcularon con el software GeoPs (Xiang y Connolly, 2022), utilizando diferentes modelos de solución sólida de acuerdo con los protolitos estudiados. Los diagramas de fases fueron complementados con el método termobarométrico de multiequilibrio 'Average PT' utilizando el software THERMOCALC (version 3.33; Powell and Holland, 1988, 2008). La modelización termodinámica de las serpentinitas muestra que éstas alcanzaron temperaturas alrededor de los 500-550°C, sin que sea posible definir la presión debido a la dependencia de la temperatura de las reacciones. El estudio de un dique diabásico encontrado dentro de las serpentinitas indica que el macizo ultramáfico experimentó una progradación hasta los ~ 5 kbar y ~ 550 °C. Además, se ha analizado una anfibolita de la sección gabroica de la ofiolita, obteniendo resultados similares a los encontrados en las serpentinitas (~ 5 kbar y 550 °C). En consecuencia, la ofiolita en su conjunto fue metamorfozada en facies de anfibolitas (Fig. 32), probablemente durante su obducción sobre la Serie Negra en un contexto de fore-arc peri-Gondwánico, en un momento que puede establecerse tentativamente en c. 540 Ma.

Parada 2-2. Ofiolita de Calzadilla: Bolsadas de pegmatoides félsicos – máficos entre las serpentinitas de Cerro Cabrera.

Unos 200 m al N-NW de la cima de Cerro Cabrera, después de una pequeña bajada. Ofiolita de Calzadilla: pequeños afloramientos de bolsadas pegmatoides entre las serpentinitas.

En algunos puntos de la zona de Cerro Cabrera se han encontrado entre las serpentinitas masas métricas de pegmatoides félsicos – máficos de grano grueso, en general poco deformados. Están constituidos por plagioclasa y anfíbol sin cuarzo. Su origen es incierto, en principio podrían interpretarse como intrusiones trondhjémíticas en las serpentinitas, pero la ausencia de cuarzo podría corresponderse más bien con un origen a partir de fluidos percolantes. Las serpentinitas próximas a los pegmatoides muestran aureolas metasomáticas de unas decenas de cms, con desarrollo de bandas ricas en talco. Este hecho sugiere también que la actividad de fluidos fue quizás lo más relevante para el origen de estos pegmatoides.

Macizo de Calzadilla: Unidad Ofiolítica

PARADA - 2-2



Figura 33. Aspectos de campo de litologías pegmatoides incluidas en serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla.

Parada 2-3. Contacto entre las serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla y la suprayacente discordante Formación Malcocinado.

Camino rural que discurre hacia el norte desde la localidad de Calzadilla de los Barros. Aproximadamente 1 km al N del pueblo, poco después del Arroyo de Valdelaja. Contacto entre las serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla y la Formación Malcocinado.

En las proximidades del contacto afloran las serpentinitas de la Ofiolita de Calzadilla con una intensa deformación (Fig. 34). La Formación Malcocinado aparece con pobres condiciones de afloramiento. Está constituida por conglomerados y tobas andesíticas poco deformadas y con muy bajo metamorfismo. Estas relaciones indican que la deformación regional en la Ofiolita de Calzadilla es anterior a c. 534 Ma, la edad obtenida para las andesitas de la Formación Malcocinado (Sarrionandia et al., 2020).

Las características petrográficas y de afloramiento de la Formación Malcocinado en su área tipo se muestran en la Figura 34 y fueron descritas en un apartado anterior. La composición de sus rocas volcánicas y graníticas se corresponde con tipos calcoalcalinos comunes asociados a arcos volcánicos maduros (Figs. 36 y 20; Rojo-Pérez et al., In press-a).

La estratigrafía de la Formación Malcocinado refleja un ciclo complejo de la evolución del arco volcánico peri-Gondwánico del tránsito Ediacárico – Cámbrico Inferior (Fig. 34b). Comienza con un episodio de desmantelamiento del arco volcánico que genera la discordancia basal, y continua con un potente ciclo andesítico que indica el desarrollo de un episodio de arco maduro. Finalmente, un nuevo ciclo erosivo da paso a depósitos carbonatados someros y a la sedimentación en discordancia de la Formación Torreárboles. Esta formación consiste en un depósito de areniscas arcósicas y conglomerados finos que indica moderada energía y representa la transición desde el arco volcánico a un margen continental estable o en transcurrencia (Fig. 36; Rojo-Pérez et al., In press-a). Se trata en definitiva del final de la actividad magmática ligada a subducción en esta sección del margen africano de Gondwana.

Parada 2-4. Ofiolita de Calzadilla: Cromititas en las proximidades del contacto con las rocas máficas de la ofiolita (Moho, no expuesto).

Continuando por el mismo camino, poco después del arroyo del Molinillo, un camino a la izquierda asciende unos 200 m hasta unas casas abandonadas. Ofiolita de Calzadilla: cromititas podiformes caídas procedentes de una antigua excavación.

Macizo de Calzadilla: Formación Malcocinado

PARADA - 2-3 (A)

