



**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

Estudio petrológico, geoquímico y
geocronológico comparado de las
Ofiolitas Béticas de Sierra de Baza
con otras Ofiolitas Béticas

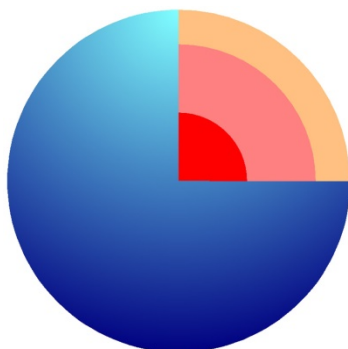
José Antonio Lozano Rodríguez

Tesis doctoral

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT-CSIC). Unidad de
Investigación de Petrología, Geoquímica y Geocronología.

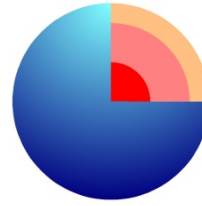
Universidad de Granada (UGR), España

2018



Programa Doctorado
Ciencias de la Tierra

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: José Antonio Lozano Rodríguez
ISBN: 978-84-1306-116-0
URI: <http://hdl.handle.net/10481/54877>



Programa Doctorado
Ciencias de la Tierra

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Dra. Encarnación Puga Rodríguez, Investigadora del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC-UGR), **Dr. Antonio García Casco**, Catedrático del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada y **Dr. Agustín Martín Algarra**, Catedrático del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada, como directora y co-directores de la presente Tesis Doctoral.

HACEN CONSTAR:

Que la presente Tesis titulada: **Estudio petrológico, geoquímica y geocronológico comparado de las Ofiolitas Béticas de Sierra de Baza con otras Ofiolitas Béticas** ha sido realizada bajo su dirección y cumple las condiciones necesarias para que su autor, **José Antonio Lozano Rodríguez**, opte al grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada, en el Programa de Doctorado en Ciencias de la Tierra.

Granada, Mayo de 2018

VºBº de la Directora

Encarnación Puga Rodríguez

VºBº del Co-director

Antonio García Casco

VºBº del Co-director

Agustín Martín Algarra

Doctorando

José Antonio Lozano Rodríguez

Capítulo 1. Objetivos e interés de este estudio	17
1.1. Introducción.....	17
1.2. Objetivos e hipótesis de partida.....	21
Capítulo 2. Antecedentes.....	23
2.1. Ofiolitas, tipos de ofiolitas y sus orígenes	23
2.1.1. Introducción	23
2.1.2. Arquitectura tectonoestratigráfica de una sucesión ofiolítica-tipo	24
2.1.3. Tipos de ofiolitas y evolución del fundido.....	26
2.1.3.1. Ofiolitas no relacionadas con subducción.....	27
2.1.3.2. Ofiolitas relacionadas con subducción.....	30
2.1.3.3. Ofiolitas de margen continental: Ofiolitas Lígures	31
2.1.3.4. Ofiolitas de dorsal medio oceánica: Ofiolitas Macquarie y Taitao.....	32
2.1.3.5. Ofiolitas de tipo pluma: Ofiolitas de Colombia Occidental	33
2.1.3.6. Ofiolitas de zona supra-subducción antearco: Ofiolitas de Oman	33
2.1.3.7. Ofiolitas de arco volcánico: Arco de Magnitogorsk	33
2.1.4. Mecanismos de emplazamiento ofiolítico	34
2.2. Las ofiolitas en el contexto Alpino Perimediterráneo.....	37
2.2.1. El Tethys (Paleotethys, Neotethys, cuencas tethysianas menores).....	37
2.2.2. El Tethys Alpino y su relación con el Neotethys.....	47
2.2.3. Las ofiolitas en los Alpes	54
2.2.3. Las ofiolitas en el Mediterráneo Oriental	56
2.3. Las ofiolitas en la Cordillera Bética.....	59
2.3.1. Marco geológico de la Cordillera Bética.....	59
2.3.2. Divisiones mayores de la Cordillera Bética	60
2.3.2.1. Las Zonas Externas Béticas	60
2.3.2.2. El Complejo del Campo de Gibraltar	61
2.3.2.3. Las Zonas Internas Béticas.....	61
2.3.3. Divisiones de las Zonas Internas Béticas	63
2.3.3.1. Unidades Frontales	63
2.3.3.2. Complejo Maláguide.....	63
2.3.3.4. Complejo Alpujárride.....	64
2.3.3.4. Dominio Nevado-Filábride.....	65
2.3.4. Divisiones del Dominio Nevado-Filábride	65
2.3.4.1. Complejo del Veleta.....	67
2.3.4.2. Complejo del Mulhacén	68
2.3.5. Divisiones del Complejo del Mulhacén	69
2.3.5.1. Unidad de la Caldera.....	69
2.3.5.2. Unidad de las Sabinas	69
2.3.5.3. Unidad Ofiolítica	70
2.3.5.4. Formación Soportújar	70
2.3.6. Divisiones de la Unidad Ofiolítica Bética.....	71
2.3.6.1. Secuencia Mantélica	71
2.3.6.2. Secuencia plutónica	71
2.3.6.3. Secuencia Volcánica.....	72
2.3.7. Significado de las ofiolitas del Complejo del Mulhacén (AOB).....	72

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS UTILIZADAS	85
3.1. Preparación de láminas delgadas a partir de industria lítica	86
3.2. Pulverización mecánica de las muestras.....	91
3.3. Fluorescencia de Rayos-X (FRX).....	92
3.4. Espectrometría de masas con plasma acoplado (ICP-MS).....	94
3.5. Espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS)	95
3.6. Microsonda electrónica (EPMA)	95
3.7. Datación mediante SHRIMP de U-Pb y formación de imágenes por catodoluminiscencia	96
3.4. Análisis de la información	98
3.4.1. Realización de los mapas de campo mediante ArcGis®	98
3.4.2. Modelizaciones de rocas.....	98
3.4.3. Análisis de imágenes BSE mediante DWImager®	99
3.4.4. Cálculos mineralógicos mediante CSpace®	99
3.4.5. Cálculos de P-T mediante THERMOCALC®	100
 CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO	 101
4.1. Las ofiolitas de Sierra de Baza	101
4.2. Otras unidades representadas en el área de estudio.....	111
4.3. Sectores en los que se ha dividido la cartografía	119
4.3.1. Sector occidental (Charches-Rambla del Agua)	119
4.3.2. Sector Central (Cortijo El Raposo y La Canaleja)	130
4.3.3. Sector Oriental (Los Olmos y Cortijo Foranes)	137
 CAPÍTULO 5. PETROGRAFÍA	 147
5.1. Rocas ultramáficas	148
5.2. Rocas plutónicas	154
5.3. Rocas volcánicas	162
5.4. Rocas sedimentarias	163
5.4.1. Metabasitas incluidas en metasedimentos (sills)	170
 CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN METAMÓRFICA	 175
6.1. Rocas ultramáficas: procesos petrogenéticos y génesis mineral.....	175
6.2. Rocas básicas: procesos petrogenéticos y génesis mineral.....	198

CAPÍTULO 7. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	219
7.1. Geoquímica de roca total.....	221
7.2. Geoquímica de REE y elementos traza	232
7.3. Geoquímica isotópica.....	238
CAPÍTULO 8. COMPARACIÓN DE LAS SERPENTINITAS DE SIERRA DE BAZA CON OTROS TIPOS DE SERPENTINITAS. IMPLICACIONES GEODINÁMICAS	241
CAPÍTULO 9. EVOLUCIÓN DEL METAMORFISMO EN LAS ROCAS BÁSICAS Y ULTRAMÁFICAS SELECCIONADAS	255
9.1. Eclogita CH-44	255
9.2. Serpentinitas Cani-284 y Cani-277	258
9.3. Evolución P-T-t	260
CAPÍTULO 10. GEOCRONOLOGÍA.....	263
CAPÍTULO 11. GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS	269
11.1. Sierra de Baza	269
11.2. Algarrobo	272
11.3. Cóbdar	274
CAPÍTULO 12. VALOR PATRIMONIAL.....	277
12.1. Valor patrimonial de las ofiolitas como material geológico.....	277
12.2. Valor patrimonial de las ofiolitas como material arqueológico	278
12.2.1. Introduction.....	280
12.2.2. Study area	282
12.2.2.1. Location and geological setting of the quarries.....	282
12.2.2.2. Archaeological characterization of the quarries.....	285
12.2.3. Materials and methods	289
12.2.3.1. Field Analysis and Sampling	289
12.2.3.2. Chronology	292
12.2.3.3. Archaeological characterization of artifacts from archaeological sites	292
12.2.4. Results	294
12.2.4.1. Artifact lithology and source characterization.....	294
12.2.4.2. Textural-mineralogical links between artifacts and sources.....	295
12.2.4.3. Other Sierra de Baza artifacts.....	296
12.2.5. Interpretation and discussion	300
12.2.6. Conclusions	306

CAPÍTULO 13. DISCUSIÓN	309
13.1 Origen y evolución de la AOB	309
13.2. Reconstrucción paleogeográfica.....	310
13.2.1. Apertura jurásico-cretácica del Tethys Bético	310
13.2.2. Evolución cretácica premetamórfica	317
13.2.3. Evolución metamórfica cretácico-paleógena	320
13.2.4. Evolución geodinámica neógena.....	322
CAPÍTULO 15. PERSPECTIVAS FUTURAS	333
BIBLIOGRAFÍA	335

“Una palabra perfecta está más oculta que <<la piedra verde>>, símbolo de la felicidad” (Ptahhotep).

Escriba que ejercía como administrador y visir de Dyedkara-Isesi, faraón del Alto y Bajo Egipto durante la quinta dinastía. (siglo XXIV a. C.). Textos de la sabiduría. Obras filosóficas que fueron los primeros textos de la literatura del Antiguo Egipto.

A mi mujer Celia y a mis hijos Celia y Mario

Agradecimientos

Cada mañana, me dirijo al trabajo en mi vieja bicicleta, observando los primeros rayos de Sol que aparecen detrás de Sierra Nevada y que poco a poco van descendiendo muy lentamente por las altas laderas, iluminando cada uno de los diferentes paisajes que conforman esta gran montaña hasta llegar al valle del Geníl. Cada paisaje, es un episodio geológico, que, a modo de repaso, yo voy mentalmente ordenando e intentando resolver a medida que pedaleo. Cuestiones, muchas de ellas, que aún no tienen respuesta. Son momentos en los que me envuelvo en toda una maraña de preguntas que a lo largo de esta tesis me han venido surgiendo. Lamentablemente, desde hace ya varios años, mi pensamiento en éste primer momento del día, ya no está puesto en la fascinación que me sugieren los acontecimientos geológicos, ni en el emocionante reto que genera las incógnitas científicas al respecto. Sólo pienso en vosotros dos. Compañeros de siempre, que me ensañasteis tanto, que compartíais todo. Allí se encuentran vuestras cenizas, en lo más alto, en esas rocas que, con el tiempo, yo más he entendido, más he vivido y más he querido. Como a vosotros.

Quisiera dedicar esta tesis en primer lugar a esas dos grandes personas y profesionales que eran mis grandes amigos José Antonio Martínez Jiménez, Inspector jefe de la Policía Nacional y Gustavo Virues Ortega, Abogado, tristemente fallecidos en el alto Atlas de Marruecos en la primavera de 2015. De los cuales aprendí una de las aptitudes más importantes de esta vida. La inquietud por todo lo que nos rodea. Gracias por estar siempre ahí con vuestro interés natural, con vuestras preguntas. Fuisteis un ejemplo en todo. Os echo de menos.

Igualmente, hago alusión en esta tesis a la memoria de mi tío Enrique Rodríguez Muñoz, tristemente fallecido y que le hubiese gustado conocer los resultados que se han logrado con esta investigación.

También me gustaría dedicar esta tesis a las dos personas más importantes en mi vida y que sin ellas no hubiese sido posible esta tesis. Me refiero a mi mujer y mi hija Celia's. Sufridoras del poco tiempo que he podido dedicarles y de la poca ayuda económica que he podido aportar a la familia. Pasando a ser financiada esta tesis por mi mujer, con un gran sacrificio por su parte, desde que terminó mí contrato en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra.

Esta tesis no podría tampoco haber sido posible sin la dirección de Dr. Encarnación Puga Rodríguez. Que, a lo largo de estos años, ha sido mucho más que una directora. Volcada en este trabajo desde el primer momento y que más allá de lo puramente científico, siempre ha hecho todo lo que está en sus manos para mejorar mi situación profesional y resolver incluso cuestiones personales. Gracias por tu paciencia y sobre todo, gracias por tu titánico conocimiento en esta materia.

A los Catedráticos Antonio García Casco y Agustín Martín Algarra, codirectores de esta tesis que siempre han estado muy pendientes de que esta tesis saliera adelante. Gracias por vuestra profesionalidad y amistad.

He de agradecer igualmente, al Drs. Antonio Díaz de Federico todo lo que me ha enseñado. Mi gran profesor. El gran humanista que he tenido la suerte y el privilegio de conocer. Con él no sólo he aprendido gran parte de la complejidad geológica que presenta el campo y la geoquímica de las ofiolitas Béticas, sino también muchos de los grandes valores necesarios en esta vida.

Al Dr. Antonio Delgado Huertas por prestarme todos los medios que ha tenido a su alcance y por supuesto, por hacer siempre suya la preocupación para que esta tesis pudiera completarse.

Agradezco también sinceramente al Dr. Domingo Aerden con el que he tenido el gusto de colaborar y aprender muchas de las cuestiones geodinámicas que tan bien domina y al catedrático de petrología y geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid Ricardo Arenas Martín, su orientación sobre las eclogitas existentes en la Península Ibérica. Agradeciendo también sinceramente al personal del Museo de Valencia, al Museo Arqueológico de Sevilla, al Museo Arqueológico de Almería y especialmente a Manuel Vargas Jiménez director del Museo de Valencia de la Concepción (Sevilla), que siempre ha puesto todos sus medios a mi disposición.

A mis compañeros y amigos los Drs. Fernando, Juan Alberto y Luis Pérez Valera con los que he podido mantener muchos debates en relación a algunas de las cuestiones de esta tesis. Agradeciéndoles sinceramente su tiempo e interés por este trabajo, ya que su ayuda ha sido incuestionable.

No puedo olvidarme tampoco del Dr. Francisco Martínez-Sevilla. Gran amigo y gran arqueólogo, con el que he tenido el gusto de trabajar codo con codo en los apasionantes temas de geoarqueología de esta tesis. Infatigable corredor de fondo de la Prehistoria Reciente. También agradezco su apoyo a los Catedráticos de Prehistoria y Arqueología Javier Carrasco Rus y Francisco Contreras Cortés, por su inestimable ayuda en todo lo referente a las cuestiones arqueológicas de esta tesis y su interés por la misma.

Al Dr. Gonzalo Aranda Jiménez del departamento de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Granada y al Catedrático Leonardo García Sanjuán del departamento de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Sevilla les agradezco de todo corazón el apoyo que en todo momento me han transmitido. Gracias por el interés que en casos como esté es evidente sale desde una profunda amistad.

De mi estancia en Ferrara (Italia) agradezco de todo corazón la profesionalidad y humanidad de los Drs. Gianluca Bianchini y Claudio Natali, así como del profesor Luigi Beccaluva que consiguieron me sintiese uno más entre ellos.

Mención especial merecen mis hermanas y hermanos. María Angustias, Mari Carmen, Jesús y Javier que siempre han estado interesados en el progreso de esta larga tesis y preocupados por su finalización. En especial Jesús que en más de una ocasión ha podido comprobar junto a mí las huellas que deja el intenso frío del mes de diciembre en las partas más altas de Sierra de Baza. Penurias compartidas igualmente, con

nuestro inestimable amigo Carlos Ortega Chinchilla que, en una ocasión, casi no llega a tiempo para estar con su familia en la cena de nochebuena, como consecuencia de habernos metido en el hielo.

A mis cuñados Gloria Morillas, Beatriz Solana y Victoriano López, así como a mis sobrinos Inés, Noa y Victor. Sin olvidarme de mi tío Juan Molina Serfa que tanto se ha alegrado cada vez que de esta tesis salía un resultado. También he de agradecer el apoyo en todos los sentidos que siempre me han aportado mis suegros Celia Alaminos Chica y José Luis Roldan Maldonado. En donde en cada visita a vuestra casa en Motril, mi tiempo ha sido mayoritariamente para aislarme en la habitación y trabajar en esta tesis.

A todos esos grandes amigos que me han animado siempre a seguir y que son un referente para mí en lo personal y también en lo profesional: Bonifacio Montes Chinchilla, Víctor Martín López, Francisco González Muñoz, Oscar Montosa Escolano, Javier Ortíz Villodres, Javier Virues Ortega, David Virues Ortega, Oliver Rodríguez, Javier Porcel, Juan Rengel, Francisco Aparicio, Jose Morillas y Fernando Alonso Muñoz.

A mis padres agradezco igualmente su gran interés y preocupación por este largo y difícil camino. Lamento profundamente la preocupación que he podido generaros en los largos y agotadores días-noches de campo. Gracias por estar siempre ahí, sufridores en silencio.

Quiero agradecer igualmente a mis compañeros de despacho en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, que han vivido codo con codo el día a día de esta lucha. Me refiero a los Drs. Daniel Lamarca Irisarri, José Antonio Rodríguez Liébana, al futuro Dr. Alberto Sánchez Encinar y a Eduardo Flores Ruiz, a las Dras. María Elena Ramos Jareño Y Chiara Cappelli, así como a mis otros compañeros del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias con los que también he compartido despacho, Drs. Juan Cárdenas Parraga, Lidia Butjosa, Aitor Cambeses, Thais Hyppolito e Idael Blanco Quintero.

Por último y no por ello menos importante al Dr. Francisco Javier Huertas Puertas director del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra por su interés en esta tesis, así como a las Dras: Marisa Rozalén, Aránzazu Peña Heras, Concepción Jiménez de Cisneros Vencelá y Emilia Caballero Mesa, compañeras de pasillo que en todo momento me han infundido ánimos y motivación.

José Antonio Lozano Rodríguez, Mayo del 2018

Resumen

Las ofiolitas de Sierra de Baza corresponden a uno de los pocos afloramientos dentro de las ofiolitas Béticas aún sin estudiar como tal. Esta Asociación ofiolítica Bética forman parte del Complejo del Mulhacén, junto a la Unidad de la Caldera infrayacente y la Unidad de las Sabinas suprayacente. Constituyendo dos mantos de corrimiento, de origen cortical, compuestos por basamentos principalmente Paleozóicos y coberteras mesozóicas. El Complejo del Veleta, formado por varios miles de metros de micaesquistos con grafito aflora como una serie de ventanas tectónicas bajo el Complejo del Mulhacén y constituyen las unidades más profundas de la Cordillera Bética.