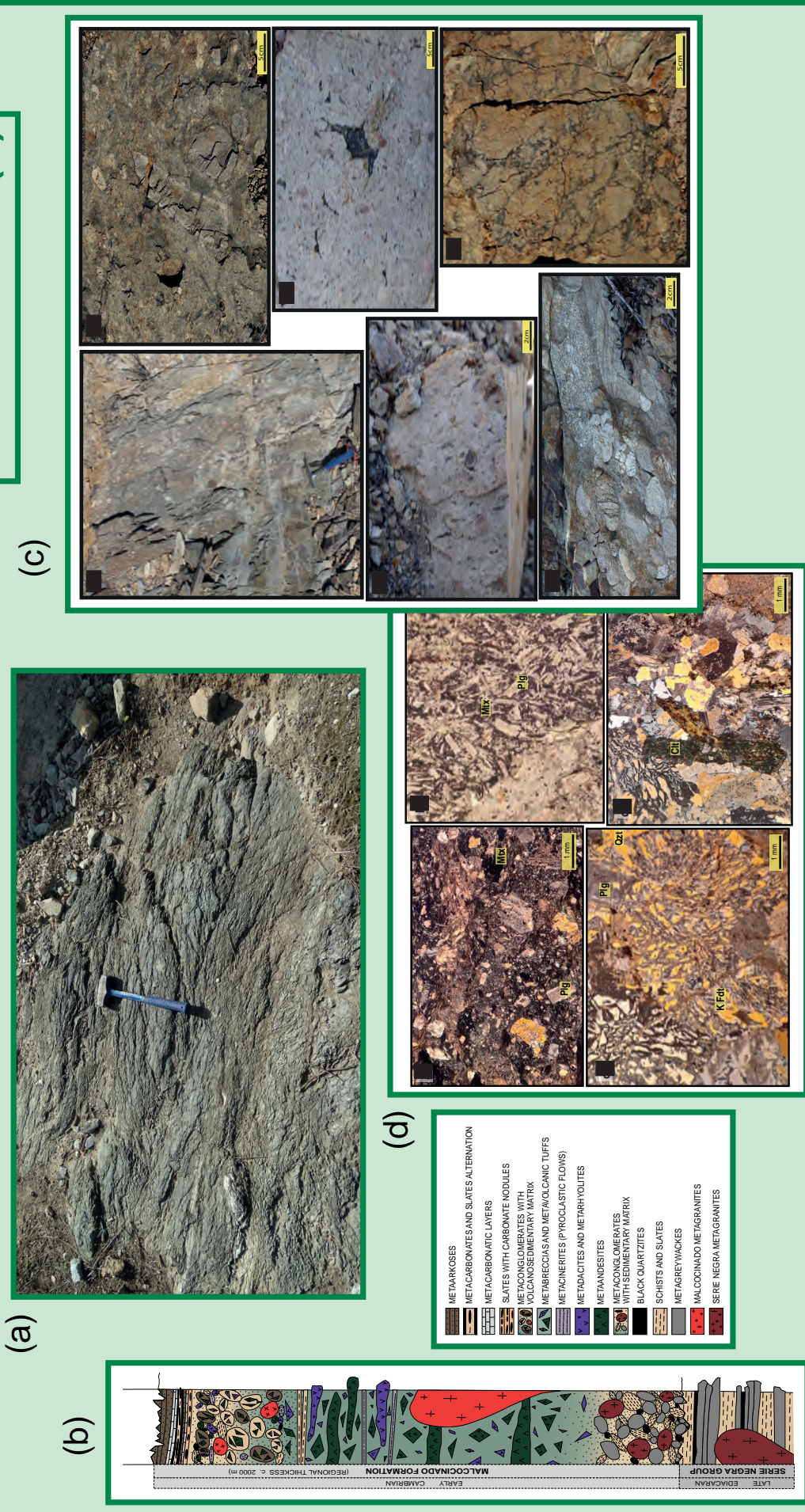
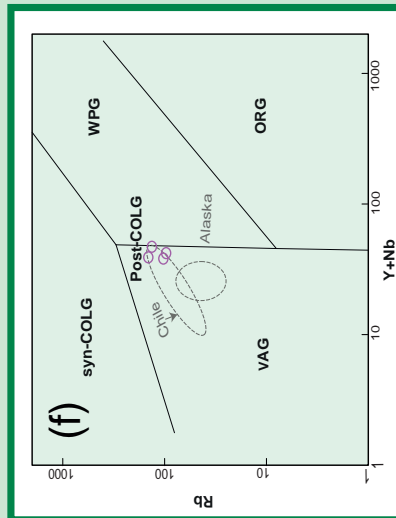
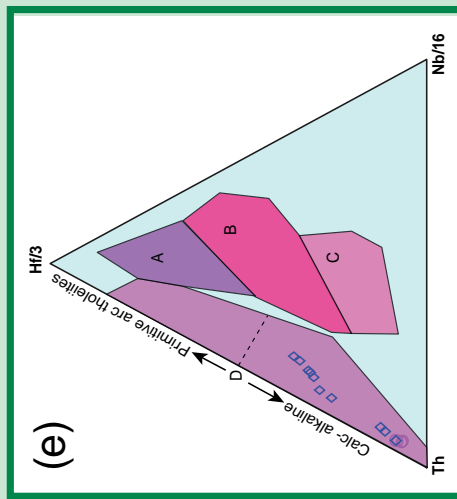
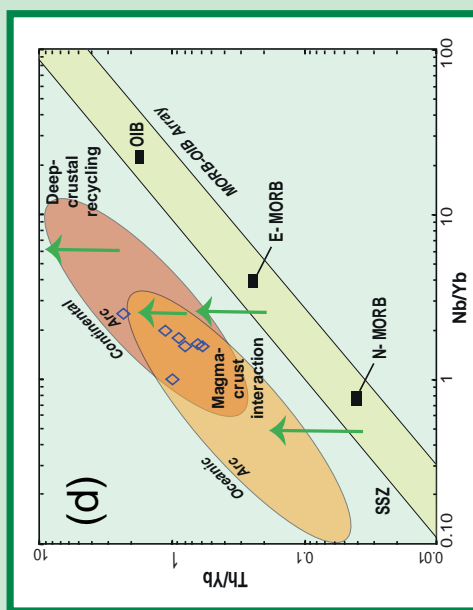
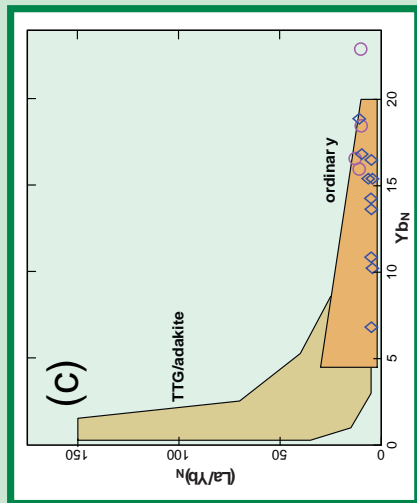
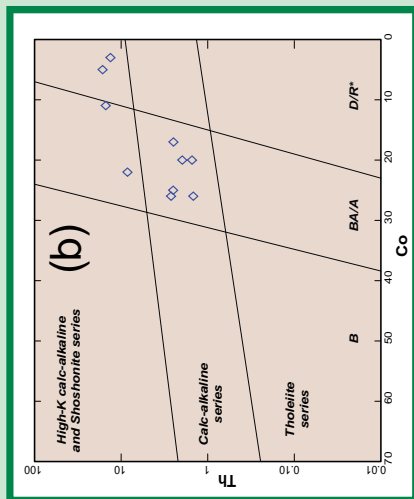
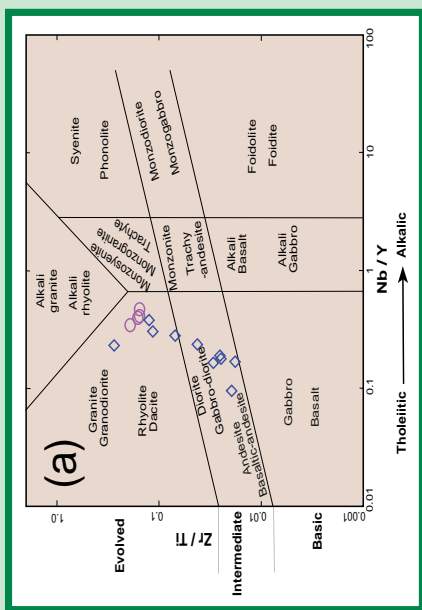


Figura 34. Características de la Formación Malcocinado y de sus relaciones de contacto en el Macizo de Calzadilla. (a) Serpentinitas cizalladas en el contacto. (b) Estratigrafía. (c) Litologías ígneas y sedimentarias características. (d) Aspectos petrográficos de las andesitas y granitos de esta formación. Según Rojo-Pérez et al. (In press-a).

Macizo de Calzadilla: Formación Malcocinado

PARADA - 2-3 (B)



- ◇ Malcocinado Fm. metavolcanites
- Malcocinado Fm. metagranites

Figura 35. Geoquímica de las rocas ígneas de la Formación Malcocinado (Rojo-Pérez et al., In press-a). (a) Pearce (1996). (b) Hastie et al. (2007). (c) Defant and Drummond (1990), MacPherson et al. (2006). (d) Pearce (1990). (e) Wood (1980). (f) Pearce et al. (1984).

Macizo de Calzadilla: Formación Malcocinado

PARADA - 2-3 (C)

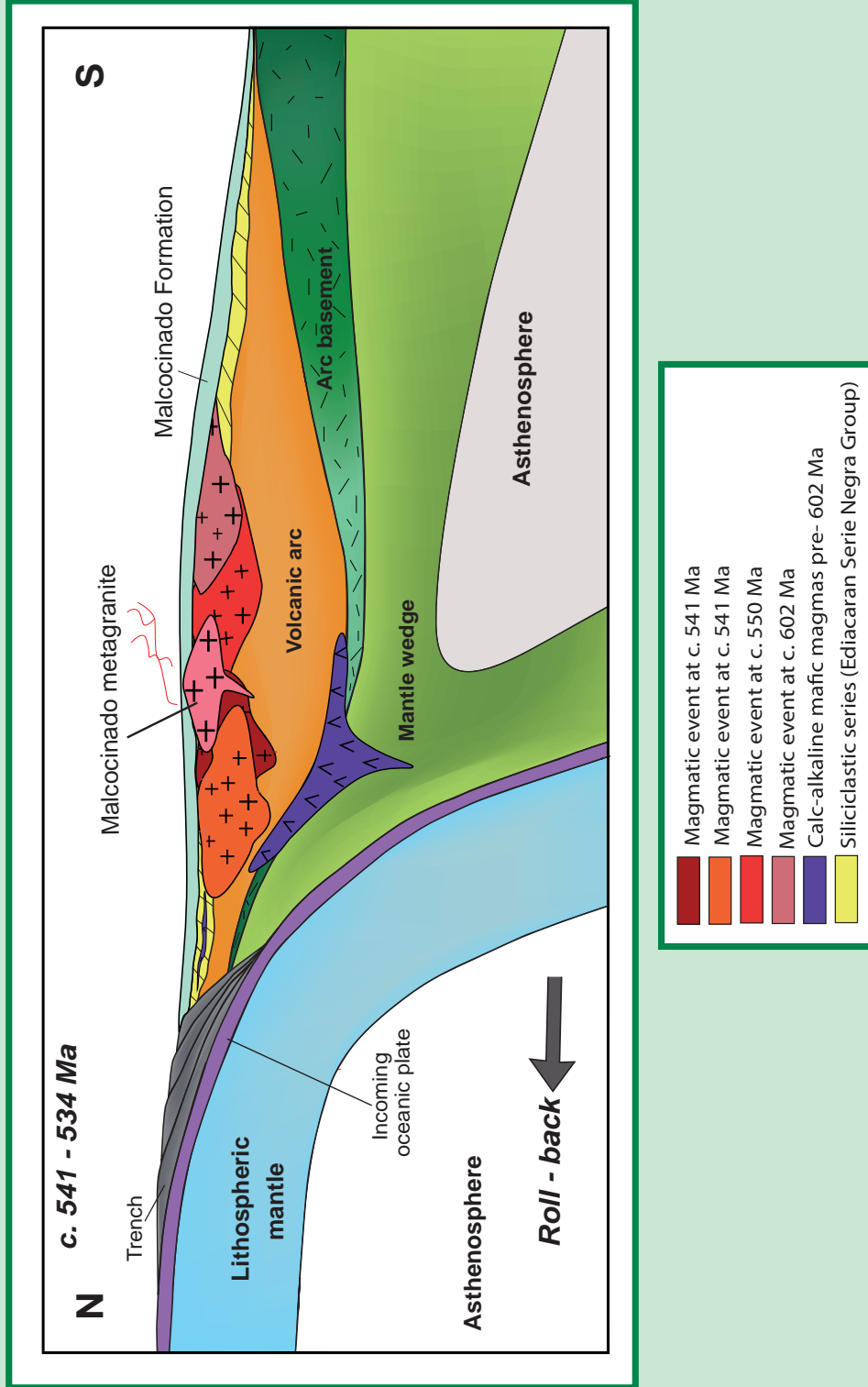


Figura 36. Modelo esquemático para el estadio maduro (Cámbrico Inferior) del arco volcánico peri-Gondwánico preservado en el Complejo de Ossa Morena (Rojo-Pérez et al., in press-a).

Las masas de cromititas se encuentran siempre caídas, en los muros y formando parte de las paredes de la construcción. Es probable que procedan de antiguos afloramientos (utilización en la construcción), ampliados con una excavación o calicata minera. Son muy abundantes y por su posición puede deducirse que su yacimiento se sitúa en las proximidades del contacto no expuesto con las rocas gabroicas (Moho de la ofiolita). En una posición estructural comparable también se encuentran cromititas en la Sierra de Cabeza Gorda (Fig. 11). En la zona NW de la unidad, en las proximidades del contacto entre serpentinitas y gabros, también se han localizado otras masas de cromititas podiformes caídas (Fig. 37).

Las cromititas se han descrito en esta unidad formando pods o bolsadas de tamaño variable con grosor entre 1 y 2 m y largada de 6-10 m. Las cromititas generalmente muestran texturas de masivas (Fig. 37a; >85% en volumen de cromita), semi-masivas (Fig. 37b; 60-85 % cromita) a diseminadas (Fig. 37c; 20-60% cromita). El contacto entre los cuerpos de cromititas y la envolvente dunítica es gradual (Fig. 37a) y se define por finas (2-6 cm) bandas discontinuas de cromitita (Merinero et al., 2013, 2014).

Las cromititas están formadas por espinela rica en Cr (cromita para simplificar) en una matriz silicatada completamente alterada a clorita rica en magnesio. Las variaciones de la proporción entre cromita y silicatos define la textura, y se observa que el cambio es gradual desde las masivas a las semi-masivas (Fig. 38a, b). Los cristales de cromita más pequeños tienen tendencia a formar clusters en las cromititas semi-masivas (Fig. 38a). Los cristales de cromita tienen tamaños entre 0.5 y 2.5 mm, formas entre subhaciales a anhaciales (Fig. 38c-d) y son muy transparentes y de color rojizo, indicando un alto contenido en Al y bajo contenido en Cr. Los granos de cromita tienen alteración en los bordes y en las fracturas, pero se conservan núcleos primarios sin alterar (Fig. 38d), especialmente en las cromititas masivas, ya que tienen una relación silicato/cromita menor. En cambio, en las cromititas semi-masivas la alteración es más evidente (Fig. 38c). En los granos de cromita se observa una variedad de inclusiones con tamaños desde pocos micrómetros a 100 μm , tanto en los núcleos primarios como en los bordes de alteración (Fig. 38e-f). Estas incluyen micas (flogopita y aspidolita), anfíboles (pargasita y edenita), minerales secundarios como magnetita y clorita, y sulfuros (calcopirita, pentlandita y millerita). Las inclusiones de clorita son especialmente abundantes en los bordes de cromita alterados.

La composición primaria de la cromita es rica en Al (Fig. 38), con #Cr [Cr/(Cr+Al)] entre 0.47 y 0.55 y #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺)] entre 0.59-0.71 (Fig. 38). Sin embargo, se observa una zonación compleja en los núcleos (entre núcleos internos y núcleos externos), con variaciones significativas del #Mg mientras que el #Cr se mantiene (Fig. 38, basada en: Irvine, 1967; Dick y Bullen, 1984; Arai, 1992; Leblanc y Nicolas, 1992; Kamenetsky et al., 2001; Proenza et al., 2007; Merinero et al., 2014). Además, hay algunas muestras que no siguen las mismas tendencias, pero son variaciones muy locales (Merinero et al., 2014). Los núcleos más externos

Macizo de Calzadilla: Unidad ofiolítica

PARADA - 2-4 (A)



Figura 37. Aspectos de las cromititas podiformes de la Ofiolita de Calzadilla. (a) Nivel de cromititas en una dunita del sector occidental, caída en las proximidades del contacto con las rocas gabroicas de la ofiolita. (b), (c) Cromititas en el sector oriental de la ofiolita.