El manto ofiolítico está compuesto por rocas básicas, ultramáficas y sedimentarias, afectadas en parte por metamorfismo de fondo oceánico, que durante la Orogenia Alpina, se vieron afectadas por el metamorfismo orogénico polifásico. Las rocas ultramáficas son serpentinitas con clinopiroxeno y harzburgitas secundarias, que en muchos afloramientos de la asociación ofiolítica Bética, contienen diques basálticos parcialmente rodingitizados y metamorfizados. Todos los magmas que forman parte de estas ofiolitas, como diques, gabros y basaltos, son de procedencia astenosférica y su ambiente geodinámico de génesis corresponde al de una dorsal oceánica, de tipo E-MORB y fueron generados a lo largo de una zona de acreción de placas oceánicas. Algunos de estos magmas atravesaron localmente, en su salida a la superficie oceánica, materiales corticales, produciéndose una asimilación local de los mismos, dilucidable por algunos rasgos químicos de la roca total, que indican que el suelo oceánico del que derivan estas ofiolitas se originó por aumento de la distensión de la litosfera y corteza continental, y ascenso de la astenosfera a partir del Jurásico inferior, prolongándose episódicamente a lo largo del cretácico. Las etapas prejurásicas de rifting y adelgazamiento cortical, que afectaron a las unidades de la Caldera y de las Sabinas del Complejo del Mulhacén, fueron caracterizadas por el desarrollo de ortogneises piroclásticos Permo-Triásicos en ambas unidades (Puga et al., 1996; Nieto, 1997; Nieto et al., 2000), justo antes de la separación de las placas continentales adelgazadas y del inicio del magmatismo astenosférico, que originó el suelo oceánico del que deriva la Unidad Ofiolítica. Una sucesión de procesos geodinámicos y magmáticos similares a los mencionados, dieron lugar también al desarrollo de la dorsal Atlántica, en su zona central, de edad Pliensbaquiense, que coincide exactamente con el inicio del desarrollo del suelo oceánico bético (Puga et al., 2017).

La datación geocronológica del inicio del magmatismo que originó el suelo oceánico del que procede la Asociación ofiolítica Bética, se ha llevado a cabo mediante dataciones U-Pb con SHRIMP de circones de metagabros y metabasaltos en diferentes afloramientos de la AOB. Estas dataciones indican que la ruptura de la corteza continental adelgazada para dar paso a la acreción del suelo oceánico bético, tuvo lugar en un lapso de tiempo corto, localizado entre el Pliensbaquiense y el Toarciense (187-177 M.a.). No obstante, este magmatismo astenosférico persistió como

vulcanismo episódico, originando abundantes sills que se intercalaron a lo largo de la secuencia sedimentaria, depositada sobre este suelo oceánico, que ha sido datada, mediante microfósiles, como cretácica. Este episodio de vulcanismo cretácico está bien representado en numerosos afloramientos de ofiolitas Béticas a lo largo del Complejo del Mulhacén, incluyendo los afloramientos de Sierra de Baza (como puede verse en el capítulo 2: Marco geológico de las ofiolitas de Sierra de Baza).

En la reconstrucción paleogeográfica del Mesozoico de la Cordillera Bética y del Tethys occidental Ligur y Alpino, del que proceden las ofiolitas alpino- apenínicas, la edad radiométrica indica la procedencia de estas últimas de un suelo oceánico generado unos 20 M.a. después del que formó el Océano Bético. Esto está en contradicción con lo previamente publicado por numerosos autores sobre la génesis y evolución del Tethys occidental, como consecuencia de la ruptura de la Pangea, que suponían que el Océano Bético se había generado posteriormente a los Océanos Ligur y Alpino.

Las características geoquímicas e isotópicas de las rocas estudiadas en Sierra de Baza, y de otras Ofiolitas Béticas, son propias de un magmatismo y metasomatismo de fondo oceánico generados en condiciones de dorsal ultralenta, lo que ha permitido deducir la existencia de un estadio inicial de acreción oceánica del Tethys occidental durante el Pliensbaquiense. Este proceso originó una franja de varios centenares de kms de suelo oceánico en el extremo occidental de este océano Jurásico-Cretácico, que estaría situada al SE del Margen Ibérico-Europeo durante el Mesozoico. Como consecuencia de la inversión del movimiento relativo entre las placas corticales europea-ibérica y adriática-africana, que comenzó a ser convergente en el cretácico medio-superior, la losa oceánica generada entre ambas placas a partir del Jurásico inferior fue subducida y metamorfozada, en facies de eclogitas, durante el cretácico superior y, posteriormente, fue parcialmente exhumada sobre el margen continental, del que deriva la Unidad de la Caldera, formando las Ofiolitas Béticas. Estas ofiolitas se separaron en diferentes afloramientos como consecuencia del desplazamiento hacia el SW de la microplaca de Alboran, desgajada de la placa de AlKaPeCa, hasta ocupar su posición actual como parte de las Zonas Internas Béticas, y de los procesos tectónicos y metamórficos alpinos que han afectado a esta microplaca durante el Cenozoico (Puga et al., 2017).

La caracterización y puesta en valor de estas rocas como patrimonio cultural, ha sido otro de los temas a tratar en esta Tesis, pues estas rocas ofiolíticas, que constituyen los vestigios más antiguos, actualmente preservados, pertenecientes al extremo más occidental del antiguo fondo oceánico del Tethys occidental, son por sí mismas lo suficientemente importantes como para ser conservadas. Entre estas rocas, hay basaltos, gabros y doleritas eclogitizadas que, además, llegaron a formar parte de los primeros afloramientos de tecnología lítica, basada en la talla y el pulimento de eclogitas, de la Prehistoria reciente en la península ibérica.

Mediante esta puesta en valor, se pone de manifiesto, una vez más, la absoluta inconveniencia de permitir las explotaciones de estas rocas para áridos, sin valorar la pérdida irrecuperable de los valores geológicos, arqueológicos y pedagógicos que

dichas explotaciones representan (Ver Puga et al., 2009). Existen actualmente yacimientos ofiolíticos como el de Lugros, que ha desaparecido casi totalmente como consecuencia de este tipo de explotación, sin que se pueda, por lo tanto, seguir estudiándolo, ni mostrando sus diferentes litologías a futuras generaciones de estudiantes y otros posibles visitantes, como una parte más de este paleo-océano Jurásico, ni tampoco dilucidar la posible existencia de huellas de minería-cantería para la Prehistoria Reciente en las eclogitas ya trituradas de este afloramiento.

Este tipo de rocas están muy bien representadas en el registro arqueológico desde el Neolítico hasta la edad del Bronce y, sin embargo, no se habían encontrado las evidencias de trabajo artesanal sobre las mismas hasta ahora (Lozano et al., 2017). Este gran vacío ha sido debido, en parte, a la no distinción de los estigmas técnicos de la talla sobre estas rocas.

Este trabajo supone que futuras explotaciones de estos afloramientos para áridos o rocas ornamentales, requieran la evaluación del impacto sobre el patrimonio natural y cultural que estas explotaciones puedan provocar sobre los afloramientos ofiolíticos, en orden a impedir las si la evaluación realizada por científicos especialistas en geología y en arqueología las consideraran inadecuadas.

Capítulo 1. Objetivos e interés de este estudio

1.1. Introducción

La finalidad principal de esta Tesis Doctoral es contrastar la hipótesis que sostiene que la Asociación Ofiolítica Bética (AOB) constituyó una franja de suelo oceánico que, durante el Jurásico-Cretácico, conectaría el extremo occidental del Tethys (del que proceden también las ofiolitas Alpino-Apenínicas) con el Atlántico Central, así como precisar su evolución espacio-temporal (Puga et al., 2017). Esta asociación está formada por litotipos magmáticos máficos y ultramáficos, y por litotipos sedimentarios, todos ellos metamorfizados, que afloran de forma discontinua dentro del Complejo del Mulhacén (Fig. 1.1A). Sus afloramientos constituyen fragmentos de decenas de metros a pocos kilómetros de extensión, que se interpretan como restos desmembrados de una losa oceánica, de edad Jurásico, que se incorporó tectónicamente al margen continental formado por la Unidad de la Caldera del Complejo del Mulhacén, durante un periodo de convergencia entre las placas Europa-Iberia y Adria-África que se inició en el Cretácico Superior.

Las ofiolitas Béticas están flanqueadas tectónicamente, por abajo y por encima, por materiales metamorfizados pertenecientes también al Complejo del Mulhacén, pero de procedencia continental, conocidos como Unidad de la Caldera y Unidad de las Sabinas, respectivamente (Puga et al., 2017). La abundancia de afloramientos de ofiolitas y el buen estado de conservación de sus materiales en el Parque Natural de Sierra de Baza (Fig. 1.1A) lo convierten en un importante enclave de interés geológico, de gran utilidad para interpretar y comprender el origen, edad y evolución geodinámica de la AOB y del Dominio Nevadofilábride en general. Este dominio, formado por el apilamiento tectónico de los Complejos del Veleta y del Mulhacén, está representado solo en la mitad oriental de la Cordillera Bética, entre las provincias de Granada y Murcia (Fig. 1.1 A-C).

El interés geológico de las ofiolitas de Sierra de Baza, área en la que se centra el presente trabajo, deriva de dos hechos geológicamente bien contrastados en otros afloramientos de la AOB (Fig. 1.1A):

- 1) la enorme importancia que tienen las ofiolitas para caracterizar un límite divergente de placas tectónicas que determinó el desarrollo de un suelo oceánico cuyas reliquias estarían parcialmente preservadas en la Cordillera Bética y,
- 2) el gran valor de las ofiolitas como indicadores de un proceso de subducción que transformó los litotipos constitutivos del suelo oceánico preexistente en eclogitas, que luego fueron exhumadas en parte durante la evolución orogénica posterior.

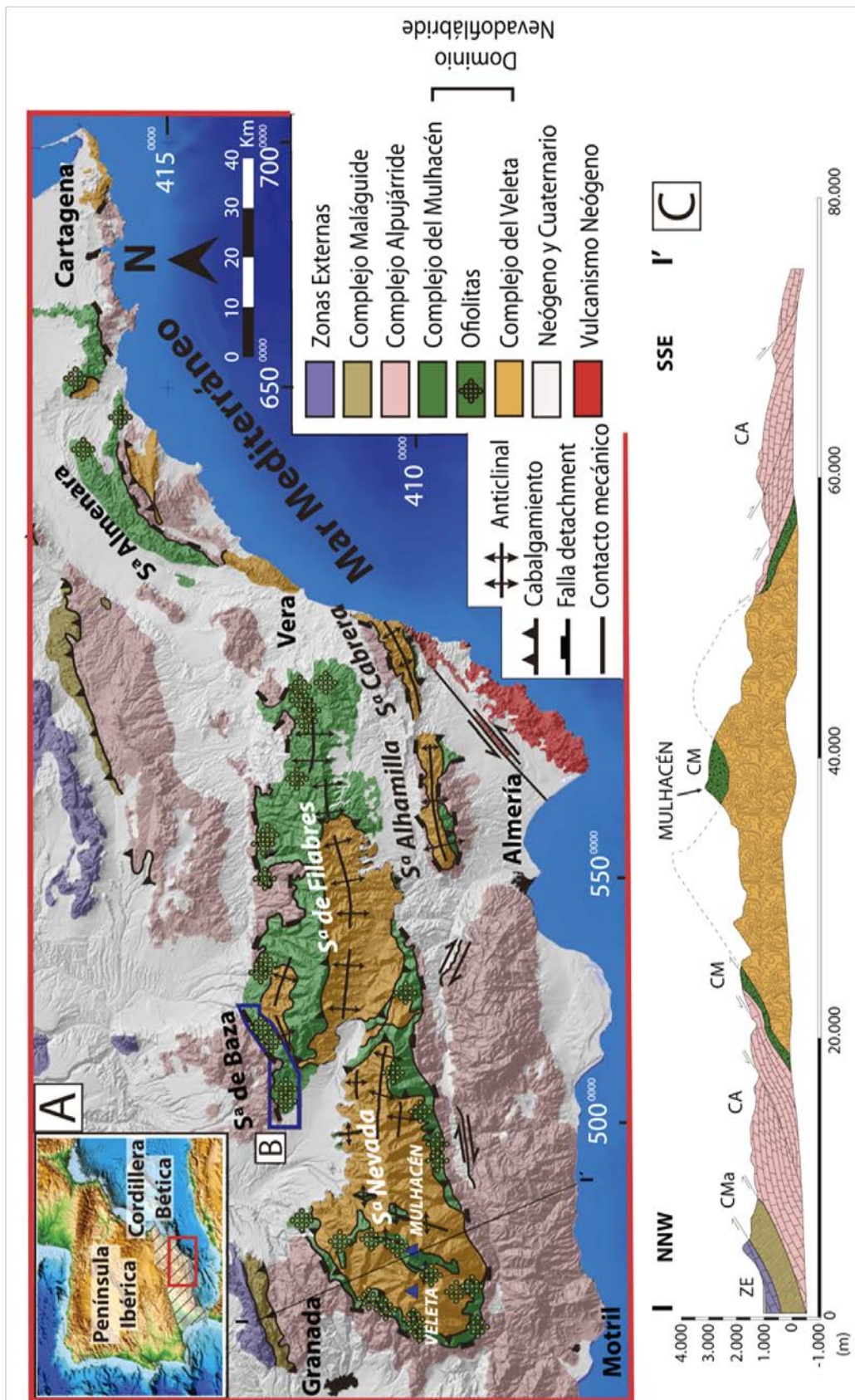


Figura 1.1.- A: Mapa geológico del Dominio Nevadofilábride en el sector centro-oriental de las Zonas Internas de la Cordillera Bética y ubicación de afloramientos de ofiolitas según por Puga et al. (2007); B: Zona cartografiada en el presente trabajo (Sierra de Baza); C: Corte general del Dominio Nevado-Filábride y sus relaciones con los dominios Alpujarride y Maláguide.

Los afloramientos de ofiolitas de Sierra de Baza presentan todos los términos de la AOB, lo cual no es muy común en este tipo de asociaciones de rocas, por haber sufrido, durante la Orogenia Alpina, complicados procesos de subducción, metamorfismo y exhumación antes de incorporarse a la cadena donde se localizan actualmente. La conservación de algunos contactos primarios entre los diferentes litotipos ofiolíticos, a pesar de haber sido retocados por la tectónica alpina, ayuda a reconstruir las relaciones originalmente existentes entre los diferentes componentes del suelo oceánico del que proceden estas rocas.

Por otro lado, es necesario destacar la gran importancia que los afloramientos estudiados poseen desde una perspectiva cultural y conservacionista: varios de ellos tienen un gran valor arqueológico, por haberse encontrado en ellos, durante el desarrollo de este trabajo, unas canteras prehistóricas para la elaboración de herramientas en eclogitas, las primeras y únicas encontradas, hasta la fecha, en la Península Ibérica.

1.2. Objetivos e hipótesis de partida

Los objetivos planteados en esta investigación son los siguientes:

- a) Avanzar en la **reconstrucción paleogeográfica del Tethys occidental, del que deriva la AOB en general** y, en concreto, las ofiolitas de Sierra de Baza.
- b) **Identificar los diferentes litotipos presentes en la AOB de la Sierra de Baza y caracterizarlos petrológica y geoquímicamente** para compararlos con las ofiolitas Alpino-Apenínicas, que procedieron de diferentes segmentos del mismo océano, y con los que actualmente se están formando en la Dorsal Atlántica, desarrollada por un proceso similar al que generó el Tethys occidental en el Mesozoico.
- c) **Datar la edad de inicio y el periodo de desarrollo de la franja de suelo oceánico de la que proceden estas ofiolitas**, mediante el método U-Pb con SHRIMP (sensitive high resolution ionic microprobe), aplicado a circones de sus rocas básicas metamorfizadas, que complementen datos similares para otros afloramientos de la AOB.
- d) **Caracterizar el tipo de metamorfismo y sus condiciones P-T** que permitan, junto con las dataciones de los episodios metamórficos registrados por recristalización de los circones y por la blastesis de rutilo y titanita, establecer diagramas de evolución P-T-t y/o contrastar los ya establecidos para otros afloramientos.
- e) **Estudiar las peculiaridades de interés de los afloramientos de Sierra de Baza como parte del patrimonio geológico y cultural de Andalucía**, que permitan pedir su protección como un Lugar de Interés Geológico (LIG), así como arqueológico. Esta actuación intentaría evitar la explotación comercial de los materiales ofiolíticos, que deberían ser utilizados para ofertar visitas geológicas y arqueológicas, de carácter didáctico y divulgativo, las cuales podrían representar un estímulo económico a nivel regional que favorecería su conservación.

Para poder alcanzar los objetivos de esta Tesis, ha sido necesario realizar un estudio multidisciplinar que abarca la petrología, geoquímica, geocronología, evolución tectonometamórfica y geoarqueología de algunos afloramientos seleccionados en la Unidad Ofiolítica de Sierra de Baza y comparar los resultados obtenidos con los de otros afloramientos de la AOB, y con los de las ofiolitas de los Alpes y los Apeninos.

La conveniencia de plantear esta investigación se justifica por la enorme importancia que las ofiolitas tienen como marcadores de antiguos límites de placas tectónicas dentro de las zonas orogénicas. Estos límites de placas fósiles están jalonados por rocas ígneas básicas, ultramáficas y meta-sedimentos, generados en zonas de acreción de suelo oceánico, como los que constituyen la AOB, en la que se conservan también indicios de metamorfismo de fondo oceánico. Algunos de estos límites divergentes de placas se convierten en límites convergentes, a lo largo de los cuales se produce subducción y consunción del suelo oceánico, cuando el régimen tectónico pasa de ser distensivo a compresivo, como ocurrió en el Tethys occidental a partir del Cretácico Superior-Paleoceno. Los indicios actuales de este cambio en el régimen tectónico en zonas orogénicas como la Cordillera Bética y la Alpino-Apenínica, son la transformación de sus diferentes litotipos ofiolíticos en esquistos azules y eclogitas. La determinación de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas en los diferentes afloramientos que marcan estas zonas de geosutura, permite establecer

la profundidad de subducción y, por consiguiente, la anchura mínima de los suelos oceánicos, que se originaron en el periodo de acreción precedente. El estudio de las condiciones de génesis de la AOB y la determinación de su edad absoluta nos permite establecer un modelo integral de la apertura del suelo oceánico en el extremo occidental del Tethys y su relación temporal con la apertura de su prolongación hacia el NE en el océano Ligur-Piemontés y con la región central del Océano Atlántico.

Todo lo anteriormente dicho confiere a las ofiolitas Béticas un gran valor científico por su extraordinario potencial en las reconstrucciones paleogeográficas, petrogenéticas y geodinámicas de la Cordillera Bética. Pero es necesario señalar que, además, algunos afloramientos de estas ofiolitas eclogitizadas de Sierra de Baza (Rambla del Agua y Cerro de San Cristóbal), debido a su gran dureza y densidad han sido usados desde la Prehistoria Reciente como canteras para la fabricación de utensilios, tales como martillos, hachas y azuelas, que están presentes en numerosos asentamientos humanos en sus alrededores y a lo largo del territorio sur peninsular. Consecuentemente, las ofiolitas béticas y en especial las de Sierra de Baza, presentan una serie de características científicas, pedagógicas y culturales, extremadamente interesantes, que dan a sus afloramientos un gran valor patrimonial.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1. Ofiolitas, tipos de ofiolitas y sus orígenes

2.1.1. Introducción

Las ofiolitas son los restos de una antigua corteza oceánica y del manto superior que fueron tectónicamente emplazados en orógenos derivados de la deformación de antiguos márgenes continentales. Constituyen las únicas evidencias de procesos magmáticos, tectónicos e hidrotermales asociados con la expansión del fondo oceánico antes de 170 Ma, ya que en los océanos modernos no se conserva litosfera más antigua de esa edad. La aparición de diques laminados, junto a intrusiones tabulares de antiguos magmas básicos asociadas a lavas almohadilladas y sedimentos marinos profundos son la evidencia primaria del origen de las ofiolitas por expansión del fondo oceánico. Por lo tanto, las ofiolitas son los mejores archivos de la historia evolutiva de las cuencas oceánicas, desde sus fases de *rifting*-ruptura y expansión del fondo oceánico hasta la iniciación de la subducción y su cierre final. Su reconocimiento como estructuras análogas a las de la corteza oceánica desempeñó un papel importante en el avance de la teoría sobre la tectónica de placas en los años 1960. Las ofiolitas han sido utilizadas para investigar la naturaleza de los procesos de dorsal medio oceánica, la química del manto, la paleogeografía de antiguas cuencas oceánicas, y la evolución tectónica de los cinturones orogénicos (Dilek y Furnes, 2014).