Macizo de Calzadilla: Unidad ofiolítica

PARADA - 2-4 (B)

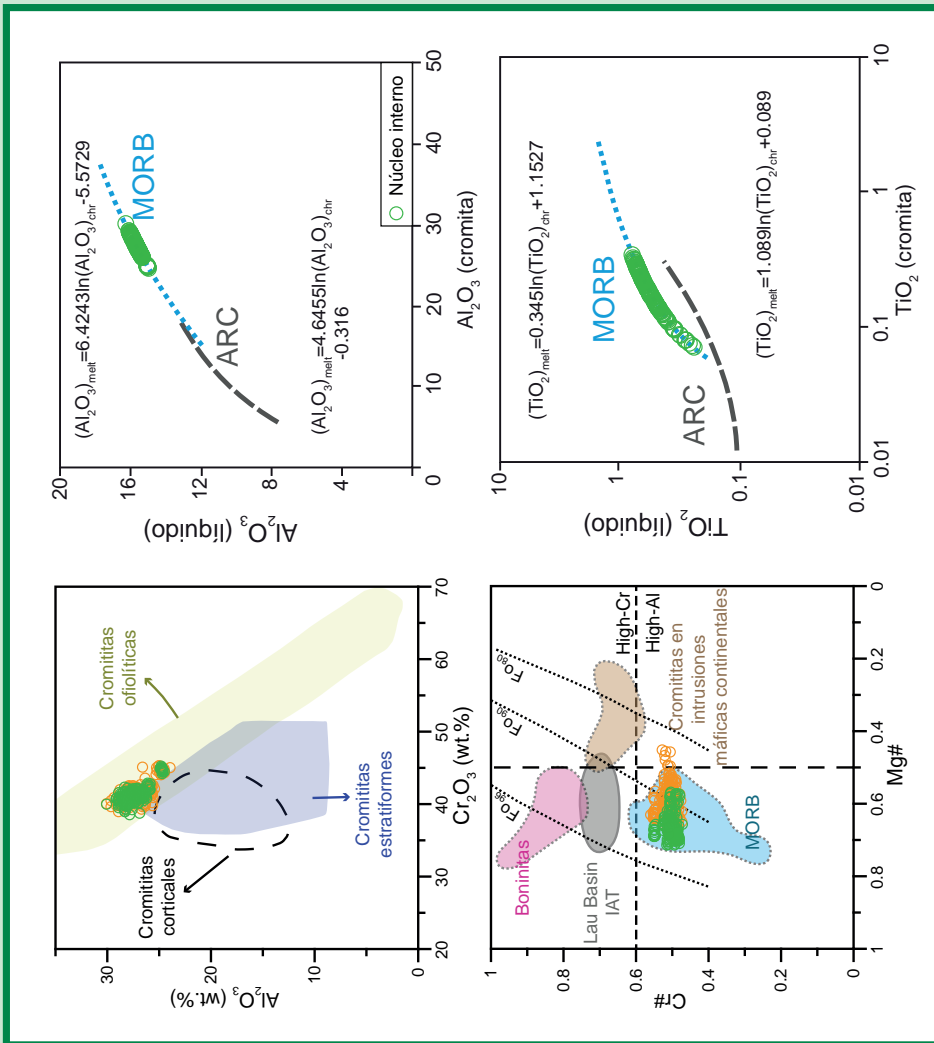
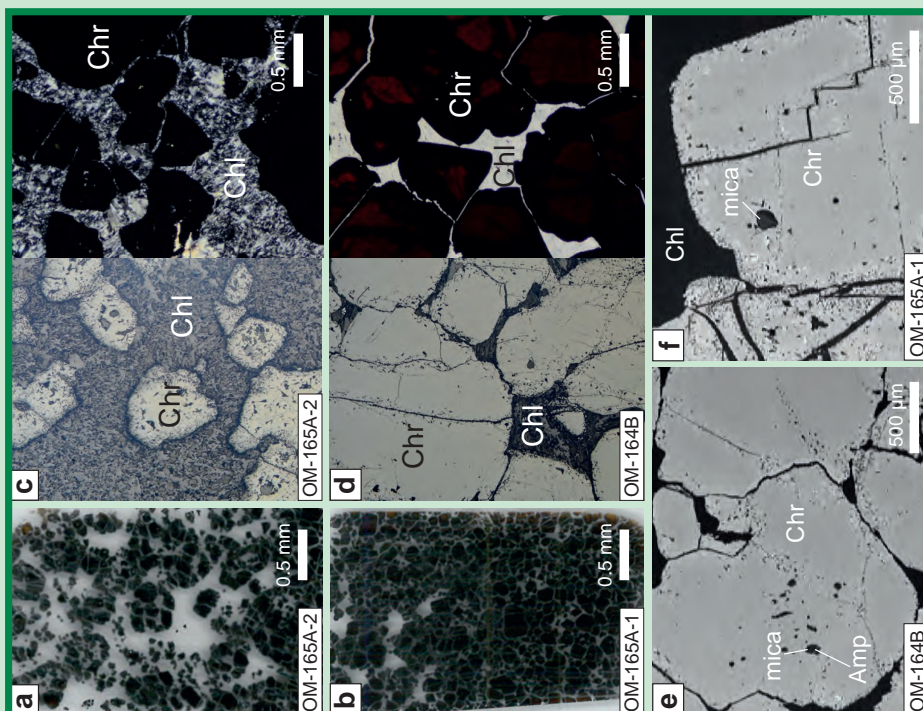


Figura 38. Aspectos petrográficos y composicionales de las cromititas podiformes de la Ofiolita de Calzadilla. (Pujol-Solá et al., En preparación).

Macizo de Calzadilla: Unidad ofiolítica

PARADA - 2-4 (B)

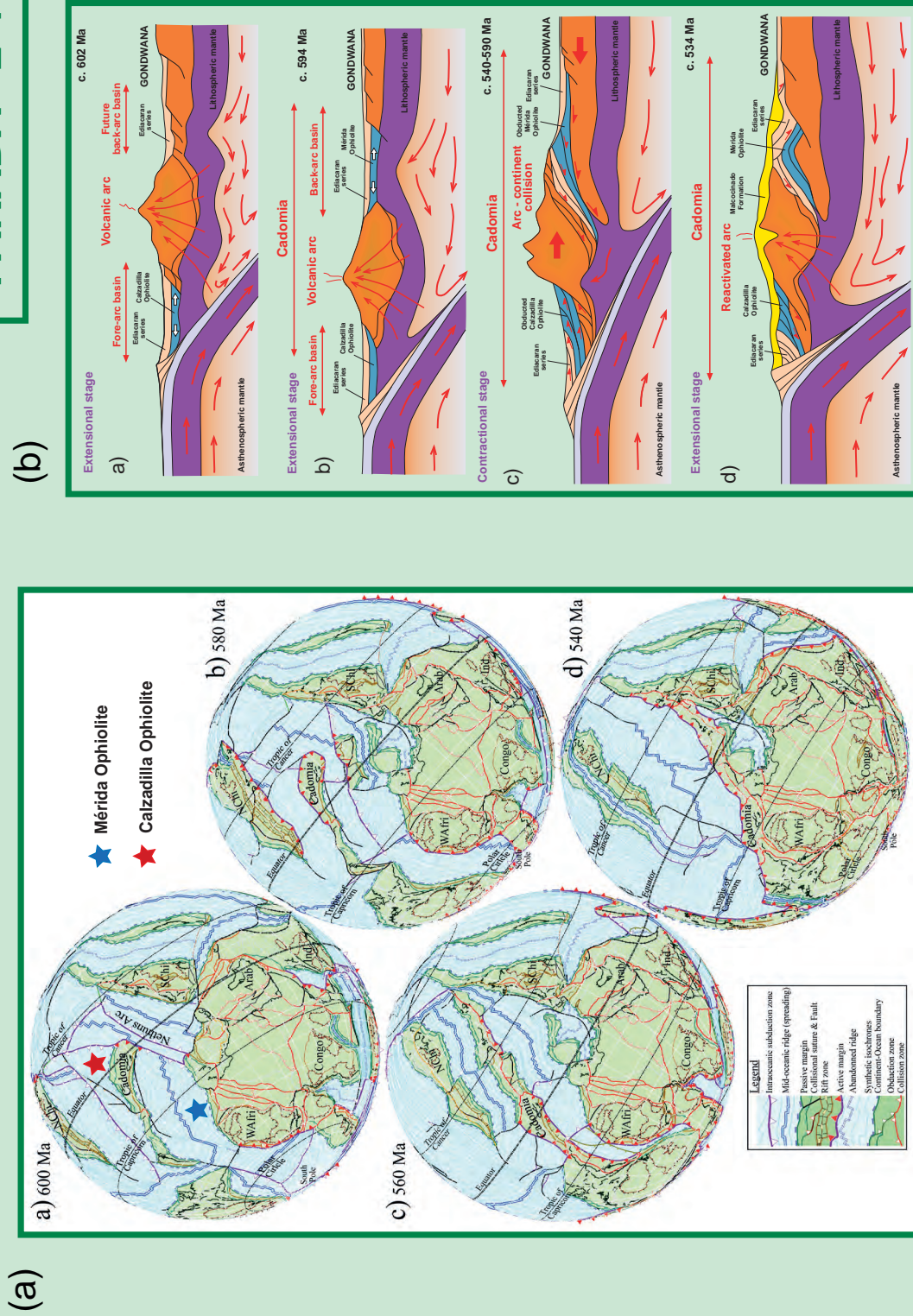


Figura 39. Modelos propuestos para explicar el origen de las ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico. (Arenas et al., In press).

tienen alteración a cromita “porosa” (Fig. 38f), formada por la reacción de alteración entre magnesiocromita y olivino (forsterita) en un ambiente rico en agua, que forma clorita y cromita. Las características texturales y químicas de las cromititas indican su formación en un contexto de zona de supra-subducción (Fig. 38), a partir de un fundido de tipo MORB (Fig. 38; cálculo de los líquidos en equilibrio con los núcleos magmáticos de las cromititas, basado en: Kamenetsky et al., 2001; Zaccarini et al., 2011). Posteriormente, estas fueron metamorfozadas junto con las rocas encajantes, de manera que muestran estas zonaciones complejas, y también afectadas por alteración hidrotermal tardía, que se muestra por un inusual enriquecimiento en Pd que no es tan común en cromititas ofiolíticas (Merinero et al., 2013) y se ha relacionado con la formación de depósitos de sulfuros de Cu-Fe-Ni.

Discusión final: relevancia de las ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico

La identificación muy reciente de las ofiolitas ediacáricas del SW del Macizo Ibérico permite avances sustanciales en el conocimiento de la dinámica cadomiense. Las características petrológicas y geoquímicas de estas ofiolitas, su edad y sus relaciones estructurales, indican que la Ofiolita de Calzadilla fue la primera en formarse en una cuenca de fore-arc a c. 602 Ma (Fig. 39). La Ofiolita de Mérida es algo posterior (c. 594-595 Ma) y su origen está en relación con la apertura de una cuenca de back-arc peri-Gondwánica (Fig. 39). Los ortogneises de Magdalena son las rocas más antiguas del Macizo de Mérida (protolitos a c. 620 Ma), y debieron formar parte del margen de Gondwana situado inmediatamente al sur de la cuenca de back-arc. El margen más próximo al arco volcánico estaría ocupado por la Formación Montemolín, ahora en la Unidad Superior del Macizo de Mérida. Las rocas máficas que abundan en la parte más inferior de esta formación no están datadas, pero probablemente resultan una indicación de los primeros estadios de apertura de este back-arc. Sus características composicionales parecen indicar que su génesis y la apertura de esta cuenca tuvo relación con el ascenso de una pluma mantélica peri-Gondwánica.

Los datos sobre la evolución tectonotermal de las ofiolitas ediacáricas son aun muy escasos, pero sugieren que primero tuvo lugar el cierre de la cuenca de back-arc y la acreción de la Ofiolita de Mérida bajo el arco volcánico representado por la Unidad Superior (c. 590 Ma; Arenas et al., 2024; Fig. 39). Los gneises de Magdalena (Unidad Inferior) fueron acrecionados bajo la ofiolita en este mismo evento. Posteriormente, la Ofiolita de Calzadilla fue emplazada sobre las propias secuencias sedimentarias y magmáticas del arco volcánico que constituyen una parte de la Serie Negra (c. 540; Arenas et al., 2018; Díez Fernández et al., 2019; Fig. 39). Un modelo de Tectónica de Placas desarrollado para la transición Ediacárico – Cámbrico Inferior, indica que los dominios oceánicos implicados pudieron ser extensos (Fig. 39). Cadomia pudo constituir durante un tiempo un microcontinente diferenciado de Gondwana, desplazado hacia posiciones más septentrionales a medida que la cuenca de back-arc se iba ampliando.

Cadomia colisionó más tarde con Gondwana, siendo esta colisión responsable de la evolución tectonothermal principal que registran las ofiolitas (Fig. 39; Arenas et al., In press). La cronología teórica que se presenta en el modelo de la Figura 39 no coincide exactamente con la que han reportado los datos de geocronología isotópica, como cabe esperar de un modelo desarrollado desde una base teórica. Sin embargo, sí demuestra la posible existencia durante el ediacárico de océanos de cierta amplitud en el contexto de la evolución cadomiense. Estos datos, completamente novedosos, permiten investigar la evolución del basamento Cadomiense desde una nueva perspectiva.

Agradecimientos

La investigación en curso sobre el basamento Cadomiense del SW del Macizo Ibérico esta siendo financiada por los proyectos coordinados PID2020-112489-GB-C21 y PID2020-112489-GBC22 (Ministerio de Ciencia e Innovación - Agencia Estatal de Investigación). Richard Albert también agradece el apoyo financiero a FIERCE (Frankfurt Isotope & Element Research Center) a cargo de Wilhelm and Else Heraeus Foundation y Deutsche Forschungsgemeinschaft.

Referencias

- Abati, J., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J., 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. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 219-235.
- Abati, J., Arenas, R., Díez Fernández, R., Albert, R., Gerdes, A. (2018). Combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes study of magmatism and high-P metamorphism of the basal allochthonous units in the SW Iberian Massif (Ossa-Morena complex). *Lithos*, 322, 20-37.
- Aguayo Fernández, J.M. (1985). Rocas ultramáficas en el sector de Calzadilla de los Barros (Badajoz). Master Thesis. Universidad del País Vasco, Bilbao. 110 pp.
- Arai, S. (1992). Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56, 173-184.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Albert, R., Díez Fernández, R., Andonaegui, P. (2014-a). 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., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Albert, R. (2014-b). Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25, 756-763.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S. (2015). Variscan ophiolites in NW Iberia: tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes*, 38, 315-333.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., González Cuadra, P., López Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J.M., Rubio Pascual, F.J. (2016-a). Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution. *Earth-Science Reviews*, 161, 140-178.