La primera definición de Brongniart (1821) del término ofiolita se basó en una serie de rocas ultramáficas, gabroídicas, diabásicas y volcánicas aflorantes en los Apeninos italianos. Posteriormente, Steinmann (1927) señaló la presencia frecuente de serpentinita, gabro-basalto y radiolaritas ("la *Trinidad de Steinmann*") en las cadenas de montañas mediterráneas, e interpretó su origen como unidades magmáticas, de origen común, diferenciadas en el fondo oceánico. El geólogo holandés De Roever (1957) y luego el geólogo suizo Vuagnat (1964) argumentaron que la asociación de estas rocas era el resultado de la fusión del manto, que producía rocas basálticas en la parte superior y peridotitas residuales en la parte inferior (Dilek y Furnes, 2014).

A mediados de la década de 1960-1970, el reconocimiento de complejos de diques laminados, cámaras de magma fósil en secuencias plutónicas y harzburgitas refractarias en unidades del manto, resultó fundamental para formular un modelo para la formación de ofiolitas en el marco de la Tectónica de Placas. La analogía de las ofiolitas con la corteza oceánica fue confirmada en la primera Conferencia Penrose (Anónimo 1972). Sin embargo, Miyashiro (1973) cuestionó el modelo dominante sobre la existencia de una dorsal medio oceánica para la génesis de las ofiolitas y propuso, sobre la base de interpretaciones geoquímicas, que la corteza oceánica de Troodos en Chipre no era un producto del magmatismo de dorsal sino de arco de islas. Este avance revolucionario, aunque polémico, en el concepto del ambiente tectónico de génesis de algunas ofiolitas condujo a la definición de su origen en áreas suprasubducción a

principios de los años ochenta. Las observaciones de la corteza oceánica *in situ* en los ambientes extensionales de las placas suprayacentes de las zonas de subducción en el Pacífico occidental durante los años 80 y 90, fueron particularmente importantes para demostrar la influencia de la subducción en la génesis y evolución magmática de algunas ofiolitas. Por lo tanto, esta notable evolución en la comprensión científica de las ofiolitas desde 1821 ha contribuido significativamente a importantes avances en diversas disciplinas de las Ciencias de la Tierra. (Dilek y Furnes, 2014).

Las ofiolitas también han sido indispensables para las culturas y civilizaciones humanas debido a que albergan rocas y minerales de interés industrial y gran valor económico. Metales preciosos como oro, plata y elementos del grupo del platino (PGE), y otros metales como cromo, hierro, manganeso y titanio, cobalto, cobre y níquel, abundan en las asociaciones de rocas ultramáficas-máficas de las ofiolitas. El descubrimiento del cobre en las ofiolitas de Troodos contribuyó al desarrollo de la edad del bronce (~2400 aC) y desencadenó una era crítica en la historia humana durante la cual el uso del bronce trajo cambios drásticos en la agricultura, la caza, y la guerra (Dilek y Furnes, 2014). Un poco antes, en el Neolítico y el Calcolítico, las rocas eclogíticas correspondientes a algunas ofiolitas del arco mediterráneo, fueron requeridas para la fabricación de herramientas líticas, fundamentalmente martillos, hachas, azuelas (Pétrequin et al., 2012; Lozano et al., 2017). El amianto de crisotilo y el jade se encuentran principalmente en las peridotitas serpentinizadas. El asbesto, en forma de varios minerales de la serpentina, fue ampliamente utilizado como un aislante efectivo debido a su resistencia al fuego, al calor y a los daños por la electricidad; esta consideración cambió cuando el amianto fue reconocido como cancerígeno para el hombre. El jade es una piedra preciosa importante y ocupa un lugar especial desde el Neolítico, siendo explotada en ofiolitas de los Alpes (Pétrequin et al., 2012). A día de hoy el jade se sigue valorando como una piedra preciosa ornamental y se utiliza en los objetos de arte más finos (Dilek y Furnes, 2014).

Pearce (2014) resumió los principios del comportamiento de los elementos inmóviles en rocas extrusivas y diques de ofiolitas. Ishizuka et al. (2014) presentaron la litosfera de Izu-Bonin, del antearco (*forearc*) de las Marianas, como ejemplo análogo moderno para ofiolitas de zona suprasubducción. Goodenough et al. (2014) analizaron la evolución multifásica magmática y tectónica de la ofiolita de Omán. Staudigel et al. (2014) exploraron los registros de la vida microbiana conservados en la corteza oceánica moderna y en ofiolitas. Yang et al. (2014) informaron sobre la aparición y posible origen de diamantes y minerales inusuales en la corteza en peridotitas y cromititas ofiolíticas (Dilek y Furnes, 2014).

2.1.2. Arquitectura tectonoestatigráfica de una sucesión ofiolítica-tipo

De acuerdo con la definición propuesta durante la Conferencia de Penrose, una secuencia ofiolítica consiste, de abajo a arriba, en: peridotitas del manto superior, capas de rocas ultramáficas-máficas, capas de gabros isotrópicos, diques laminados,

rocas extrusivas y cobertera sedimentaria (Anónimo, 1972). En ofiolitas tipo supra-subduccion (Fig. 2.1.1) las peridotitas del manto superior comúnmente incluyen capas de lherzolitas y harzburgitas que contienen lentejones de dunita con cromitita. Las rocas harzburgíticas del manto superior se caracterizan por la casi ausencia de clinopiroxeno primario, se interpretan como restitas que experimentaron altos grados de fusión parcial más allá de la estabilidad del clinopiroxeno; por lo tanto, representan un manto refractario y, comúnmente, muestran estructuras de deformación de alta temperatura. Las capas alternantes de rocas ultramáficas y máficas forman una sección transicional de manto-corteza que corresponde al Moho petrológico (=discontinuidad de Mohorovicic) que se observa en la litosfera oceánica moderna de expansión rápida (Dilek y Furnes, 2011). El gabro bandeado superpuesto constituye la primera parte de la corteza oceánica inferior y está constituido principalmente por gabros y gabros olivínicos, con capas minoritarias de troctolita, anortosita y wehrlita, siendo las variaciones modales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno las que definen el bandeo en estas rocas. Los gabros isotrópicos sobre el gabro bandeado forman la parte alta de la corteza oceánica inferior, tienen texturas y tamaños de grano heterogéneos (de ahí el término gabro de varias texturas) e incluyen venas de gabro pegmatítico y diques de plagiogranito cerca de la parte superior.

El límite entre los gabros isotrópicos y plagiogranitos de la secuencia plutónica y el complejo suprayacente de diques laminados puede ser de naturaleza intrusiva. Sin embargo, este límite no siempre es de naturaleza magmática: en algunas ofiolitas (por ejemplo: Troodos, Chipre, Kizildag, Turquía) coincide localmente con fallas normales de bajo ángulo (superficies de despegue), con bandas de deformación milonítica a cataclásica en los gabros (Dilek y Eddy, 1992). Los diques laminados, de hasta 1,5 km de espesor total, son verticales, subverticales o inclinados de forma variada, y son comúnmente cortados por fallas extensionales paralelas al dique, algunas de las cuales presentan geometría lítrica. La rotación de los diques laminados en el bloque de techo de las fallas normales lítricas durante la extensión amagmática modifica la inclinación de los diques (Dilek y Furnes, 2014).

Las rocas extrusivas de las ofiolitas consisten en lavas almohadilladas (*pillow lavas*), brechas (*pillow breccias*) y flujos de lava masivos, que constituyen la parte alta de la corteza oceánica superior). Su composición varía desde basalto y andesita basáltica en la parte inferior hasta andesita, dacita y riolita en la parte alta. En algunas ofiolitas, los diques y las lavas boniníticas (andesitas de alto contenido en Mg y SiO₂) representan las últimas etapas del magmatismo, ya que cruzan y recubren otras subunidades ofiolíticas. Por último, las rocas extrusivas están típicamente recubiertas por rocas sedimentarias pelágicas, hemipelágicas y clásticas; estas rocas representan la estratigrafía de la placa oceánica y registran la historia del recorrido de la litosfera oceánica desde la dorsal a la zona de subducción (Dilek y Furnes, 2014).

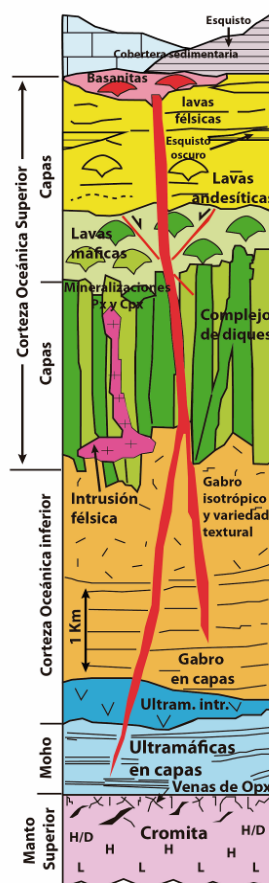


Figura 2.1.1.- Sección columnar del manto superior y la corteza de una ofiolita de zona suprasubducción. Modificado de Dilek y Furnes (2014).

2.1.3. Tipos de ofiolitas y evolución del fundido

Los mecanismos de construcción magmática y de emplazamiento de las ofiolitas dependen de los ambientes geodinámicos de su formación. De hecho, los tipos de ofiolitas y su forma de presentarse en afloramiento son el resultado de dos factores importantes: (1) los procesos tectónicos, magmáticos y geoquímicos que intervienen en su formación y (2) la preservación diferencial de sus distintos componentes como resultado de los diferentes mecanismos de emplazamiento.

La arquitectura tectono-magmática y la peculiaridad geoquímica de las ofiolitas se ven afectadas por varios factores: i) la velocidad de expansión y la geometría en su ambiente ígneo de formación; ii) la proximidad de este ambiente a las plumas de manto o fosas (por lo tanto a placas que subducen); iii) la composición, fertilidad y temperatura del manto debajo de sus centros de expansión; iv) la disponibilidad de fluidos y material cortical reciclado a la(s) columna(s) de fundido bajo estos centros de expansión; y v) la magnitud y naturaleza de la fusión del manto, así como los tipos de diferenciación magmática (Dilek y Furnes, 2011). Una ofiolita comprende, por tanto, un conjunto de rocas ultramáficas, máficas y félsicas, asociadas temporal y

espacialmente, que se formaron como producto de múltiples acontecimientos de fusión del manto y procesos de diferenciación magmática en un ambiente tectónico particular.

Las ofiolitas pueden clasificarse, en primer lugar, en dos grandes tipos relacionados con subducción y no relacionados con subducción. Las ofiolitas cuya construcción magmática no se vio afectada por procesos de subducción incluyen: las de margen continental (CM: *continental margin*), las de dorsal medio oceánica (MOR: *mid-oceanic ridge*) y las de pluma (P: *plume*) (Tabla 2.1.1). Estos tipos se corresponden, respectivamente, con ofiolitas desarrolladas en dorsal "normal", en dorsal relacionada con pluma en el margen continental, y en dorsales subducidas, según la definición de Pearce (2014). Las ofiolitas relacionadas con subducción incluyen las de zona suprasubducción (SSZ: *supra-subduction zone*) y de arco volcánico (VA: *volcanic arc*) (Tabla 2.1.1). El tipo SSZ abarca ofiolitas formadas en el antearco (*forearc*) al iniciarse la subducción y las originadas al formarse la cuenca tras-arco (*backarc*).

Tabla 2.1.1.- Tipos de ofiolitas y ejemplos representativos, con sus afinidades geoquímicas y principales fases minerales (Dilek y Furnes, 2014).

Tipos de ofiolitas y su configuración tectónica		Ofiolitas/ejemplos modernos	Afinidad geoquímica	Orden de cristalización de minerales	
No relacionado con la subducción	Tipo margen continental	Ofiolitas de Ligurian y oeste de los Alpes; Jormau (Finlandia)	Lavas N-MORB, E-MORB, P-MORB y C-MORB	Olivino + plag + cpx	
	Tipo dorsal medio oceánica	Pluma distal MOR	Macquarie Ridge; Masirah (Oman)	Lavas N-MORB (MMA) hasta E-MORB	Olivino + plag
		Pluma proximal MOR	Islandia	Lavas N-MORB y P-MORB	Olivino + plag ± cpx
		Fosa proximal MOR	Taitao (Chile)	Lavas N-MORB, E-MORB ± C-MORB	Olivino + plag + cpx
	Tipo pluma	Nicoya (Costa Rica); Bolivar (Colombia)	Lavas P-MORB	Olivino + plag + cpx ± opx	
Relacionado con la subducción	Tipos de zona de suprasubducción	Forearc	Troodos (Chipre); Kizildag (Turquia); Semail (Oman); Betts Cove (Canada)	BFA (MORB-like), TAI hasta lavas boninitas	Olivino + plag + cpx + opx y olivino + cpx + plag
		Backarc (continental y oceánico)	Rocas Verdes (Chile); Solund-Stavfjord (Noruega)	Lavas BCBA	Olivino + plag + cpx y olivino + cpx + plag
	Tipo de arco volcánico	Smartville (California); Itogon (Filipinas)	Lavas TAI hasta CA; corteza media con tonalitas, dioritas	Olivino + plag + cpx y olivino + cpx + plag	

BCBA = basalto de cuenca backarc; CA = calco-alcálico; C-MORB = MORB contaminado; MMA = manto MORB agotado; E-MORB = MORB enriquecido; BFA = basalto forearc; TAI = tholeiitas arco-isla; MORB = mid-ocean ridge basalt (basaltos de dorsal medio-oceánica); N-MORB = MORB normal; P-MORB = MORB relacionado con la pluma

2.1.3.1. Ofiolitas no relacionadas con subducción

La extensión tectónica puede conducir a la ruptura continental (*rifting*) y al desarrollo de un océano incipiente. La actividad magmática asociada con esta ruptura y la formación de corteza oceánica embrionaria produce una zona de transición océano-continente (OCT: *ocean-continent transition*), donde la lherzolita del manto litosférico subcontinental está directamente cubierta por lavas basálticas e intruida por pequeños plutones gabroídicos y diques máficos (Manatschal y Müntener, 2009). La formación de estas rocas corticales, todas con composiciones de basalto de dorsal medio oceánica (*mid-oceanic ridge basalt*: MORB), implica pequeños grados de fusión parcial de manto litosférico poco empobrecido y una astenosfera lentamente ascendente. Esta litosfera OCT puede ser preservada en cinturones orogénicos como ofiolitas CM (Fig. 2.1.2.A3) o C-MORB, Dilek y Furnes, 2014).

La continuada extensión litosférica y el comienzo del magmatismo después de la ruptura continental llevan a la expansión del fondo oceánico, y se forma nueva corteza oceánica por descompresión y fusión parcial de la astenosfera ascendente. Las variaciones en las tasas de suministro de magma y en la estructura térmica bajo los ejes de expansión controlan el modo de acreción magmática y la arquitectura de la corteza oceánica producida (Fig. 2.1.2A2). En dorsales de expansión rápida (p.e. *East Pacific Rise*), donde el suministro de magma es robusto, el magmatismo continuo mantiene un ritmo similar en la separación de las placas, y la extensión sincrónica y el desarrollo de diques produce una corteza oceánica tipo Penrose con un Moho transicional (Fig. 2.1.2A2). En dorsales de expansión intermedia (p.e. *Costa Rica Rift*), la corteza oceánica tiene una secuencia volcánica más delgada, pero un complejo de diques laminados más grueso en comparación con la corteza de expansión rápida (Fig. 2.1.2A2). En dorsales de expansión lenta (p.e. Dorsal Medio-Atlántica y SW de la Dorsal Índica), las fallas extensionales y la atenuación de la corteza pueden superar el magmatismo episódicamente, lo que da como resultado la exhumación de gabros y de peridotitas del manto superior serpentinizadas sobre el fondo oceánico (Dilek y Furnes, 2011). La corteza oceánica de expansión lenta puede, por lo tanto, ser delgada y deformada, y la Moho puede estar representada por un frente de alteración o una falla detachment, de modo que las lavas almohadilladas pueden descansar, localmente, directamente sobre peridotitas exhumadas serpentinizadas y gabros. Así, las ofiolitas de cresta medio-oceánica (MOR) pueden mostrar grandes variaciones en su arquitectura estructural y grosor de la corteza, dependiendo de la velocidad de expansión de la litosfera (Fig. 2.1.2A2).

Todas las ofiolitas MOR se ajustan a la pauta de variación composicional del manto (*mantle-array*) en un diagrama Ta/Yb frente a Th/Yb y pueden mostrar geoquímica normal (N-MORB: p.e. Ofiolita Masirah) o enriquecida en elementos incompatibles y tierras raras ligeras (E-MORB: p.e. Ofiolita Macquarie; Fig. 2.1.2B2). La Ofiolita Taitao próxima a la fosa en el sur de Chile (Le Moigne et al., 1996) es geoquímicamente transicional entre N-MORB y E-MORB (Fig. 2.1.2B2) y también muestra ligera contaminación cortical, que representa una afinidad C-MORB (Pearce, 2014; Dilek y Furnes, 2014).

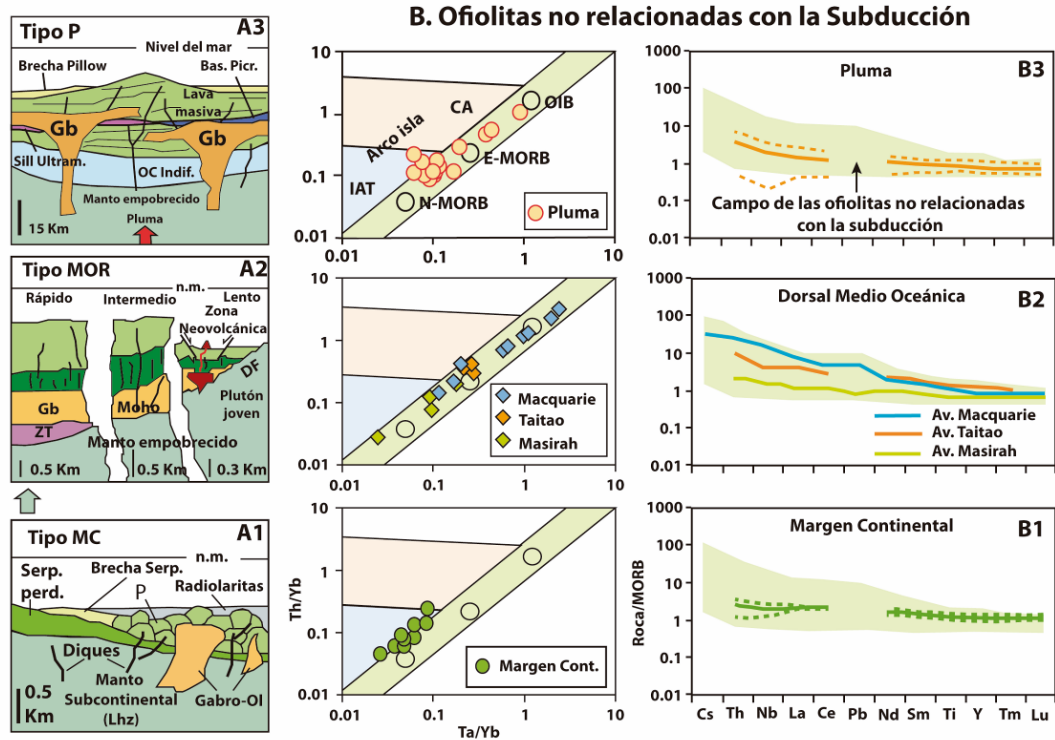


Figura 2.1.2.- (COLUMNA DE LA IZQUIERDA): Secciones transversales que representan la estructura interna y las unidades litológicas de diferentes tipos de ofiolitas; (COLUMNAS DEL CENTRO Y DE LA DERECHA): Diagramas Ta/Yb frente a Th/Yb y diagramas multielementales (modificados a partir de Dilek y Furnes, 2011), que muestran las características de una selección de tipos de ofiolitas. Clave: (A1) tipo MC = tipo de margen continental; Lhz = lherzolita; Ol = olivino; P: lavas almohadilladas (*pillow*). (A2) tipo MOR = tipo Dorsal medio-oceánica; FD= falla de despegue (*detachment*); Gb = gabro; M = Moho; ZT = zona de transición. (A3) tipo P = tipo pluma; Gb = gabro; Bas. Picr. = basalto picrítico; Sill Ultram. = *Sill* ultramáfico; OC indif. = corteza oceánica indiferenciada. CA: arco continental (*continental arc*). IAT: toleítas de arco isla. Modificado de Dilek y Furnes (2014).

Las ofiolitas de tipo P se forman en las dorsales medio oceánicas próximas a una pluma, o como parte de las plataformas oceánicas, y contienen coladas de lava masivas con pocas lavas almohadilladas, en su mayoría con composición de basalto picrítico. Los plutones de tipo gabroídico y ultramáfico, así como los *sills*, son intrusivos en una secuencia volcánica gruesa (Fig. 2.1.2A3). Las brechas de *pillow*, las hialoclastitas y las capas de pelitas-radiolaritas se intercalan con coladas de lava basáltica en niveles estratigráficos más altos. Las ofiolitas de tipo P muestran variaciones geoquímicas entre N-MORB y basalto de islas oceánicas (*oceanic island basalt*: OIB, Fig. 2.1.2B3). Las ofiolitas no relacionadas con subducción muestran grandes variaciones en el diagrama de discriminante Ta/Yb frente a Th/Yb (Fig. 2.1.2B). Sus patrones multielementales (Lu a Cs) varían desde casi planos, como muestran el MC Ligurian y las ofiolitas MOR Masirah, con fuerte pendiente, característico de las ofiolitas Macquarie (Fig. 2.1.2B). Estas variaciones en el comportamiento de los elementos incompatibles están relacionadas con el grado de fusión parcial, y con la fertilidad y temperatura del manto (Dilek y Furnes, 2014).

2.1.3.2. Ofiolitas relacionadas con subducción

Las ofiolitas de zonas suprasubducción (SSZ) representan la litosfera oceánica formada en las placas superiores en extensión sobre las zonas de subducción, análogas a los modernos sistemas de retroceso de arco-fosa como Izu-Bonin-Mariana y Tonga-Kermadec (Stern y Bloomer 1992; Ishizuka et al., 2014; Pearce 2014). Los ambientes tectónicos específicos de la formación de corteza oceánica de SSZ incluyen el antearco (*forearc*), trasarco (*backarc*) y el arco incipiente. Los ambientes tectónicos de trasarco pueden evolucionar a centros de expansión próximos o distantes de la fosa y muestran una influencia variable del proceso de subducción (Dilek y Furnes, 2011). Las rocas extrusivas y en diques de las ofiolitas de pre-arco muestran variaciones progresivas de composición y geoquímica, desde las más antiguas, tipo dorsal medio oceánica (tipo MORB), a las toleíticas de arco isla (*island arc tholeiites*: IAT), hasta las más jóvenes con afinidad boninítica (Fig. 2.1.2C1; Dilek et al., 2008; Dilek y Thy, 2009; Ishizuka et al., 2014). Las rocas más tempranas, tipo MORB, son los productos de la fusión por descompresión de un manto lherzolítico profundo y fértil y no muestran influencia de subducción. Por su parte, los magmas tipo IAT están fuertemente influenciados por el metasomatismo del manto como consecuencia de la deshidratación de la losa subducida, con repetidos episodios de fusión parcial de las peridotitas de la cuña de manto suprayacente, fusión de sedimentos subducidos y mezcla de líquidos altamente enriquecidos de la fuente fértil inferior con fundidos refractarios en la columna de fusión. La fusión parcial superficial de harzburgitas ultrarrefractarias produce magmas boniníticos hidratados, ricos en Si y Mg en las últimas etapas. En un diagrama multielemental (Lu a Cs), los basaltos producidos en primer lugar muestran un patrón relativamente plano, y las IAT más jóvenes y las rocas boniníticas muestran un progresivo empobrecimiento (con respecto a los basaltos producidos en primer lugar) en Lu-Nd y Ce-Ta, y un fuerte enriquecimiento en Pb, Th y Cs (Fig. 2.1.2D1).

Una ofiolita de arco volcánico (*volcanic arc*: VA) contiene una corteza media con intrusiones de diorita, tonalita y granodiorita (Nakajima y Arima, 1998) y una corteza superior con abundantes lavas andesíticas a riolíticas y rocas piroclásticas (Fig. 2.1.3C2). La corteza media diorítica-tonalítica es producida por la fusión parcial de la corteza máfica hidratada, formada anteriormente, como resultado de la infiltración de magmas de arco. En el diagrama Ta/Yb frente a Th/Yb, las ofiolitas VA se sitúan en la frontera entre los campos IAT y calco-alcalino (CA), y en el diagrama multielemental, las concentraciones de los elementos son mayores que en las ofiolitas SSZ (Fig. 2.1.3D2).

La evolución magmática y geoquímica de las ofiolitas SSZ y VA está controlada, por lo tanto, por el modo y la naturaleza de (1) la fusión parcial del manto por encima de la zona de subducción, y (2) la deshidratación y el flujo de elementos desde la losa subducida al manto suprayacente. Los episodios repetidos de fusión parcial causan un cambio progresivo en la composición del manto, desde lherzolita fértil a harzburgita ultrarrefractaria y, consecuentemente, la fuente mantélica y los magmas derivados de

ella se empobrecen en elementos incompatibles. Mientras tanto, la deshidratación de la losa oceánica que se subduce y la fusión parcial de los sedimentos subducidos con ella incorporan elementos móviles (Cs, Pb, Ba, Th y U) y tierras raras ligeras (LREEs) a la cuña de manto suprayacente (Hawkesworth et al., 1997; Pearce, 2014). Los elementos menos móviles (Nb, Ti, Y) y las tierras raras pesadas (HREEs) en gran parte no son afectados por este proceso y, por lo tanto, se reducen progresivamente en la fuente del manto durante los episodios repetidos de fusión. Sin embargo, el *solidus* de las peridotitas de la cuña del manto se reduce considerablemente debido a la entrada de fluidos derivados de la losa, facilitando una fusión parcial adicional, y el manto empobrecido se enriquece progresivamente en elementos incompatibles altamente móviles. El fuerte aumento de la concentración de elementos incompatibles, la marcada anomalía positiva de Pb y la anomalía negativa de Nb mostrada por las ofiolitas VA en comparación con las ofiolitas SSZ (Fig. 2.1.3D2) son, en su mayor parte, fenómenos dependientes del tiempo, debido a la historia de subducción prolongada (~20–30 M.a.) de las ofiolitas VA en contraposición a la historia de subducción relativamente más corta (<10 M.a.) de las ofiolitas SSZ (Dilek y Furnes, 2011, 2014).

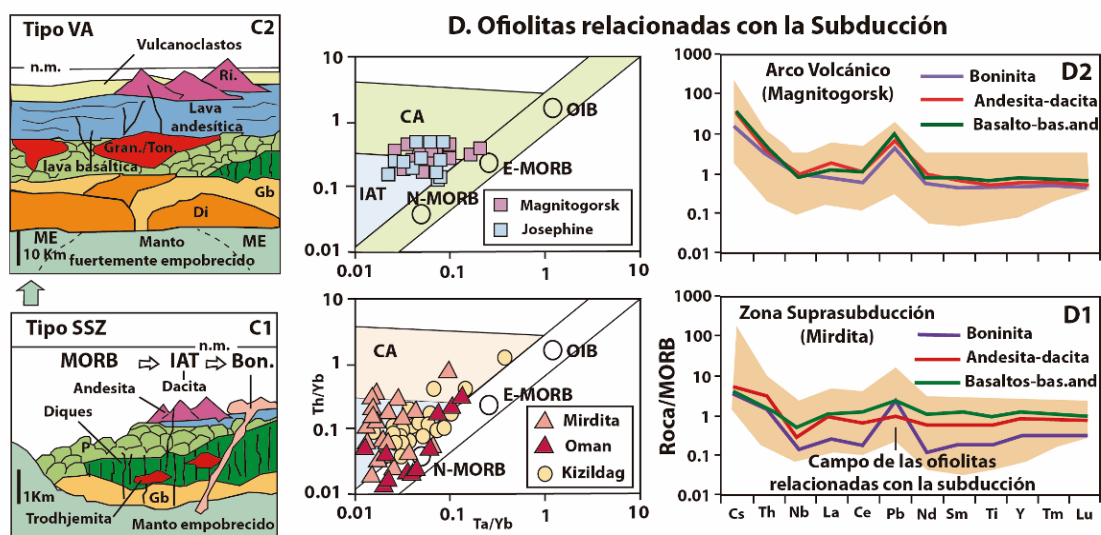


Figura 2.1.3.- (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Secciones transversales que representan la estructura interna y las unidades litológicas de diferentes tipos de ofiolitas relacionadas con subducción. (COLUMNAS DEL CENTRO Y DE LA DERECHA) Ta/Yb frente a Th/Yb y diagramas multielementales (modificados a partir de Dilek y Furnes 2011), que muestran las características de una selección de tipos de ofiolitas. Clave: (C1) Tipo SSZ = tipo de zona suprasubducción; Bon. = Boninita; Gb = gabro; IAT = toleitas de arco de isla; P = *Pillow* lavas. (C2) Tipo VA = tipo de arco volcánico; Di = diorita; ME = manto empobrecido; Gb = gabro; Gran/ton = granodiorita/tonalita; Ri = riolita. (D1) y (D2) Bas. And. = andesita basáltica. Modificado de Dilek y Furnes (2014).

2.1.3.3. Ofiolitas de margen continental: Ofiolitas Liguas

Las ofiolitas del Jurásico Medio en los Apeninos septentrionales y los Alpes occidentales se formaron durante y después de la separación (*rifting*) entre Adria (o Apulia), África y Europa, que determinó la apertura del Tethys occidental u océano Liguro-Piamontés (Manatschal y Müntener, 2009). Estas ofiolitas CM se imbricaron

posteriormente con depósitos procedentes de la zona de fosa ("*schistes lustrés*" en los Alpes, "*argile scagliose*" en los Apeninos) y cabalgaron sobre Europa hacia el oeste (Alpes) y sobre Adria hacia el este (Apeninos) a partir del Cretácico tardío como resultado del acortamiento regional asociado a la aparición de zonas de subducción de diferente vergencia cerca del margen continental de Adria (Fig. 2.1.4A). En los Alpes occidentales, una delgada franja continental de Adria (el alóctono extensional de Sesia-Margna) y la corteza de la zona OCT fueron parcialmente subducidos bajo el margen de Adria, siendo afectados por el metamorfismo en facies eclogitas y exhumados posteriormente siguiendo la colisión continente-continente durante la Orogenia Alpina (Dilek y Furnes, 2014).

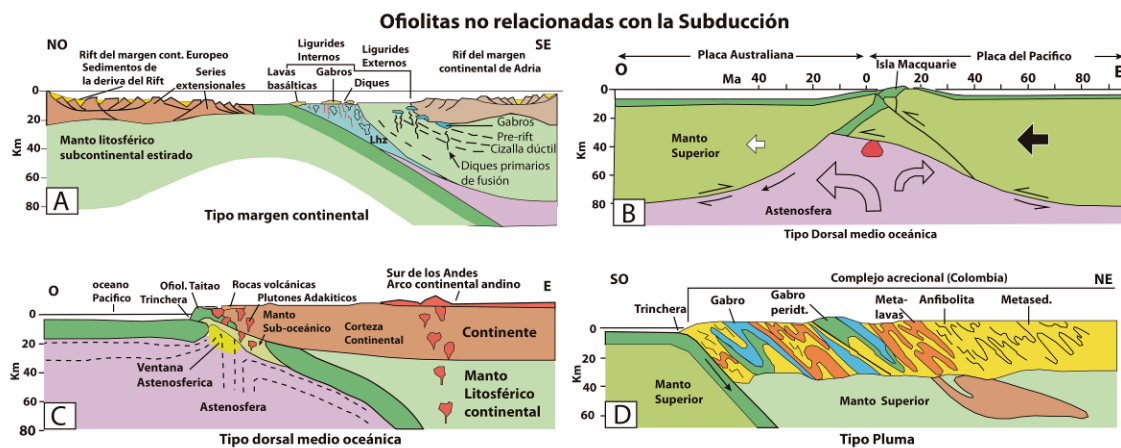


Figura 2.1.4.- Selección de los tipos de ofiolitas no relacionadas con subducción y sus mecanismos de emplazamiento. (A) Ofiolitas tipo margen continental, tipo Ligur entre Europa y Adria. (B) Ofiolitas de Dorsal proximal, tipo Macquarie, Océano Austral, e iniciación de la subducción a lo largo de un límite transformante de placas. (C) Ofiolitas de Taitao, sur de Chile, y su emplazamiento a través de la interacción dorsal-fosa. Las ofiolitas y las rocas del margen continental son intruidas por plutones graníticos, donde la evolución hacia la fusión comenzó como resultado de la subducción de la dorsal. (D) Laminas de ofiolitas caribeñas de tipo pluma, en un prisma de acreción afectado por metamorfismo en el oeste de Colombia. Modificado de Dilek y Furnes (2014).

2.1.3.4. Ofiolitas de dorsal medio oceánica: Ofiolitas Macquarie y Taitao

La ofiolita de Macquarie en el Océano Austral (Fig. 2.1.4B) y la ofiolita de Taitao en el sur de Chile (Fig. 2.1.4C) son dos jóvenes ofiolitas tipo MOR que experimentaron diferentes procesos de desplazamiento tectónico y emplazamiento. La ofiolita Macquarie (11,5-9,7 M.a.) está expuesta a lo largo del límite de falla transformante entre las placas Australiana y Pacífica (Meckel et al., 2003). La transpresión a través de este límite durante los últimos 6 millones de años ha dado como resultado el desplazamiento tectónico y elevación de la corteza MOR (Fig. 2.1.4B). El límite transpresional de la placa conecta, al norte y al sur, con dos fosas activas y, por lo tanto, está en proceso de convertirse en una zona de subducción intraoceánica (Meckel et al., 2003). En el sur de Chile, la ofiolita Taitao del Mioceno tardío fue emplazada en el margen activo de América del Sur como resultado de la interacción dorsal-fosa (Fig. 2.1.4C; Le Moigne et al., 1996). La subducción de una dorsal oceánica puede originar el emplazamiento de un pedazo de litosfera oceánica joven y flotante, a modo de ofiolita

(obducción), en la placa suprayacente (Van den Beukel y Wortel, 1992). A medida que el glacis continental chileno (*Chile Rise*) colisionó con la fosa de Perú-Chile, hace unos 5,6 Ma, una lámina de litosfera oceánica caliente se desgajó de la losa oceánica descendente y se incorporó al margen continental sudamericano como una ofiolita tipo MOR.

2.1.3.5. Ofiolitas de tipo pluma: Ofiolitas de Colombia Occidental

Las ofiolitas peri-caribeñas del Cretácico, expuestas en Venezuela, Colombia occidental, Costa Rica, La Española y Puerto Rico, representan fragmentos de la plataforma oceánica del Caribe (Kerr et al., 1998). La gruesa corteza oceánica (~20 km) de esta plataforma se formó en la Placa de Farallón sobre la pluma mantélica de Galápagos durante 100-89 M.a. (Hastie y Kerr, 2010). Esta gruesa y flotante corteza oceánica resistió a la subducción y fue despegada de su manto litosférico, que continuó subduciendo, de modo que láminas tectónicas de lavas basálticas, gabros y rocas ultramáficas se agregaron gradualmente al margen continental de la placa suprayacente (Hastie y Kerr, 2010). En el occidente de Colombia, las rocas basálticas, doleríticas y gabroídicas están tectónicamente intercaladas entre rocas metasedimentarias del prisma de acreción del margen septentrional de Sudamérica (Fig. 2.1.4D).

2.1.3.6. Ofiolitas de zona supra-subducción antearco: Ofiolitas de Oman

La ofiolita de Omán, de 15 km de espesor, es un resto de la litosfera oceánica del Tethys (Goodenough et al., 2014). Forma la unidad tectónica superior de una pila imbricada de rocas oceánicas localizada en la parte sureste de la Península Arábiga (Fig. 2.1.5E). La ofiolita de Omán se superpone tectónicamente sobre una suela metamórfica discontinua o una *mélange* (zona de trituración tectónica) subofiolítica. La suela metamórfica debajo de la ofiolita muestra gradientes de temperatura y presión invertidos, lo que indica que está compuesta por láminas de roca formadas a diferentes profundidades y yuxtapuestas posteriormente por fallas de cabalgamiento (Hacker et al., 1996). Los datos de presión-temperatura sugieren metamorfismo de alta temperatura en el inicio de la subducción oceánica bajo el manto subofiolítico caliente de la placa superior. La litosfera oceánica antearco del Océano Tethys fue desplazada de su ambiente tectónico por encima de esta nueva zona de subducción y emplazada sobre (obducida) el margen de Arabia durante la colisión entre el continente y la zona de la fosa (Dilek y Furnes, 2014).

2.1.3.7. Ofiolitas de arco volcánico: Arco de Magnitogorsk

El sistema de arco-isla de Magnitogorsk en los Urales consiste en un complejo volcánico, relacionado con el inicio de una subducción en el Devónico Inferior, que se compone de basaltos con alto Mg, andesita basáltica, picrita, lavas y diques

boniniticos, y rocas volcanoclasticas. Estas unidades están cubiertas por rocas volcánicas calco-alcálicas del Devónico Medio. Este complejo volcánico está sustentado tectónicamente por un prisma de acreción (Fig. 2.1.5F) que incluye láminas corridas vergentes al oeste compuestas por rocas metapelíticas, una *mélange* de matriz serpentinitica y rocas de facies esquistos azules a eclogitas (Brown et al., 2006). Los protolitos de estas rocas de alta presión fueron unidades del margen pasivo correspondientes al margen continental del Este de Europa parcialmente subducido. El emplazamiento del sistema de arco de Magnitogorsk en el continente de Europa Oriental fue facilitado por la subducción parcial de las rocas del margen continental bajo el antearco (Fig. 2.1.5F) (Dilek y Furnes, 2014).

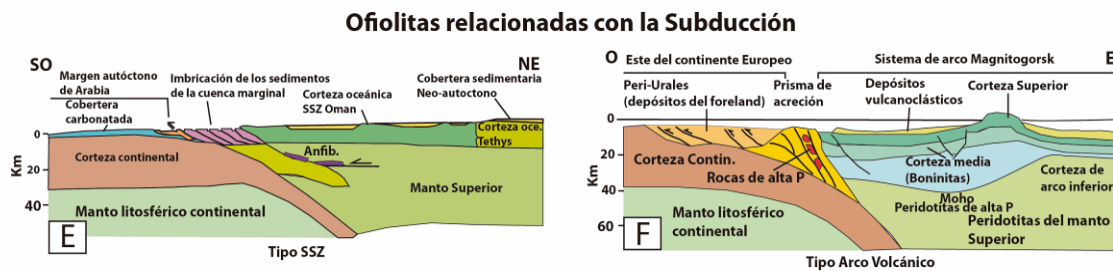


Figura 2.1.5.- Ofiolitas relacionadas con la subducción: (E) Zona de suprasubducción (SSZ) – Ofiolitas del pre-Arco de Oman. (F) Ofiolitas del arco volcánico de Magnitogorsk montadas tectónicamente sobre un prisma de acreción de esquistos azules del margen continental de Europa oriental. Modificado de Dilek y Furnes (2014).