- Arenas, R., Díez Fernández, R., Rubio Pascual, F.J., Sánchez Martínez, S., Martín Parra, L.M., Matas, J., González del Tánago, J., Jiménez-Díaz, A., Fuenlabrada, J.M., Andonaegui, P., and García-Casco, A. (2016-b). The Galicia – Ossa-Morena Zone: Proposal for a new zone of the Iberian Massif. *Variscan Implications. Tectonophysics*, 81, 135-143.
- Arenas, R., Fernández-Suárez, J., Montero, P., Díez Fernández, R., Andonaegui, P., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Fuenlabrada, J.M., Matas, J., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Jiménez-Díaz, A., Pereira, M.F. (2018). The Calzadilla Ophiolite (SW Iberia) and the Ediacaran fore-arc evolution of the African margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 58, 71-86.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Haissen, F., Fernández-Suárez, F., Pujol-Solá, N., Andonaegui, P., Díez Fernández, R., Proenza, J.A., Garcia-Casco, A., Gerdes, A. (2021). 100 myr cycles of oceanic lithosphere generation in peri-Gondwana: Neoproterozoic–Devonian ophiolites from the NW African-Iberian margin of Gondwana and the Variscan Orogen. In: Murphy, J.B., Strachan, R.A., Quesada, C. (eds), *Pannotia to Pangea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycles in the Circum-Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication, 503, 169-184.
- Arenas, R., Rojo-Pérez, E., Díez Fernández, R., Albert, R., Novo-Fernández, I., Sánchez Martínez, S., Fuenlabrada, J.M., Andonaegui, P., Moreno-Martín, D., Gerdes, A., García-Casco, A. (2024). Opening and closure of Cadomian peri-Gondwanan oceans: age and evolution of the Mérida Ophiolite (SW Iberia). *International Geology Review*, 66, 278-309.
- Arenas, R., Vérard, C., Albert, R., Rojo-Pérez, E., Sánchez Martínez, S., Novo-Fernández, I., Moreno-Martín, D., Gerdes, A., García-Casco, A., Díez Fernández, R. (In press). Cadomia origins: paired Ediacaran ophiolites from the Iberian Massif, the opening and closure record of peri-Gondwanan basins. In: Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C., Lin, S. (eds), *Supercontinents, Orogenesis and Magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 542. <https://doi.org/10.1144/SP542-2022-328>
- Arriola, A., Cueto, L.A., Fernández-Carrasco, J., Garrote, A. (1984). Serpentinitas y mineralizaciones de cromo asociadas en el Proterozoico superior de Ossa-Morena. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 8, 137-145.
- Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra,

- L.M., Matas, J. (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27, TC5006.
- Bandrés, A. (2001). Evolución geodinámica poliorogénica de los dominios septentrionales de la ZOM. PhD. Thesis, Universidad del País Vasco, Bilbao, 377 pp.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Ibarra, J.I.G., Palacios, T. (2002). Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: The northern Ossa-Morena zone, Iberian Massif. *Tectonophysics*, 352, 105-120.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Pin, C., Paquette, J.L., Ordóñez, B., Le Fèvre, B., Ortega, L.A., Gil Ibarra, J.I. (2004). The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): Magmatic arc origin and early evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 860-885.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. (1986). Trace elements characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.
- Blatrix, P., Burg, J.P. (1981). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*, 10, 470-478.
- Capdevila, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l' Espagne). PhD. Thesis, Université de Montpellier, 430 pp.
- Carvalhosa, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Memorias dos Serviços Geológicos de Portugal, Nova Série*, 11, 1-32.
- Carreras, J., Druguet, E. (2013). Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus. Servei de Publicacions de la Universitat Autònoma de Barcelona.
- Casas, J.M., Navidad, M., Castiñeiras, P., Liesa, M., Aguilar, C., Carreras, J., Hofmann, M.,

- Gärtner, A., Linnemann, U. (2015). The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 909-925.
- Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J., Casas, J.M. (2008). U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Lower Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: new insights in the pre-Variscan evolution of the Northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 46, 228-239.
- Castro, A. (2014). The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5, 63-75.
- Castro, A., Rodriguez, C., Fernández, C., Aragón, E., Pereira, M.F., Molina, J.F. (2021). Secular variations of magma source compositions in the North Patagonian batholith from the Jurassic to Tertiary: Was mélangé melting involved? *Geosphere*, 17, 766-785.
- D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G. (1990). The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: a brief review. In: D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. and Topley, C.G. (eds), *The Cadomian Orogeny*. Geological Society, London, Special Publications, 51, 3-12.
- Dallmeyer, R.D., Quesada, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216, 339-364.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Iburguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J., Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307-337.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Delgado-Quesada, M. (1971). Esquema geológico de la Hoja número 878 de Azuaga (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*, 82, 277-286.

- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127.
- Díaz García, F. (2006). Geometry and regional significance of Neoproterozoic (Cadomian) structures of the Narcea Antiform, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 499-508.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J., Dunning, G.R. (1999). Tectonic evolution of the Careón Ophiolite (northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology*, 107, 587-605.
- Dick, H.J.B., Bullen, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- Díez Fernández, R., 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., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez-Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: Gondwana-Laurussia collision revisited. *Earth-Science Reviews*, 162, 269-292.
- Díez Fernández, R., Jiménez-Díaz, A., Arenas, R., Pereira, M.F., Fernández-Suárez, J. (2019). Ediacaran obduction of a fore-arc ophiolite in SW Iberia: A turning point in the evolving geodynamic setting of peri-Gondwana. *Tectonics*, 38, 95-119.
- Díez Fernández, R., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Novo-Fernández, I., Albert, R. (2020). Single subduction zone for the generation of Devonian ophiolites and high-P metamorphic belts of the Variscan Orogen (NW Iberia). *Terra Nova*, 32, 239-245.
- Díez Fernández, R., Arenas, R., Rojo-Pérez, E., Sánchez Martínez, S., Fuenlabrada, J.M. (2022). Tectonostratigraphy of the Mérida Massif reveals a new Cadomian suture zone exposure in Gondwana (SW Iberia). *International Geology Review*, 64, 405-424.

- Eguiluz, L. 1988. Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme de Burguillos-Monesterio. Macizo Ibérico Meridional. PhD. Thesis, Universidad del País Vasco, Bilbao, 649 pp.
- Eguiluz, L., Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M. (2013). Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (539, 06±3 Ma) de los anfíboles del Granitoide del Escribano: Arco volcánico cadomiense (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 54, 51-54.
- Fernández-Carrasco, J., Portero García, J.M., Garrote, A., Arriola, A., Eguiluz, L., Sánchez-Carretero, R., Quesada, C., Cueto, L.A. (1980). Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 (MAGNA), hoja nº 876 (Fuente de Cantos). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Whitehouse, M.J., Jeffries, T.E. (2007). U-Pb chronometry of polymetamorphic high-pressure granulites: An example from the allochthonous terranes of the NW Iberian Variscan belt. In: Hatcher, R.D. Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (eds), 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir, 200, 469-488.
- Fricke, W. (1941). Die Geologie des Grenzbietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. PhD. Thesis, University of Berlin, Berlin, 91 pp.
- Fuenlabrada, J.M., Pieren, A.P., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Arenas, R. (2016). Geochemistry of the Ediacaran-Early Cambrian transition in Central Iberia: Tectonic setting and isotopic sources: *Tectonophysics*, 681, 15-30.
- Gonzalo, J.C. (1987). Petrología y estructura del Basamento en el área de Mérida (Extremadura Central). PhD. Thesis. Universidad de Salamanca, 327 pp.
- Gonzalo, J.C. (1989). Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central). *Boletín Geológico y Minero*, 100, 48-72.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.

- Irvine, T.N. (1967). Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 71-103.
- Jiménez-Díaz, A. (2008). Análisis de los procesos de cizalla dúctil en el macizo peridotítico de Calzadilla de los Barros (Extremadura). Master Thesis. Universidad Complutense, Madrid. 51 pp.
- Jiménez-Díaz, A., Capote, R., Tejero, R., Lunar, R., Ortega, L., Monterrubio, S., Maldonado, C., Rodríguez, D. (2009). La fábrica de las rocas miloníticas de la Zona de Cizalla de los Llanos (Calzadilla de los Barros, Badajoz). *Geogaceta*, 46, 27-30.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. (2001). Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42, 655-671.
- Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London*, 148, 825-833.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.
- Leblanc, M., Nicolas, A. (1992). Ophiolitic Chromitites. *International Geology Review*, 34, 653-686.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L. (1994). Early and Late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- Linnemann, U., Gehmlich, M., Tichomirowa, M., Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Lützner, H., Bombach, K. (2000). From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). In: Franke, W.,

- Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (eds), *Orogenic processes: quantification and modeling in the Variscan Belt*. Geological Society, London, Special Publication, 179, 131-153.
- Linnemann, U., and Romer, R.L., 2002, The Cadomian Orogeny in Saxo- Thuringia, Germany: geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance. *Tectonophysics*, v. 352, p. 33-64.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A. (2008). Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: New insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461, 21-43.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Hofmann, M., Marko, L. (2014). The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Research*, 244, 236-278.
- Liñán, E. (1978). *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. PhD. Thesis, Universidad de Granada, 212 pp.
- Liñán, E. (1984). Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (Precámbrico? – Cámbrico) en los alrededores de Fuente Cantos, Badajoz. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 8, 283-314.
- Lotze, F. (1956). Das Präkambrium Spaniens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 8, 373-380.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F. (2006). Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 581-593.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.

- McLennan, S.M., Hemming, S.R. (1992). Samarium/Neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 887-898.
- Martínez Catalán, J.R. (1985). Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae (2ª Serie)*, 2, 291 pp.
- Martínez Catalán, J.R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, 241-247.
- Martínez Catalán, J.R., 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, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R., 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.
- Martínez Catalán, J.R., Collett, S., Schulmann, K., Aleksandrowski, P., Mazur, S. (2020). Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 1105-1131.
- Martos, R., Ortega, L., Gervilla, F., Piña, R., Monterrubio, S., Lunar, R., Albert, H. (2010). Caracterización químico-mineralógica de las cromititas ofiolíticas de Calzadilla de los Barros (Badajoz). *Geogaceta*, 48, 175-178.
- Matte Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F. (2006). Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 581-593.
- Merinero, R., Lunar, R., Ortega, L., Piña, R., Monterrubio, S., Gervilla, F. (2013). Hydrothermal palladium enrichment in podiform chromitites of Calzadilla de los Barros (SW Iberian Peninsula). *Canadian Mineralogist*, 51, 387-404.

- Merinero, R., Lunar, R., Ortega, L., Piña, R., Monterrubio, S., Gervilla, F. (2014). Zoned chromite records multiple metamorphic episodes in the Calzadilla de los Barros ultramafic bodies (SW Iberian peninsula). *European Journal of Mineralogy*, 26, 757-770.
- Moreno-Martín, D., Díez Fernández, R., Arenas, R., Rojo-Pérez, E., Novo-Fernández, I., Sánchez Martínez, S. (In press). Building and collapse of the Cadomian Orogen: A plate-tectonic model based on structural data from the SW Iberian Massif. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2023TC007990>
- Mullen, E.D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, 53-62.
- Novo-Fernández, I., Arenas, R., De Capitani, C., Pereira, M.F., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Garcia-Casco, A. (2021). Tracking the Late Devonian high-P metamorphic belt in the Variscan Orogen: New constraints on the PT evolution of eclogites from the Cubito-Moura Unit (SW Iberian Massif). *Lithos*, 386-387, 106015.
- Novo-Fernández, I., Arenas, R., Díez Fernández, R., Garcia-Casco, A. (2024). A complex accretionary assembly of Pangea developed in the range c. 400–340 Ma: the four successive events of high-P/ultra-high-P metamorphism of the Variscan Orogen. *International Geology Review*, 66, 336-349.
- Novo-Fernández, I. et al. (Submitted). The metamorphic consequences of collision in the North-western margin of Gondwana during the Neoproterozoic: The Cadomian Calzadilla Ophiolite.
- 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. PhD. Thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, 235 pp.
- Padel, M., Álvaro, J.J., Casas, J.M., Clausen, S., Poujol, M., Sánchez-García, T. (2018). Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran–Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, Southwestern Europe. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 1579-1601.

- Parkinson, I.J., Pearce, J.A. (1998). Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577-1618.
- Pearce, J.A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association Canada Short Course Notes*, 12, 79-113.
- Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48,
- Pearce, J.A. (2014). Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10, 101-108.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983
- Pereira, M.F. (2015). Potential sources of Ediacaran strata of Iberia: a review. *Geodinamica Acta*, 27, 1-14.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguluz, L., Silva, J.B. (2006). Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African correlatives. *Precambrian Research*, 144, 297-315.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Solá, A.R., Silva, J.B., Sánchez-García, T., Bellido, F. (2011). Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U-Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *Lithos*, 123, 204-217.
- Pérez Estaún, A. (1973). Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo sur del Antiforme del Narcea (NW de España). *Breviora Geológica Astúrica*, 17, 5-16.
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez Marco, J.C., Marcos, A., Pulgar, J.A. (1990). West Asturian-Leonese Zone: Stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martínez

- García, E. (eds), Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, 92-102.
- Powell, R., Holland, T.J.B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R., Holland, T.J.B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Lewis, J.F., Longo, F., Garuti, G. (2007). Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic. *Canadian Mineralogist*, 45, 631–648.
- Pujol-Solà, N., Casas, J.M., Proenza, J., Blanco-Quintero, I., Druguet, E., Liesa, M., Román-Alpiste, M., Álvaro, J. (2022). Cadomian metabasites of the Eastern Pyrenees revisited. *Geologica Acta*, 20.13, 1-26, I-III.
- Pujol-Solà, N. et al. (En preparación).
- Quesada, C. (1990). Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to Cadomian orogenic events. In: D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G. (eds), *The Cadomian Orogeny*. Geological Society, London, Special Publications, 51, 553-562.
- Rodríguez-Alonso, M.D., Peinado, M., López-Plaza, M., Franco, P., Carnicero, A., Gonzalo, J.C. (2004). Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain); geology, petrology and geodynamic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 897-920.
- Rodríguez Fernández, L.R., López Olmedo, J.T., Oliverira, T., Medialdea, P., Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Marín, C., Montes, M., Nozal, F. (2014). Mapa geológico de España y Portugal E: 1.1000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Rojo-Pérez, E., Arenas, R., Fuenlabrada, J.M., Sánchez Martínez, S., Martín Parra, L.M., Ma-

- tas, J., Pieren, A.P., Díez Fernández, R. (2019). Contrasting isotopic sources (Sm-Nd) of Late Ediacaran series in the Iberian Massif: implications for the Central Iberian-Ossa Morena boundary. *Precambrian Research*, 324, 194-207.
- Rojo-Pérez, E., Fuenlabrada, J.M., Linnemann, U., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Martín Parra, L.M., Matas, J., Andonaegui, P., Fernández-Suárez, J. (2021). Geochemistry and Sm–Nd isotopic sources of Late Ediacaran siliciclastic series in the Ossa-Morena Complex: Iberian-Bohemian correlations. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 467–485.
- Rojo-Pérez, E., Linnemann, U., Hofmann, M., Fuenlabrada, J.M., Zieger, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Arenas, R. (2022). U-Pb geochronology and isotopic geochemistry of adakites and related magmas in the well-preserved Ediacaran arc section of the SW Iberian Massif: the role of subduction erosion cycles in peri-Gondwanan arcs. *Gondwana Research*, 109, 89-112.
- Rojo-Pérez, E., Druguet, E., Casas, J.M., Proenza, J.M., Fuenlabrada, J.M., Sánchez Martínez, S., García Casco, A., Arenas, R. (2023). Geochemistry of metasedimentary rocks from the Eastern Pyrenees (Iberian Peninsula): Implications for correlation of Ediacaran terranes along the Gondwanan margin. *Precambrian Research*, 397, 107186.
- Rojo-Pérez, E., Arenas, R., Fuenlabrada, J., Novo-Fernández, I., Sánchez Martínez, S., Moreno-Martín, D., Díez Fernández, R. (In press-a). Early Cambrian magmatism at SW Iberian section of the African-Gondwana margin: Geochemical and isotopic keys of an incipient tectonic switching. In: Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C., Lin, S. (eds), *Supercontinents, Orogenesis and Magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 542. <https://doi.org/10.1144/SP542-2022-328>
- Rojo-Pérez, E., Fuenlabrada, J.M., Díez Fernández, R., Arenas, R. (In press-b). Origin and evolution of Cadomian magmatism in SW Iberia: from subduction onset and arc building to a tectonic switching. *International Geology Review*. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2258394>
- Rubio-Ordóñez, A., Gutiérrez-Alonso, G., Valverde-Vaquero, P., Cuesta, A., Gallastegui, G., Gerdes, A., Cárdenes, V. (2015). Arc-related Ediacaran magmatism along the northern margin of Gondwana: Geochronology and isotopic geochemistry from northern Iberia. *Gondwana Research*, 27, 216-227.