2.1.4. Mecanismos de emplazamiento ofiolítico

Entre los factores más importantes que controlan los mecanismos de emplazamiento de la ofiolitas se encuentran: 1) la edad, el espesor y el estado térmico de la litosfera oceánica a emplazar; 2) la naturaleza y geometría de los límites de las placas involucradas; y 3) el tamaño y el carácter (por ejemplo, océano frente a continente) de las placas que interactúan (Wakabayashi y Dilek, 2003). La tectónica de la zona de subducción es un motor esencial para incorporar la litosfera oceánica preexistente en los márgenes continentales. La litosfera oceánica de las ofiolitas de tipo P y MOR se transfiere tectónicamente desde una placa descendente a la placa superior mediante subducción-acreción (=subcreción, o *underplating*). La litosfera oceánica en ofiolitas SSZ y VA es siempre parte de la placa superior de un sistema de subducción, pero consigue emplazarse en un margen continental, en una placa descendente, a través de procesos de colisión. Los mecanismos de emplazamiento de algunas ofiolitas relacionadas con subducción y no relacionadas con subducción, mediante procesos de subducción-acreción y colisión, pueden verse en las Figuras (2.1.4 y 2.1.5).

La subducción continental tiene lugar en la etapa final de subducción cuando se consume toda la litosfera oceánica y el margen continental pasivo es empujado hacia el manto. Cuando la placa superior es oceánica, la litósfera oceánica del denso antearco puede ser obducida sobre la corteza continental liviana formando una ofiolita

(obducción de ofiolita de estilo Tethyan). Experimentos realizados por (Edwards et al., 2015), muestran que la subducción continental profunda ocurre en la mayoría de las circunstancias (hasta ~ 560 km) y que las distancias máximas de obducción son relativamente pequeñas ($\sim 26-37$ km), pero son suficientes para explicar la obducción de láminas cortas de ofiolita, como se observó en Nueva Caledonia. Al incluir la delgada cuña de acreción (5-10 km de espesor) de los sedimentos de las profundidades marinas y la corteza y manto oceánico, las distancias máximas de obducción son mucho más grandes, $\sim 60-160$ km, suficientes para dar cuenta de la obducción Northland Allochthon en Nueva Zelanda. Los resultados realizados por Edwards et al., 2015, indican que el aumento del espesor de la corteza continental disminuye la profundidad de subducción continental, mientras que el aumento de la longitud del margen pasivo y el grosor de la litosfera subducida aumenta la profundidad de subducción continental. Como consecuencia de la obducción, algunas ofiolitas aparecen sin metamorfismo.

2.2. Las ofiolitas en el contexto Alpino Perimediterráneo

2.2.1. El Tethys (Paleotethys, Neotethys, cuencas tethysianas menores)

Steinmann (1905) ya trató de correlacionar los océanos correspondientes a las ofiolitas alpinas con el plegamiento de los Alpes. Este hecho se ha venido investigando en todos los cinturones montañosos perimediterráneos a partir de observaciones de campo de las suturas generadas allí donde aparecen conservados vestigios de antiguas cuencas oceánicas, en un intento por comprender cómo estas rocas fueron subducidas, exhumadas e imbricadas (Handy et al., 2010). Estas ofiolitas alpinas proceden de varios océanos de edad Mesozoico, inicialmente considerados como uno sólo, el océano *Tethys*, que existieron entre los márgenes continentales de las Placas Europea y Africana, y entre las cuales también existieron varias microplacas y/o bloques continentales que han recibido nombres diversos (Handy et al., 2010). En realidad, estos antiguos océanos aparecen en su totalidad incorporados, a día de hoy, a las cadenas montañosas Alpino-Himalayenses. Todas ellas (Fig. 2.2.1 y Tabla 2.2.1), con una longitud de más de 18.000 km desde la actual Cordillera Bética (en el Mediterráneo occidental) hasta la actual Nueva Caledonia y Nueva Zelanda (en la región suroccidental del Pacífico) se generaron a partir de uno o varios eventos de subducción y colisión continental entre las grandes placas Euroasiática (Eurasia), Africana (África) e Índica (India), todas ellas, al igual que una serie de microplacas y bloques corticales intermedios (entre ellos la Placa Ibérica o simplemente Iberia) se escindieron de la antigua Placa de Gondwana a lo largo del Mesozoico (Yong-Fei Zheng, 2012). Durante las sucesivas colisiones continentales mesocenoicas, el margen sur del continente europeo, Placa Ibérica incluida, fue empujado bajo el margen norte del bloque adriático a lo largo de una zona de subducción al sur de los Alpes, mientras que el margen norte de la India fue empujado bajo el margen meridional de Asia central a lo largo de una zona de subducción, hacia el norte, para formar el Himalaya. La tabla 2.2.1 resume los principales complejos ofiolíticos, la zona orogénica donde se produjeron y su edad, componentes litológicos y escenario tectónico.

Como se ha dicho anteriormente, *Tethys* es el nombre dado originalmente al dominio oceánico, esencialmente del Mesozoico, preservado en los cinturones montañosos alpinos (Suess, 1888), "el gran océano que una vez se extendió a través de Eurasia" y cuyos "depósitos plegados y arrugados se elevan al cielo en el Tíbet, Himalaya y los Alpes "(Suess, 1893, p.183). Sin embargo, el concepto original ha ido evolucionando dado que, en la definición original, el termino comprende dominios oceánicos de diferentes edades y dimensiones, que han ido siendo diferenciados y red denominados conforme han ido progresando los conocimientos sobre los distintos segmentos del Orógeno Alpino-Himalayense, inicialmente y sobre todo en Asia Central y occidental (Sengör, 1990 entre otros). De dichos trabajos ha resultado la diferenciación de tres grandes océanos tethysianos (Stampfli et al., 2004): i) el

Prototethys (o Tethys finiprecámbrico, también llamado **Océano Asiático**, subducido a lo largo del Paleozoico); ii) un **Paleotethys** (o Tethys Paleozoico), abierto al separarse una serie de bloques continentales alargados (*ribbon continents*, o *ribbon plates*) al N del supercontinente de Gondwana a partir del Paleozoico Inferior, y que fue subducido principalmente bajo Eurasia sobre todo entre el Carbonífero y el final del Triásico; y iii) un **Neotethys**, abierto igualmente al N de Gondwana por desprendimiento de otra microplaca alargada, *Cimeria*, que acabó por colisionar con el margen meridional de Eurasia principalmente durante el Triásico final y Jurásico inicial al consumarse la subducción del Paleotethys.

Pero, además, tras la formación del supercontinente de la Pangea al final del Paleozoico, a partir del Triásico se abrieron otros fondos oceánicos "tethysianos" de dimensiones más modestas separados unos de otros por bloques corticales de diferente entidad. Estos fondos oceánicos se abrieron, en parte, en contextos relacionados con subducciones previas de océanos tethysianos más antiguos y extensos, y se fueron cerrando a lo largo del Jurásico y Cretácico durante las etapas orogénicas más antigua de la Orogenia Alpino-Himalayense. Sin embargo, la etapa principal de la Orogenia Alpino-Himalayense aconteció esencialmente a lo largo del Cenozoico, una vez que se completó la subducción del Neotethys y las grandes placas (Eurasia, África e India) colisionaron, quedando definitivamente soldados entre sí los bloques corticales previamente individualizados y cerradas completamente las cuencas oceánicas menores previamente abiertas. No obstante, parte de los mares Caspio y Negro, así como la mayor parte de los fondos del Mediterráneo oriental parecen ser residuos neotethysianos que han escapado parcialmente de la subducción Alpino-Himalayense. Las cuencas del Mediterráneo Occidental y el mar Egeo no deben ser propiamente consideradas como restos del Tethys en alguna de sus versiones anteriores sino como cuencas neoformadas a expensas del Orogeno Alpino Mediterráneo y de parte de su antepaís durante la evolución sin- y postorogénica desde el Mioceno al Presente. En los párrafos que siguen sólo se mencionarán los océanos Paleotethys y Neotethys, así como otros océanos menores separados por microplacas y/o bloques continentales de reducidas dimensiones que son particularmente importantes para comprender la evolución del Orógeno Alpino Perimediterráneo en Europa central y, especialmente, en el segmento correspondiente a las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental.

El *Paleotethys* se abrió inicialmente como una cuenca trasarco (*backarc*) debido a la subducción y posterior retracción de la losa (*slab rollback*) de los océanos Rheico y especialmente Asiático (=Prototethys), que resultó finalmente en la separación (*rifting*) de una franja de terrenos del margen N de *Gondwana*. La subducción del Paleotethys hacia el norte fue responsable de las extensas intrusiones y vulcanismo calcoalcalino del final del Carbonífero que se encuentran en amplias regiones del Orógeno Varisco, incluidos los segmentos del mismo más tarde incorporados al Orógeno Alpino-Mediterráneo. (Fig. 2.2.2). El desmantelamiento finipaleozoico de la losa oceánica paleotethysiana también produjo un colapso general de la cordillera Varisca

preexistente y un desplazamiento lateral a gran escala de los terrenos, confirmado por datos paleomagnéticos (Edel, 2001). Este hecho provocó un *rifting* en el este de Gondwana a partir del Carbonífero tardío que condujo a la apertura de los fondos oceánicos del *Neotethys* a partir del final del Pérmico temprano.

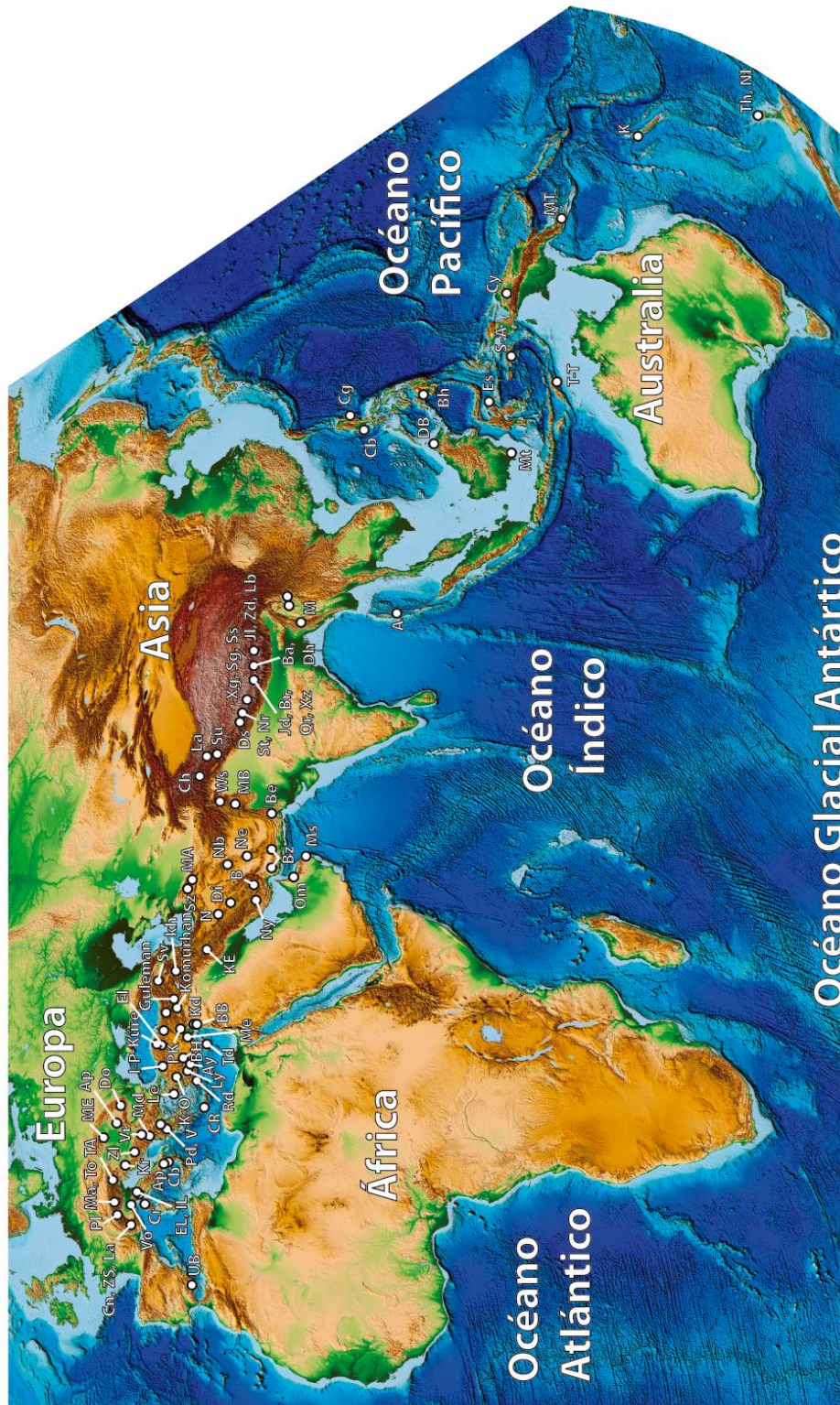


Figura 2.2.1.- Representación de los principales afloramientos de ofiolitas del *Tethys* (en sus diferentes acepciones) que aparecen incorporadas a los orógenos Alpinos-Himalayenses desde la Cordillera Bética hasta Nueva Zelanda. Las abreviaturas corresponden a las ofiolitas descritas en la tabla 2.2.1.

Tabla 2.2.1.-Resumen de las principales secuencias correspondientes a las ofiolitas del *Tethys*.

Complejos magmáticos ofiolíticos	Zona orogénica	Edad (M.a.)	Componentes litológicos	Escenario tectónico sugerido	Principales referencias de geología/geoquímica
Alpes-Himalaya					
Unidad ofiolítica Bética (UB)	SE de España	185	Pillow lavas y gabros (eclogitas y anfibolitas), rocas ultramáficas	Dorsal medio oceánica ultralenta	Puga et al. (2011, 2017)
Chenaillet (Cn)	Francia-Italia	165-153	Pillow y flujos masivos, hialoclastitas, gabros, dioritas, diques doleríticos, albititas, lherzolitas, harzburgitas, wehrlitas, dunitas, piroxenitas	Dorsal medio oceánica ultralenta	Charlot-Prat (2005); Manatschal et al. (2011)
Lanzo Sur (La)	NW de Italia	164-156	peridotitas (lherzolitas, harzburgitas, dunitas y venas de piroxenitas)	Cuenca oceánica	Bodinier et al. (1991); Piccardo (2009)
Platta-Totalp-Malenco (PI-To-Ma)	NW de Italia	164-156	Rocas basálticas y peridotitas	Dorsal medio oceánica	Desmurs (2002); Schaltegger et al. (2002)
Voltri (Vo)	NW de Italia	160	Gabros y basaltos en lentes, peridotitas y rodingitas en melange	Dorsal medio oceánica	Malatesta (2011)
Zermatt-Saas (ZS)	Suiza-Italia	164	Pillow lavas basálticas, gabros, serpentinitas	Dorsal medio oceánica	Kramer et al. (2003)
External Ligurides (EL)	N de Italia	ca. 170-180	Basaltos, gabros, manto subcontinental	Dorsal medio oceánica	Montanini et al. (2008)
Internal Ligurides (IL)	N de Italia	ca. 170	Pillow lavas basálticas, gabros y peridotitas	Dorsal medio oceánica	Ottoneo et al. (1984); Rampone et al. (1998)
Apeninos-Calabria (Ap-Cb)	Sur de Italia	150-140	Rocas máficas y ultramáficas en melanges	Etapas de Rift	Liberi et al. (2006); Tortorici et al. (2009)
Córcega (Cr)	Corcega	ca. 160	Complejo Schistes Lustres: pillow lavas, peridotitas Manto Balange: Pillow lavas, gabros, serpentinitas	Etapas de Rift a la apertura del océano	Saccani et al. (2008)
Tauern (TA)	Austria	176-167	Rocas ultramáficas, gabros, ferrogabros basaltos, plagiogranitos y rodingitas	Etapas de Rift	Schmid et al. (2013) Köck y Koller (1989)
Meliata (ME)	Hungría	165-150	Serpentinitas, gabros y pillow lavas	Dorsal medio oceánica	Maluski et al. (1993)
Dobrogea (Do)	Rumania	230	Pillow lavas	Etapas de Rift abortado	Seghedi (2001); Saccani et al. (2004)
Montañas Apuseni	Rumania	168-139	Rocas ultramáficas, gabros cumúlitos y basaltos	Cuenca marginal o Retroarco	Saccani et al. (2001)
Krivaja Konjuh (Kr)	Bosnia-Herzegovina	157	Rocas ultramáficas, gabros y basaltos	Etapas de Rift	Robertson (2002)
Zlatibor (Zl)	Bosnia-Herzegovina	174-168	Rocas ultramáficas	Etapas de Rift	Robertson (2002)
Mirdita (Md)	Albania	165	Basaltos y pillow lavas boniniticas, diques laminados, gabros, cumulos ultramáficos, harzburgitas y dunitas. Lavas félsicas y boniniticas en la parte superior de la secuencia	Zona de Suprasubducción	Dilek y Polat (2008)
Pindos-Vourinos (Pd-V)	Grecia	165	Basaltos y pillow lavas boniniticas, diques laminados, gabros, cumulos ultramáficos, harzburgitas y dunitas. Lavas félsicas y boniniticas en la parte superior de la secuencia	Zona de Suprasubducción	Pe-Piper et al. (2004); Dilek y Furnes (2009)
Vardar (Vr)	Grecia	165	Basaltos y pillow lavas boniniticas, diques laminados, gabros, cumulos ultramáficos, harzburgitas y dunitas	Zona de Suprasubducción	Dilek et al. (2007)
Creta (CR)	Grecia	166	Lherzolitas, gabros, ferrogabros dioritas y plagiogranitos	Dorsal medio oceánica	Hässig et al. (2016)
Lesvos (Le)	Grecia	158	Rocas ultramáficas, gabros y basaltos	Zona de Suprasubducción	Hässig et al. (2016)
Rodas (Rd)	Grecia	90	harzburgitas con diques de doleritas	Zona de Suprasubducción	Koepke et al. (2002)
Troodos (Td)	Chipre	92	Pillow lavas basálticas y boniniticas, diques laminados, gabros, cumulos ultramáficos, harzburgitas y dunitas	Zona de Suprasubducción	Rautenschlein et al. (1985)
Kizildag (Kd)	Turquía	92	Pillow lavas basálticas y boniniticas, diques laminados, gabros, cumulos ultramáficos, harzburgitas y dunitas	Iniciación de subducción	Pearce y Robinson (2010)
Antalya (Ay)	Turquía	93	Harzburgitas, cumulos ultramáficos y máficos, gabros isotrópicos y diques	Zona de Suprasubducción	Bağcı y Parlak (2009); Hässig et al. (2016)
Beyşehir-Hoyran (BH)	Turquía	91	Harzburgitas serpentinizadas, dunitas con cromita y piroxenita	Zona de Suprasubducción	Hässig et al. (2016); Elitok y Drüppel (2008)
Pozanti-Karsanti (PK)	Turquía	92-90	harzburgitas serpentinizadas, dunitas con cromita y piroxenita	Zona de Suprasubducción	Hässig et al. (2016); Parlak (2016)

Continuación de la tabla 2.2.1.

Complejos magmáticos ofiolíticos	Zona orogénica	Edad (M.a.)	Componentes litológicos	Escenario tectónico sugerido	Principales referencias de geología/geoquímica
	Alpes-Himalaya				
Lycian (Ly)	Turquía	93-90	harzburgitas serpentinizadas, dunitas con cromita y piroxenita	Zona de Suprasubducción	Hässig et al. (2016); Parlak (2016)
Mersin (Mc)	Turquía	93	harzburgitas serpentinizadas, dunitas con cromita y piroxenita	Zona de Suprasubducción	Hässig et al. (2016); Parlak (2016)
Kinik-Orhaneli (K-O)	Turquía	101-93	harzburgitas serpentinizadas, dunitas con cromita y piroxenita	Zona de Suprasubducción	Hässig et al. (2016); Parlak (2016)
Intra-Pontide (I-P)	Turquía	168	Rocas ultramáficas, gabros, basaltos Melange	Dorsal medio oceánica	Dilek y Furnes (2009); Yilmaz y Yilmaz (2013)
Eldivan (El)	Turquía	143-105	Harzburgitas y dunitas, diques de diabasas, plagiogranitos, gabros y rocas vulcano-sedimentarias Melange	Etapa de Rift	Uner et al. (2014)
Küre (Ku)	Turquía	205	Basaltos y lherzolitas	Zona de Suprasubducción	Kozur et al. (2000); Çakir et al., (2006)
Ispendere (Ol)	Turquía	84.5	Acumulados ultramáficos, gabros acumulados, gabros isotrópicos, complejo de diques, plagiogranitos, rocas volcánicas	Zona de Suprasubducción	Karaoglan et al. (2013)
Kömnürhan (K)	Turquía	83-75	Acumulados ultramáficos, gabros acumulados, gabros isotrópicos, plagiogranito, complejo de diques, rocas volcánicas	Zona de Suprasubducción	Karaoglan et al. (2013)
Alihoca (OA)	Turquía	89-84	Whirlitas, gabros laminados e isotrópicos, diques doleríticos melange	Corteza oceánica del antearco	sarifakioglu et al. (2013)
Baër-Bassit (OBB)	Siría	92-90	Harzburgitas y dunitas serpentinizadas con diques de piroxenitas, wehrlitas y websteritas cruzando la harzburgita, gabros laminados e isotrópicos y gabros pegmatíticos; pillow lavas, brechas hialoclastíticas y flujos de lavas masivas	Zona de Suprasubducción	Parrot (1980); Al-Riyami et al. (2002)
Semal (OS)	Oman	96-94	Pillow lavas basálticas y boninitas, diques laminados, gabros, cumulos ultramáficos, peridotitas (harzburgitas y dunitas)	Zona de Suprasubducción	Goodenough et al. (2010); Rioux et al. (2016)
Masirah (Ms)	Oman	140	Pillow lavas basálticas y flujos laminares, diques laminados, gabros estratificados e isotrópicos, dunitas, wehrlitas, troctolitas, lavas félsicas y boninitas en la parte superior	Apertura de la cuenca Oceánica	Abbotts (1981); Mahoney et al. (1998); Peters y Mercogli (1998)
Sevan (Sv)	Armenia	165	Pillow lavas y flujos basálticos masivos, gabros y peridotitas	Difusión lenta de Corteza Oceánica	Galoyan et al. (2009)
Khoy (Kh)	Irán	ca. 140-130	Pillow lavas y flujos basálticos masivos, gabros (laminados e isotrópicos), manto lherzolitico y harzburgitico	Centro de expansión Oceánica	Hassanipak y Ghazi (2000); Khalatbari-Jafari et al. (2006)
Band-e-Zeyarat/Dar Anar (BZ)	Irán	142-141	Pillow lavas basálticas, diques laminados, gabros en una melange	Dorsal medio oceánica	Ghazi et al. (2004)
Dehshir (Di)	Irán	ca. 100	Pillow lavas basálticas, diques laminados, plagiogranitos, gabros, cumulos ultramáficos, harzburgitas, dunitas	Zona de Suprasubducción	Shafaii Moghadam et al. (2010)
Nain (N)	Irán	ca. 100	Pillow lavas y lavas basálticas masivas, diques laminados, gabros, harzburgitas	Pequeña cuenca retroarco	Shafaii Moghadam et al. (2008)
Baft (B)	Irán	ca. 100	Pillow lavas y lavas basálticas masivas, diques laminados, gabros, harzburgitas	Pequeña cuenca retroarco	Shafaii Moghadam et al. (2008)
Sabzevar (Sz)	Irán	ca. 100-66	Basaltos, andesitas basálticas, dacitas, riolitas, basanitas, gabros, harzburgitas, dunitas, lherzolitas	Dorsal medio oceánica	Shojaat et al. (2003)
Mashhad (MA)	Irán	273-265	Pillow lavas, Basaltos, gabros lherzolitas, wherlitas y piroxenitas	Dorsal medio oceánica	Ghazi et al., (2001)
Kermanshah (KE)	Irán	79-35	Pillow lavas, Basaltos, peridotitas	Rifting continental (OCI) y la más joven (OCC)	Ao et al. (2016)
Neyriz (Ny)	Irán	92	Rocas Volcánicas y volcanoclasticas, diques laminados, riolacitas, plagiogranitos, gabros, peridotitas	Zona de Suprasubducción	Babaie et al. (2006)
Nehbandan (Nb)	Irán	ca. 100-60	Pillow Basálticas y boninitas y lavas masivas, gabros del nivel superior y cumulos, tectonita del manto	Dorsal medio oceánica y Zona de Suprasubducción	Saccani et al. (2010)
Muslim Bagh (MB)	Pakistán	157-180 87-65	Manto inferior de pillow lavas y sedimentos en una melange, manto superior gabros y diques de dolerita	Arco de isla/ dorsal medio oceánica	Khan et al. (2007a)
Waziristan (Ws)	Pakistán	ca. 100	Pillow lavas basálticas, diques laminados y harzburgitas	Arco de isla/ dorsal medio oceánica	Khan et al. (2007b)
Bela (Be)	Pakistán	72-66	Pillow lavas basálticas, sills de diabasas y gabros, brecha serpentinitica-carbonatada	Dorsal medio oceánica	Ghulam. (1992)
Yarlung-Zangbo Dras (Ds)	India	ca. 135	lavas basálticas y andesíticas, tectonita del manto	Arco intraoceánico	Clift et al. (2002)
Srontang (St)	India	130-110	Pillow lavas basálticas, diques y gabros	Arco intraoceánico	Mahéo et al. (2004)
Nidar (Nr)	India	130-110	Pillow lavas basálticas, diques y gabros	Arco intraoceánico	Mahéo et al. (2004)
Xiugugabu (Xg)	Tibet	ca. 125	Sills máficos, diabasas, harzburgitas	Cuenca retroarco	Bezard et al. (2011)
Saga (Sg)	Tibet	155-130	Lavas basálticas, sills y diques, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Retroarco	Bédard et al. (2009)
Sangsang (Ss)	Tibet	155-130	Lavas basálticas, gabros y harzburgitas	Retroarco	Bédard et al. (2009)

Continuación de la tabla 2.2.1.

Complejos magmáticos ofiolíticos	Zona orogénica	Edad (M.a.)	Componentes litológicos	Escenario tectónico sugerido	Principales referencias de geología/geoquímica
Alpes-Himalaya					
Jiding (Jd)	Tibet	125	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Cuenca retroarco	Dubois-Côté et al. (2005)
Beimarang (Br)	Tibet	125	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Cuenca retroarco	Dubois-Côté et al. (2005)
Qunrang (Qr)	Tibet	125	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Cuenca retroarco	Dubois-Côté et al. (2005)
Beinang (Ba)	Tibet	125	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Cuenca retroarco	Dubois-Côté et al. (2005)
Dazhugu (Dh)	Tibet	125	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Arco intraoceánico	Dubois-Côté et al. (2005)
Jinlu (Jl)	Tibet	125	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Arco intraoceánico	Dubois-Côté et al. (2005)
Loubusa (Lb)	Tibet	175	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Zona de Suprasubducción	Malpas et al. (2003); Yang et al. (2007)
Zedong (Zd)	Tibet	170-80	Pillow lavas basálticas, diques y sills, gabros, harzburgitas y lherzolitas	Arco intraoceánico	Malpas et al. (2003)
Xigaze (Xz)	Tibet	125-110	Diques laminados basálticos y boniniticos, gabros, harzburgitas	Zona de Suprasubducción	Chen y Xia (2008)
W del Pacífico					
Zambales (Zb)	Filipinas	44-48	Pillow lavas basálticas, complejo de diques, gabros y harzburgitas, Rocas ultramáficas serpentinizadas y tectonizadas	Cuenca retroarco	Geary and Kay (1989); Yumul et al. (2000)
Calaguas (Cg)	Filipinas	ca. 100	Pillow lavas basálticas y diques, gabros y harzburgitas	Dorsal medio oceánica	Geary and Kay (1989); Geary et al. (1989)
Bohol (Bh)	Filipinas	ca. 100	Lavas basálticas y boniniticas, diques laminados, gabros y harzburgitas	Cuenca marginal	Faustino et al. (2006)
Darvel Bay (DB)	Malasia	ca.140	Rocas volcánicas basálticas, diques, gabros, plagiogranitos	Zona de Suprasubducción	Shariff et al. (1996)
Cyclops (Cy)	Nueva Guinea	43-20	Pillow lavas basálticas y boniniticas y lavas masivas, diques laminados, gabros laminados e isotrópicos, dunitas y harzburgitas	Antearco a retroarco	Monnier et al. (1999a)
Milne Terrain (MT)	Papua Nueva Guinea	55	Basaltos y gabros, rocas ultramáficas	Dorsal medio oceánica	Smith (2013)
Koh (K)	Nueva Caledonia	220	Pillow lavas basálticas y boniniticas, gabros, plagiogranitos, serpentinitas,	Cuenca retroarco	Meffre et al. (1996)
Northland (NI)	Nueva Zelanda	32-26	Basaltos y boninitas, gabros, dioritas, plagiogranitos	Cuenca retroarco	Whattam et al. (2006)
Tangihua (Th)	Nueva Zelanda	ca. 100	Pillow lavas basálticas, flujos masivos y brechas, diques laminados, gabros laminados y rocas ultramáficas; wehrlitas y serpentinitas	Zona de Suprasubducción	Nicholson et al. (2000)
Indonesia-Myanmar					
Manipur (M)	NE India	ca. 70	Diques y gabros	Dorsal medio oceánica	Singh et al. (2012)
Andaman (A)	Isla Andaman	95	Rocas volcánicas basálticas, intrusivas, acumulados peridotíticos y gabros	Dorsal medio oceánica	Pedersen et al. (2010)
Meratus (Mt)	SE de Borneo	ca. 120	Gabro, diorita, plagiogranito, rocas ultramáficas	Antearco	Monnier et al. (1999b)
Timor-Tanimbar (T-T)	Timor	3-6.	Pillow lavas basálticas, diques, gabros, peridotitas	Antearco	Ishikawa et al. (2007)
East Sulawesi (ES)	Sulawesi (Indonesia)	80-120	Pillow lavas basálticas, flujos masivos, diques laminados, gabros laminados e isotrópicos y rocas ultramáficas, lherzolitas, harzburgitas, dunitas,	Fondo oceánico	Kadariusman et al. (2004)
Seram-Ambon (S-A)	Indonesia Central	ca. 20-10	Lavas basálticas, diques, gabros y peridotitas	Cuenca marginal	Monnier et al. (2003)

El *Neotethys* fue poco a poco reemplazando al *Paleotethys* desde el Pérmico y el Triásico, cuando incluso la Pangea era estable. Su apertura comenzó al este de Australia y avanzó hacia el oeste hasta la futura área alpina del Mediterráneo oriental (Fig. 2.2.3). Esta apertura se asoció con la deriva del terreno de Cimeria y al cierre del *Paleotethys* en el Triásico Medio y Superior (Stampfli y Borel, 2002). El comienzo de la subducción del *Neotethys* (Fig. 2.2.4) queda registrado por el inicio del magmatismo a lo largo de su margen septentrional en Irán y, con ella, se creó una fuerte tracción que contribuyó a la desintegración de la Pangea y a la apertura del Océano Atlántico central a partir del Jurásico Inferior (Fig. 2.2.4). La subducción diacrónica de la dorsal

medio-oceánica del *Neotethys* se considera responsable de cambios importantes en la tectónica de placas desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior y de la desintegración final de *Gondwana* (Stampfi y Borel, 2002 y Stampfi y Hochard, 2009).

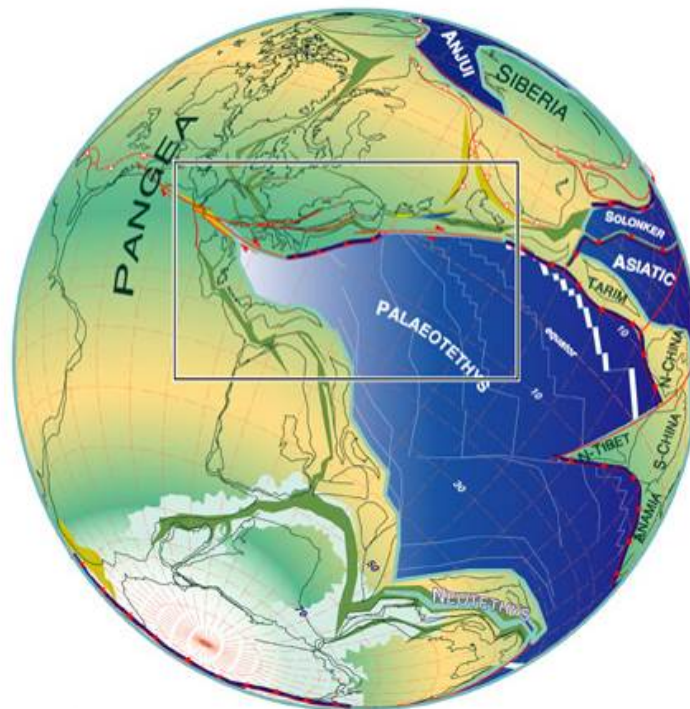


Figura 2.2.2.- Apertura del *Paleotethys* con Europa fijada en su posición para el Kunguriense (280 Ma., Pérmico). Modificado de Stampfi y Borel (2002).

Además de los océanos mayores ya mencionados, el Paleotethys y el Neotethys, existieron otros océanos tethysianos menores cuya configuración, distribución y significado es, a menudo, muy controvertido. Entre ellos hay que mencionar, en la región Alpino-Carpática, Dináride, Helénide y Balcánide, a los océanos *Vardar*, *Meliata*, *Maliac* y *Pindos*, que se abrieron y cerraron entre el Triásico y el Cretácico Inferior. En las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental se formaron diferentes océanos estrechos a partir del Jurásico temprano, que configuraron finalmente el *Tethys Occidental*, también llamado *Liguro-Piamontés* en su sector Alpino-Apenínico (aunque posiblemente constituyeron ramas oceánicas en parte diferentes). El Tethys Occidental se prolongaba hacia el Atlántico central a través de ramas oceánicas estrechas que circundaban las futuras Zonas Internas de las cadenas Alpinas del Mediterráneo Occidental que constituían los océanos *Magróbide* y *Nevado-Filábride*. En el Océano Magróbide (también denominado *Surco de los Flyschs Norteafricanos*) se depositaron los terrenos que constituyen hoy día los Complejos de los Flyschs cretácico-terciarios de las cadenas Magróbides desde el actual Arco Cálabro-Peloritano hasta el actual Arco de Gibraltar. El Océano Magróbide jalonaba, por el norte, el Paleomargen Norteafricano desde el sur de Adria hasta el Atlántico Central y delimitaba, por el sur, el bloque cortical del que derivan la mayor parte de los dominios internos de las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental. Del Océano

Nevado-Filábride, del que trata específicamente este trabajo y cuya existencia real es discutida o rechazada por algunos autores, derivaría a nuestro entender la Asociación Ofiolítica Bética. El Océano Nevado-Filábride delimitaría, por el SE, a la Placa Ibérica, separándola de otros dominios béticos internos, y conectaría los dominios piemonteses Alpinos con el Atlántico Central a través del ámbito bético hasta encontrarse con la prolongación occidental del Océano Magrébide, a la altura del futuro Arco de Gibraltar.

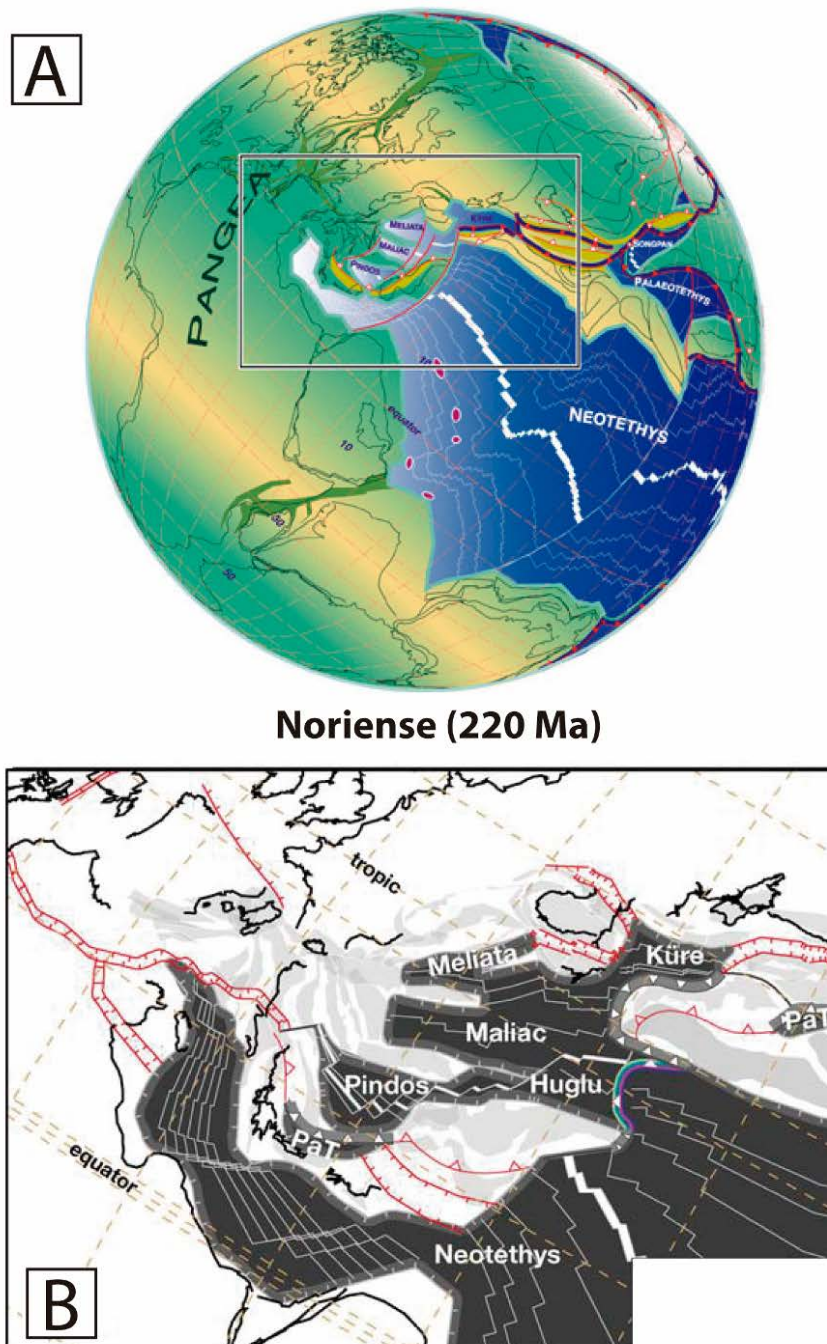


Figura 2.2.3.- Apertura del *Neotethys* con Europa fijada en su posición para el Noriense (220 Ma). Modificado de Stampfli y Borel (2002) y Stampfli y Hochard (2009).