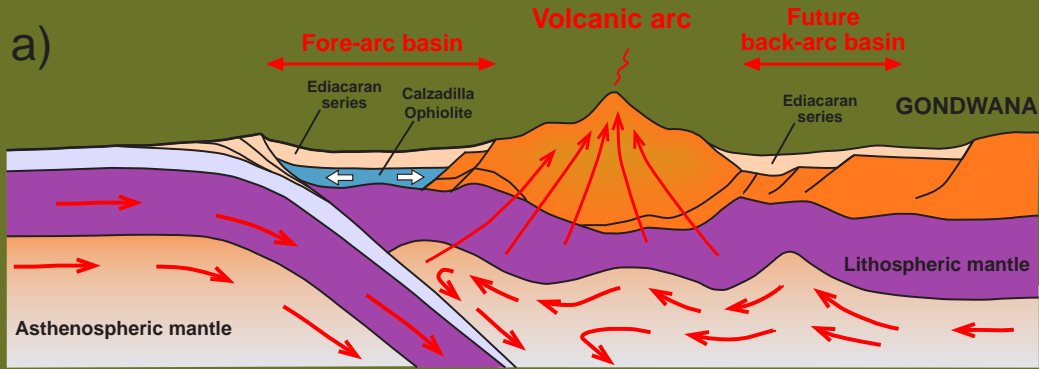
- San José, M.A. de, Pieren, A.P., García Hidalgo, F.J., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J.R., Perejón, A. (1990). Central Iberian Zone: ante-Ordovician stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 147-159.
- Sánchez-Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L., Garrote, A., Apalategui, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa Morena (Macizo Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, 7-21.
- Sánchez-Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E., Carracedo, M. (1990). Ossa-Morena Zone: igneous rocks. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 292-313.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Gerdes, A., Castiñeiras, P., Potrel, A., 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., Abati, J. (2012). The Bazar Ophiolite of NW Iberia: a relict of the Iapetus-Tornquist Ocean in the Variscan suture. *Terra Nova*, 24, 283-294.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Albert, R., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. (2021). Updated geochronology and isotope geochemistry of the Vila de Cruces Ophiolite: a case study of a peri-Gondwanan back-arc ophiolite. In: Murphy, J. B., Strachan, R. A., Quesada, C. (eds), *Pannotia to Pangaea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycles in the Circum-Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 503, 497-530.
- Sarrionandia, F., Ábalos, B., Errandonea-Martín, J., Eguíluz, L., Santos-Zalduegui, J.F., García de Madinabeitia, S., Carracedo-Sánchez, M., Gil Ibarguchi, J.I. (2020). Ediacaran - Earliest Cambrian arc-tholeiite and adakite associations of the Malcocinado Formation (Ossa-Morena Zone, SW Spain): Juvenile continental crust and deep crustal reworking in northern Gondwana. *Lithos*, 372-373, 105683.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nägler, T.F., Eguiluz, L. (1993). Conventional and ion-microprobe

- U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 289-299.
- Schulmann, K., Edel, J.B., Martínez Catalán, J.R., Mazur, S., Guy, A. and Lardeaux, J.M., Ayarza, P., Palomeras, I. (2022). Tectonic evolution and global crustal architecture of the European Variscan belt constrained by geophysical data. *Earth-Science Reviews*, 234, article number 104195.
- Shand, S.J. (1948). Eruptive rocks. In: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley & Sons.
- Shervais, J.W. (2022). The petrogenesis of modern and ophiolitic lavas reconsidered: Ti-V and Nb-Th. *Geoscience Frontiers*, 13, 101319.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42, 313-345.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Arenas, R., Sánchez Martínez, S. (2015). Ediacaran to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic interpretation. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1107-1121.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D. (2012). Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582, 25-49.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Xiang, H., Connolly, J.A.D. (2022). GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria. *Journal of Metamorphic Geology*, 40, 243-255.

Zaccarini, F., Garuti, G., Proenza, J.A., Campos, L., Thalhammer, O.A.R., Aiglsperger, T., Lewis, J.F. (2011). Chromite and platinum group elements mineralization in the Santa Elena Ultramafic Nappe (Costa Rica): Geodynamic implications. *Geological Acta*, 9, 407-423.

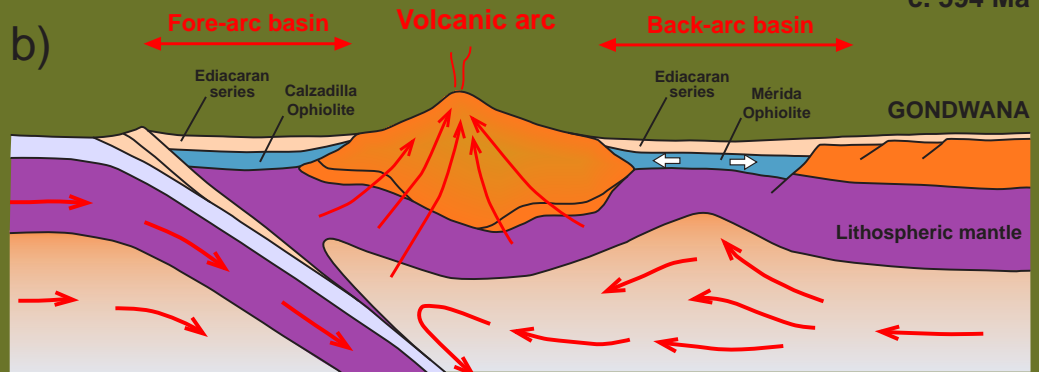
Extensional stage

c. 602 Ma



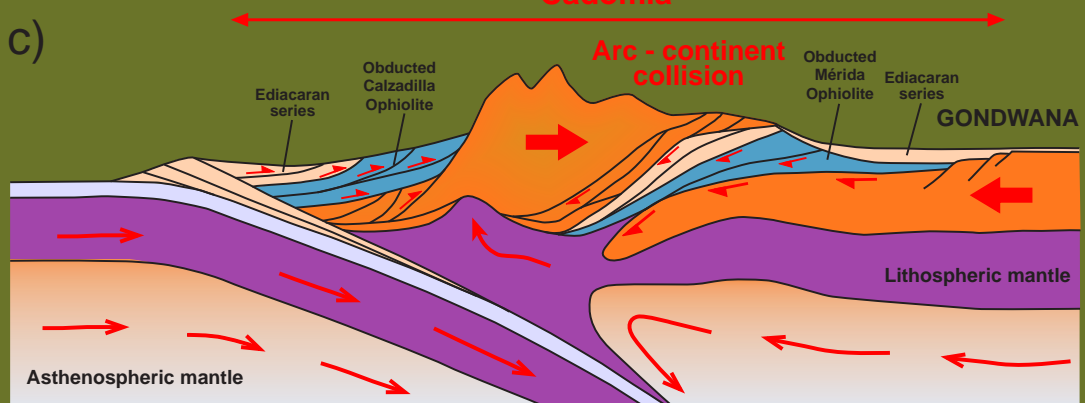
Extensional stage

c. 594 Ma



Contractional stage

c. 540-590 Ma



Extensional stage

c. 534 Ma