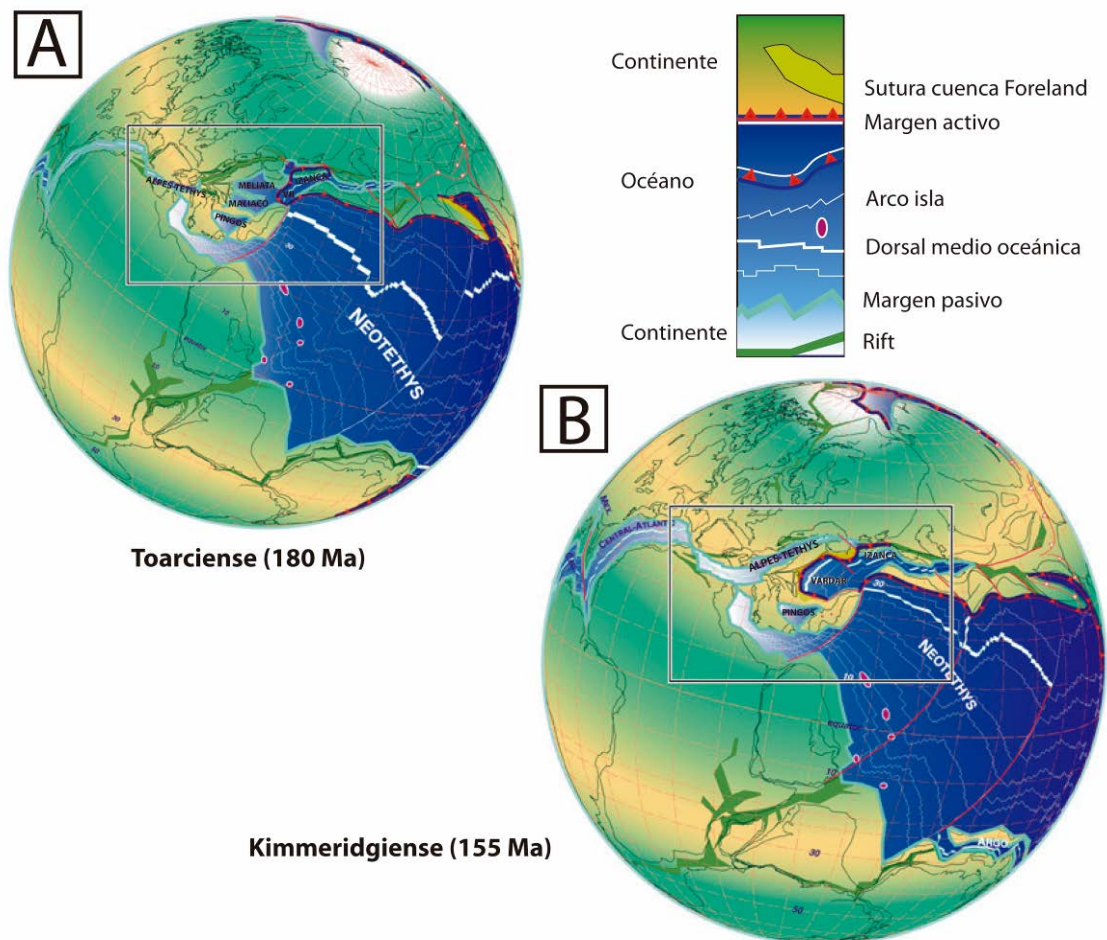


Figura 2.2.4.- Subducción del N del Neotethys con Europa fijada en su posición: A. Para el Toarciense (180 Ma.); B. Para el Kimmeridgiense (154 Ma.). Modificados de Stampfi y Borel (2002) y Stampfi y Hochard (2009).

La evolución temprana del sistema orogénico alpino europeo en su sector oriental (Alpes Orientales, Cárpatos, Dinárides y Helénides de los Balcanes) está directamente relacionada con la evolución de las cuencas Maliac-Meliata-Vardar y con el hecho de que la subducción de la losa Maliac-Meliata fue dirigida hacia el sur (Fig. 2.2.5). El prisma orogénico se trasladó gradualmente hacia el oeste desde el área de los Cárpatos al *Tethys Alpino* hasta alcanzar los Alpes occidentales en el Cretácico Superior. Los cambios mayores en la tectónica de placas desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior pudieron estar relacionados con la subducción diacrónica de la dorsal activa del *Neotethys* a lo largo del margen norte de Eurasia. La posterior rotación en sentido antihorario desde el Hauteriviense hasta el Aptiense de *Gondwana* en relación con África (Fig. 2.2.6), indujo una obducción de una parte de la dorsal oceánica Vardar sobre los bloques de Pelagonia, Dinaride y Tisia (Stampfi y Borel, 2002; Stampfi y Hochard, 2009).

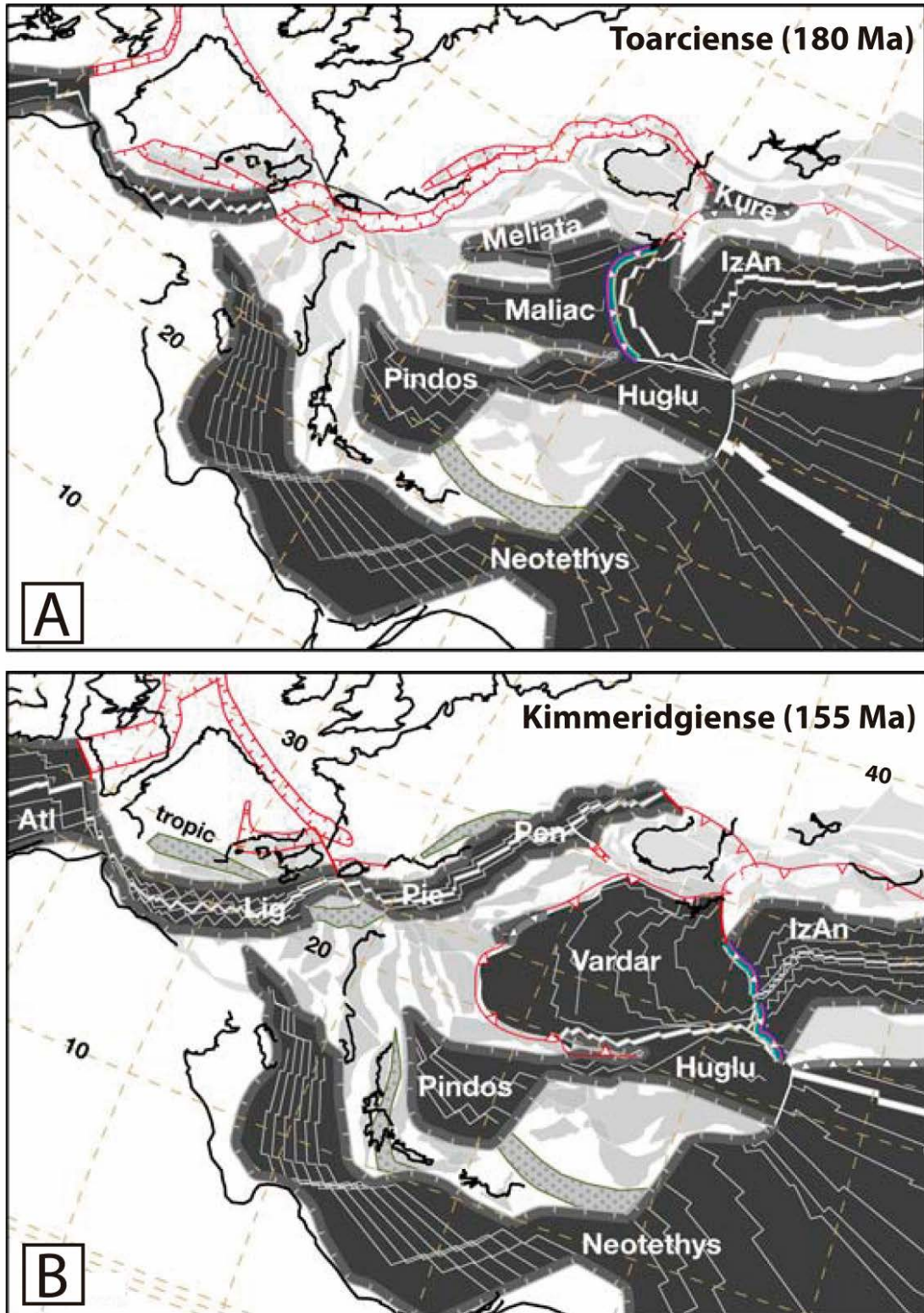


Figura 2.2.5.- Situación paleogeográfica del *Tethys* Alpino y las cuencas Maliac-Meliata-Pindos-Vardar; A. Toarciense (180 Ma.), B. Kimmeridgiense (155 Ma.). Modificado de Stampfi y Borel (2002) y Stampfi y Hochard (2009). VR= Océano Vardar; Ky= Kabylías.

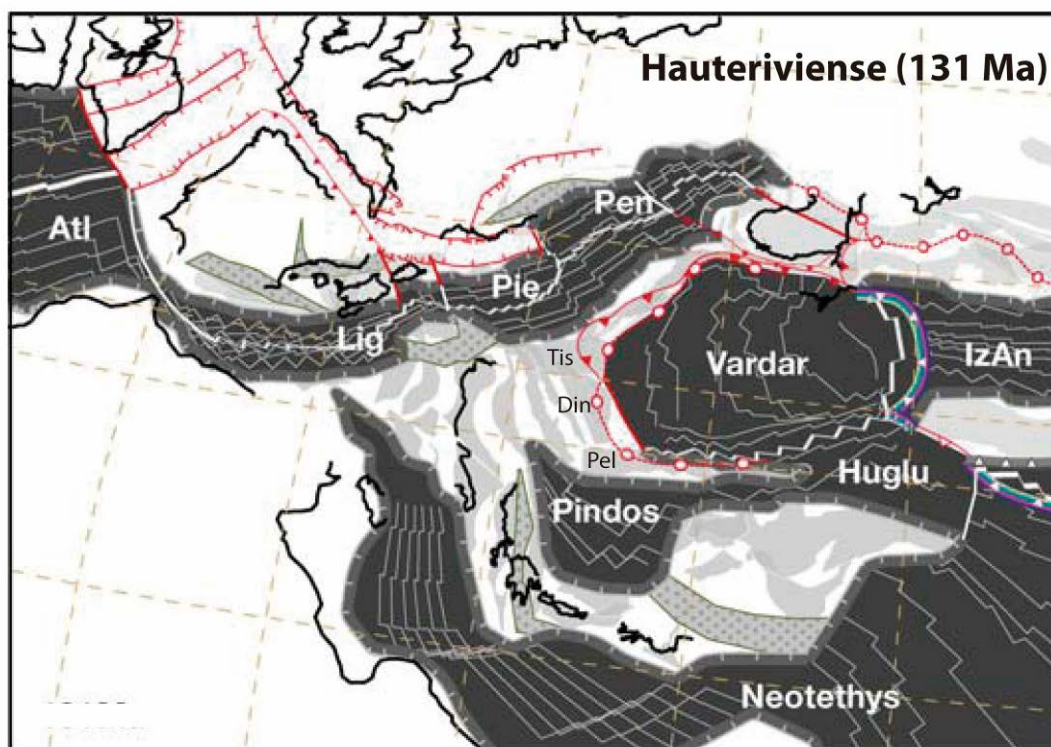


Figura 2.2.6.- Situación paleogeográfica del *Tethys* Alpino y las cuencas de Vardar, Pindos, Huglu, Izmir-Ankara y Liguria-Piemonte-Pennínico, para el Hauteriviense (131 Ma.). Modificado de Stampfi y Borel (2002) y Stampfi y Hochard (2009).

2.2.2. El Tethys Alpino y su relación con el Neotethys

Se puede decir, que las ofiolitas de los Dominios Alpinos Perimediterráneos, han tenido una historia geológica directamente relacionada con procesos de expansión oceánica, subducción y colisión, siendo los actuales cinturones orogénicos arqueados y las cuencas de retroarco que circunscriben al Mediterráneo, un claro reflejo de estos procesos (Fig. 2.2.7).

El término *Neotethys* denota los dominios oceánicos del Pérmico-Mesozoico cuya apertura estuvo relacionada con la expansión de fragmentos continentales (Cimeria) que se desprendieron de la porción oriental de Gondwana durante el inicio de la desintegración de la Pangea, según Sengör (1979) y Stampfli y Borel (2002). Estos autores distinguieron dos ramas principales del *Neotethys*, originalmente situadas al este y al sur de los actuales Alpes. La rama sur, parte de la cual todavía existe en el Mediterráneo Oriental (Fig. 2.2.6), permanece aún no deformada y coincide con el actual Mar Jónico (Fig. 2.2.8), si bien algunos autores (en su mayoría franceses) adoptaron para designarla el antiguo término *Mesogea* (Biju-Duval et al., 1977). Todavía se desconoce la edad de esta rama meridional, jónica, del *Neotethys*, pero algunos autores creen que es de edad Cretácico (Dercourt et al., 1986; Catalano et al., 2001; Chamot-Rooke et al., 2005; Schmid et al., 2008) aunque otro la consideran ya abierta en el Triásico o Pérmico (Stampfli y Borel, 2004). La rama Norte del *Neotethys*

comprende un conjunto de cuencas denominadas Meliata-Maliac-Vardar, que empezaron a abrirse en el Triásico y que tenían una prolongación (Mar Meliata) limitada al N por un margen pasivo distal (Zona de Halistatt, Fig. 2.2.8), que está muy bien representado en el Dominio Austroalpino de los Alpes Orientales (Schmid et al., 2004a) y los Cárpatos (Mandl y Ondrejicka, 1991, 1993). La mayor parte de esta rama septentrional del Neotethys (Maliac-Vardar, Schmid et al., 2008) se conserva en forma de ofiolitas en los Dinarides (Pamić, 2002; Tomljenovic, 2002; Tomljenovic et al., 2008) y Helénides (Ferrière, 1982).

La evolución de las dos ramas del *Neotethys* y su mayor o menor independencia con respecto a éste son cuestiones muy debatidas y, de hecho, su historia también está en buena parte ligada a la del *Tethys Alpino*, que sin embargo se abrió algo más tarde, de una manera que aún no es muy bien conocida (Handy et al., 2010). Por esta razón, y retomando ideas previas Stampfli y Borel (2002), adoptaron un término más específico, el de "*Tethys Alpino*" (completamente equivalente al concepto de "*Tethys Occidental*" tal y como fue denominado previamente por Lemoine, 1985) para las cuencas oceánicas Jurásico-Cretácicas de los Alpes y sus equivalentes en otras cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental (Fig. 2.2.9) cuya apertura estuvo cinemáticamente ligada a la apertura del Océano Atlántico en su sector central; dichas cuencas se abrieron entre el margen continental de Europa meridional y el margen continental de Adria, del que derivan las unidades Austroalpinas y Sudalpinas de los Alpes y sus equivalentes Carpáticos y Dinárides, así como las Zonas Externas de los Apeninos (Handy et al., 2010, entre otros). Al elegir el término *Tethys Alpino*, se evita deliberadamente el término Pennínico, que es la denominación clásica de los mantos de corrimiento de los Alpes, generados en el Cenozoico, que derivan de dos océanos abiertos en el Mesozoico, el Pennínico del norte, derivado del Océano del Valais, y el Pennínico del sur, que constituyó el Océano Liguro-Piamontés (un único océano, seguramente compartimentado en dos por la presencia de alineaciones de bloques de corteza continental), entre los cuales existió un gran dominio formado por corteza continental (corteza subpennínica, derivada del margen distal europeo) que constituye el Pennínico medio, también denominado Brianzonés (*Briançonnais*). Estas ramas oceánicas del Tethys, más o menos interconectadas entre sí, se abrieron entre

El término Adria se refiere a una microplaca con partes continentales y oceánicas situada entre Europea al norte, Iberia al oeste y Africana al sur (Doglioni y Flores, 1997 Stampfli y Borel, 2002). Argand (1924) y más tarde Channell y Horvath (1976) y Channell et al. (1979) consideraron que la microplaca del Adriático había sido un *Promontorio de la Placa Africana*, que incluiría, en su concepción original, el Dominio Austroalpino de las Zonas Internas de los Alpes, representado principalmente en los Alpes Centrales y Orientales y sus equivalentes en los Cárpatos y en los Alpes Meridionales o Dominio Sudalpino, con características tectónicas propias de traspais Alpino (hinterland). No obstante, la mayoría de los trabajos desde Biju-Duval et al. (1977) han asumido que Adria se separó de África en algún momento entre el Pérmico y el Cretácico Tardío (véase, no obstante, Bosellini, 2002, entre otros).

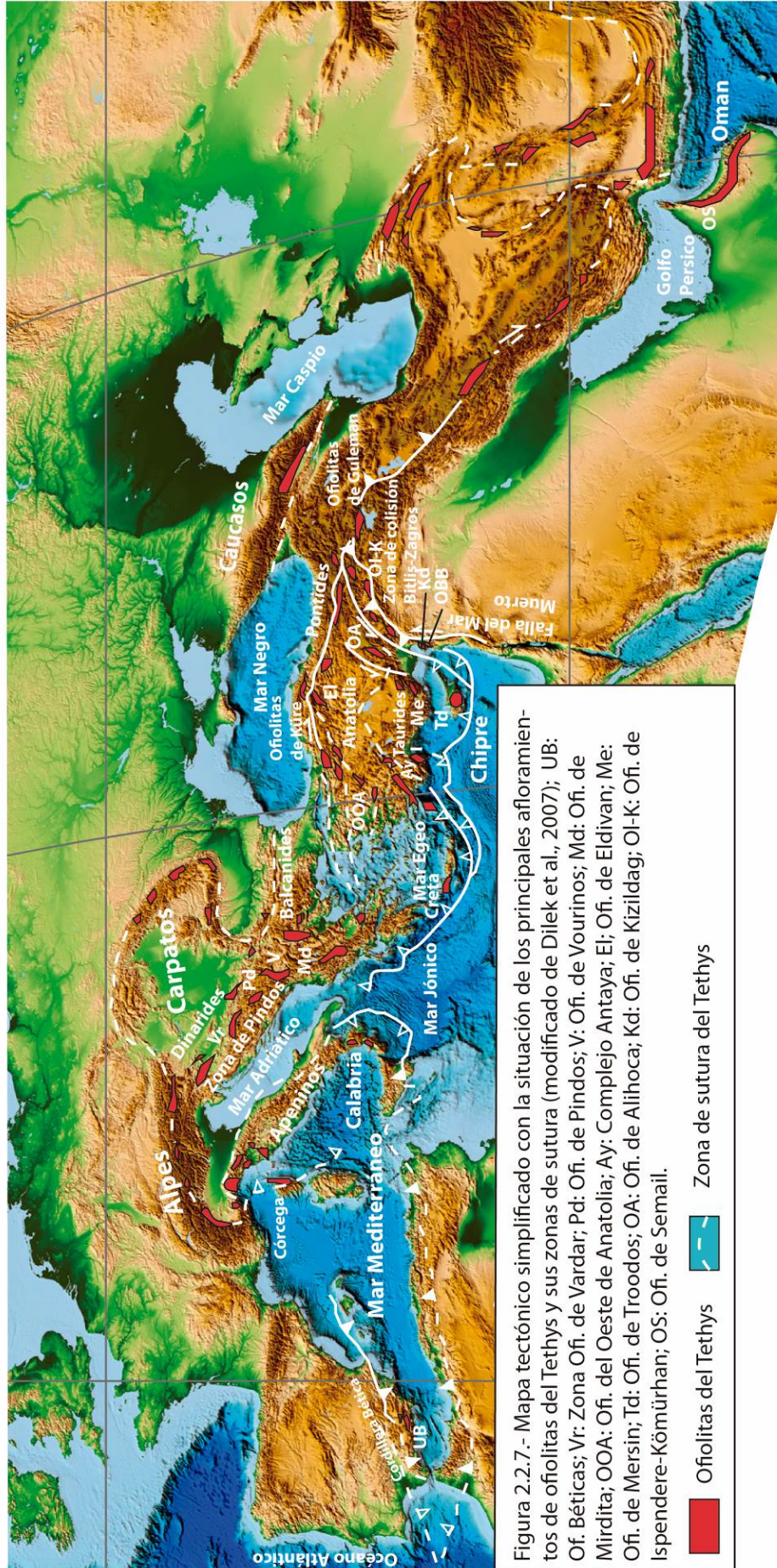


Figura 2.2.7.- Mapa tectónico simplificado con la situación de los principales afloramientos de ofiolitas del Tethys y sus zonas de sutura (modificado de Dilek et al., 2007); UB: Of. Béticas; Vr: Zona Ofi. de Vardar; Pd: Ofi. de Pindos; V: Ofi. de Vourinos; Md: Ofi. de Mirdita; OO: Ofi. del Oeste de Anatolia; Ay: Complejo Antaya; El: Ofi. de Eldivan; Me: Ofi. de Mersin; Td: Ofi. de Troodos; OA: Ofi. de Alihoca; Kd: Ofi. de Kizildag; Ol-K: Ofi. de Ispendere-Kömürhan; OS: Ofi. de Semail.

— Ofiolitas del Tethys
 Zona de sutura del Tethys

El concepto Adria, sin embargo, no incluye a ninguno de los dominios internos actualmente representados por los dominios internos de las Cordilleras Alpinas del Mediterráneo Occidental, a pesar de que éstos están, en su mayoría constituidos por unidades tectónicas con posición estructural y sucesiones estratigráficas de características francamente austroalpinas (cf., en particular, Amodio-Morelli et al., 1976; Martín-Algarra, 1987; Guerrero et al., 1993; Bonardi et al., 2001, o Perrone et al., 2006). Estos últimos, dependiendo de los autores, han sido considerados como parte de la Placa Ibérica (Schettino y Turco, 2010), entre otros) o como una microplaca independiente que Durand-Delga y Fontboté (1980) y más adelante otros autores (Martín-Algarra, 1987; Guerrero et al., 1993; 2005; Perrone et al., 2006, entre otros), denominaron *Mesomediterránea*.

En todo caso, entre las grandes placas de Europa y Africa existieron una serie de dominios corticales intermedios, de los cuales los de mayores dimensiones fueron Iberia y Adria. Sin embargo, desde una perspectiva vista desde el Orógeno Alpino, Iberia formó parte, esencialmente, del antepaís europeo y solo fue moderadamente de formada salvo en sus márgenes septentrional (Pirineos) y suroriental (Zonas Externas Bética y Baleáricas). Por su parte, Adria en su totalidad forma parte del Orógeno Alpino, si bien la intensidad de la deformación orogénica alpina que la afecta fue muy desigual en sus diferentes partes. De hecho, en un trabajo reciente, Handy et al. (2010) han multiplicado los nombres de las microplacas involucradas en el Orógeno Alpino, al dividir Adria en subdominios -microplacas- menores. Así, según estos autores, desde el Cretácico Superior hasta el inicio del Cenozoico, la parte norte del margen continental de Adria se separó para convertirse en la microplaca de Alcapia (Fig. 2.2.8). El nombre de la placa Alcapia deriva del acrónimo ALCAPA (Alpes-Cárpatos-Cuenca Panónica) e incluye los mantos Austroalpinos de los Alpes Centrales y Orientales y de los Cárpatos occidentales (Fig. 2.2.5A). Alcapia también incluye restos del extremo noroeste del Océano Meliata-Maliac (Schmid et al., 2004a, 2008). Por lo tanto, el concepto Adria quedaría restringido a la microplaca parcialmente no deformada situada al sur del actual sistema de fallas periadriático ("Placas Adriática y Apúlica *sensu stricto*" de Stampfli et al, 1998, véase también Michard et al., 2002).

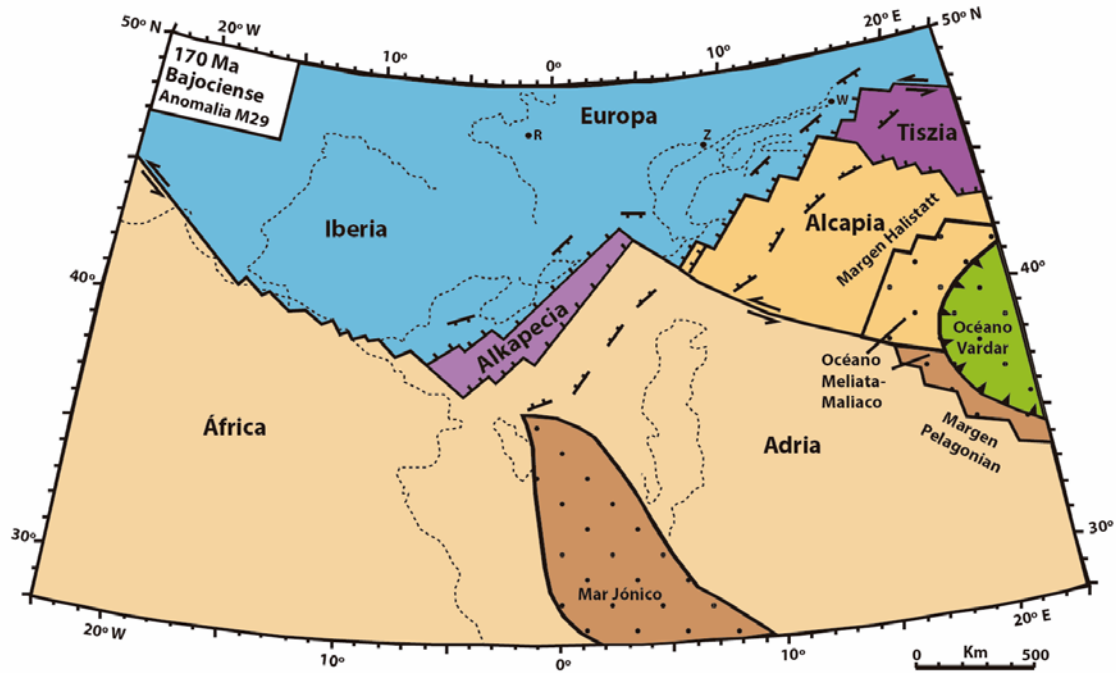


Figura 2.2.8.- Distribución de placas en el *Tethys Alpino* y el *Neotethys* occidental hace 170 Ma según Handy et al. (2010). En esta época, África, Alcapia y Tisia se separarían definitivamente de Europa al empezar a abrirse los diferentes segmentos del *Tethys Alpino*, al tiempo que el Océano Vardar era obducido hacia el oeste sobre la corteza oceánica triásica del Océano Meliata-Maliac.

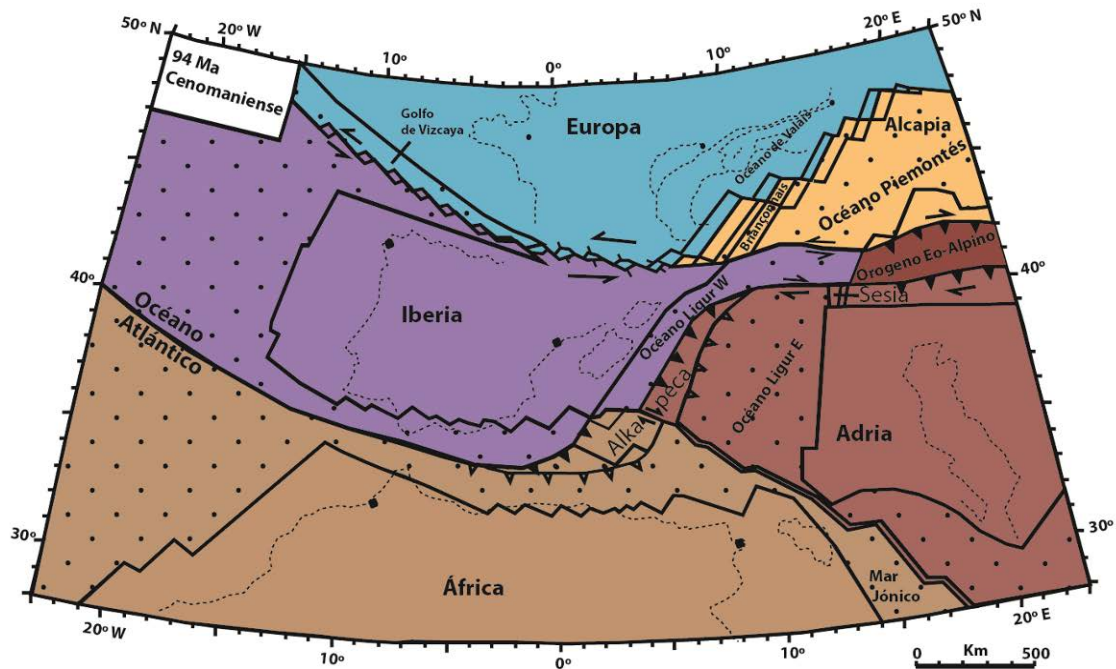


Figura 2.2.9.- Distribución de placas en el *Tethys Alpino* y márgenes continentales adyacentes durante el Cretácico Superior (94 Ma) según Handy et al. (2010). En esta época, acabó la expansión del Océano Valais, y la etapa orogénica Eo-alpina en curso produjo metamorfismo de alta presión, subducción incipiente del Océano Ligur oriental y en el Océano Piamontés oriental de Piemontés.

Según Handy et al. (2010), las unidades de la cadena Alpes-Apeninos, denominadas *Briançonnais* y *Alkapecia* (Fig. 2.2.9), serían en origen un fragmento estrecho de litosfera continental que se habría desprendido del margen continental europeo en el Jurásico. El término *Alkapecia* de estos autores deriva del concepto previo de *AlKaPeCa* que es un acrónimo de Alborán-Kabilia-Peloritanos-Calabria. El término *AlKaPeCa* fue introducido por Boullin et al. (1986) y redefinido por Guerrera et al. (1993). No obstante, Michard et al. (2002, 2006), y otros autores utilizan el concepto *AlKaPeCa* como sinónimo de *Microplaca Mesomediterránea*. Ambos conceptos unifican los bloques corticales actualmente independientes que constituyen las Zonas Internas de las Cordilleras Bético-Rifeña (Alborán), Kabileñas y Cálbro-Peloritanas. Sin embargo, de acuerdo con la redefinición de *AlKaPeCa* por Guerrera et al. (1993), este dominio sería un segmento orogénico alpino ya parcialmente deformado a expensas de un precursor indeformado, la *Microplaca Mesomediterránea*, cuya existencia estuvo limitada exclusivamente al Paleógeno Oligoceno y al Mioceno Inferior y cuya desintegración post-burdigaliense dispersó su fragmentos hacia sus respectivos antepaíses (Sudibérico, Norteafricano y Adriático occidental) provocó la deformación de los márgenes continentales que actualmente constituyen las Zonas Externas de las Cadenas Alpinas del Mediterráneo Occidental al tiempo que se producía la apertura de las actuales cuencas oceánicas del Mediterráneo Occidental desde el Mioceno Medio a la actualidad, favorecidas, seguramente por la retracción de las losas oceánicas y de las pendientes de subducción en Gibraltar y Calabria (Fig. 2.2.9).

Alkapecia es el nombre dado por Handy et al (2010) para designar una microplaca de breve duración durante el Jurásico-Cretácico Inicial y que comprendería tanto el fragmento continental de *Alkapecia* como la litosfera oceánica Ligur adyacente (Figs. 2.2.8-2.2.9). Por otra parte, *Tisia* (Fig. 2.2.8) es la designación que estos autores utilizan para otra supuesta microplaca que se separó de Europa en el Jurásico Medio (Haas y Pero, 2004) y que posteriormente adquiriría una afinidad adriática. Su núcleo continental (*Tisza* o Unidad *Tisza* Mega, Schmid et al., 2008) se suturó a *Adria* cuando los Dináridos internos empezaron a formarse en el Cretácico tardío. Luego se habría reunificado con Europa durante la formación de los Cárpatos en el Mioceno (Ustaszewski et al., 2009). En la actualidad, las unidades de *Tisza* y *Dacia* (*Tisza-Dacia* en la Fig. 2.2.10) y partes de *Alcapa* forman el sustrato basal de la Cuenca Panónica dentro del arco de los Cárpatos (véase Schmid et al., 2008 para una revisión).

El término *Alkapecia* parece innecesario ya que es exactamente sinónimo del concepto *Microplaca Mesomediterránea* en el sentido arriba indicado (cf., en particular, Martín-Algarra, 1987, Guerrera et al., 1993 y Perrone et al., 2006). No obstante, en el concepto de Guerrera et al. (1993), la *Microplaca Mesomediterránea* comprende, en su totalidad, unidades de marcadas afinidades austroalpinas, pero separadas de *Adria* durante el Jurásico-Cretácico Inferior por la expansión oceánica que determinó la máxima apertura del segmento del Tethys Alpino correspondiente al Océano Ligur. Los restos de la rama oceánica oriental (Ligur) están bien conservados

en las unidades oceánicas Ligures de los Apeninos septentrionales (Decandia y Elter, 1972, Molli, 2008) y de Calabria (Bonardi et al., 2001). Los restos de la rama septentrional que bordeaba durante el Jurásico-Cretácico a la Microplaca Mesomediterránea se conservan como pequeños cuerpos ofiolíticos desmembrados y metamorfizados en el Dominio Nevado-Filábride de la Cordillera Bética (Océano Bético o Nevado-Filábride, de Puga et al., 1999b, 2002a, 2009, 2011, 2017). Estos fragmentos, constituyentes de la AOB aparecen incorporados a la base tectónica del Dominio de Alborán (Malaguides, Alpujarrides, Unidades Frontales de las Zonas Internas Béticas y sus equivalentes en el Rif; Guerrero et al., 1993; Michard et al., 2002; Vera, 2004, Perrone et al. 2006).

La edad del inicio de la tectónica de margen activo en el borde norte de Adria y sus dependencias comenzó en el Santoniense, tanto en los Alpes Centro-Orientales como en la parte de los Alpes Occidentales que, más adelante, fue incorporada a los Apeninos del norte (Elter y Pertusati, 1973). Esto es consistente con la edad más temprana del metamorfismo de facies eclogíticas en Córcega (84 Ma, Lahondère y Guerrot, 1997), así como con la primera etapa de subducción intra-oceánica en el suelo oceánico bético del Dominio Nevado-Filábride, que tuvo lugar entre el Cretácico Superior y el Paleoceno, transformando sus diferentes componentes magmáticos (ultramafitas, gabros y basaltos) y sedimentarios en rocas metamórficas de facies eclogitas (véase compilación de edades radiométricas en Puga et al., 2002a, 2009 Tabla 2 y 2017 Tabla 1). Además, esta subducción del *Océano Nevado-Filábride* fue dirigida hacia el SE e involucró el empuje superior-NW del margen occidental de la Microplaca Mesomediterránea.

El movimiento independiente de Adria permitió una subducción de la litosfera oceánica con dirección Este-Oeste y dirigida hacia el sur. Esta subducción afectó a los sectores más orientales del *Tethys Alpino* y a las partes más antiguas del *Neotethys* y/o sus dependencias más occidentales (Handy et al., 2010). De acuerdo con lo señalado en el párrafo anterior parece que estos movimientos también se dejaron sentir, de alguna manera, en los dominios béticos centro-orientales caracterizados por los suelos oceánicos del Dominio Nevado-Filábride.

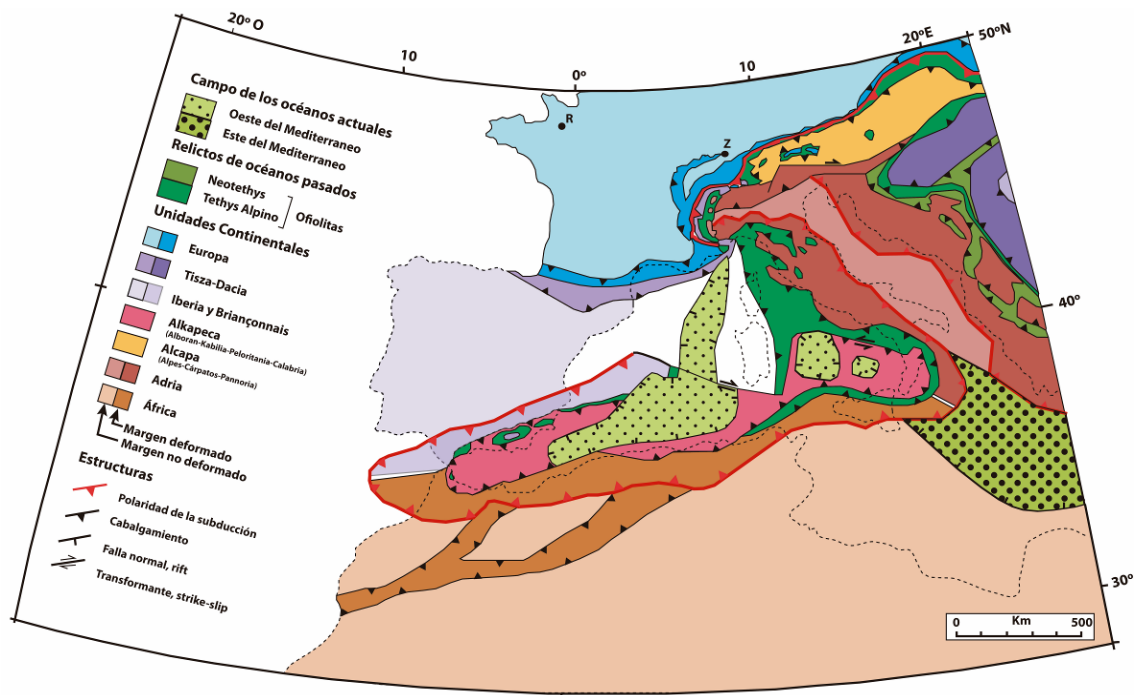


Figura 2.2.10.- Mapa tectónico de los cinturones montañosos mesozoico-cenozoicos y de las cuencas oceánicas en el área alpina del Mediterráneo occidental según Handy et al. (2010). Las unidades tectónicas en este mapa son placas o fragmentos de placas que se han movido independientemente desde el tiempo jurásico y que se amalgamaron en tiempo Cenozoico a Reciente. Las polaridades de subducción, mostradas en rojo, se determinan a partir de la inmersión de losas litosféricas subducidas con imágenes por tomografía sísmica. Obsérvese que algunas de estas polaridades de subducción se refieren a límites de placas antiguas (por ejemplo, partes de los Alpes), mientras que otras se refieren a límites que todavía están activos (por ejemplo, Dinárides Externos, Apeninos del Sur, Calabria, Bética-Rif). Referencias: Alpes, Dinárides, Cárpatos (Schmid et al., 2004a, 2008); Italia (Bigi et al., 1989), Cordillera Bética, Bloque de Alborán, Norte de África (Frizon de Lamotte et al., 2000; Michard et al., 2006); Mar Mediterráneo occidental (Roca et al., 2004); Mar Jónico (Chamot-Rooke et al., 2005).

2.2.3. Las ofiolitas en los Alpes

Uno de los orógenos más estudiados del mundo es la cadena de los Alpes (Dal Piaz, 2001). Como ya se ha mencionado, en este orógeno se preservan restos de dos cuencas oceánicas abiertas en el Jurásico-Cretácico y que, en conjunto, forman parte del *Tethys Alpino*, pero también vestigios de otros océanos más antiguos, en particular en los Alpes Orientales (Stampfli et al., 1998, Schmid et al., 2004a, Fig. 2.2.11). El desplazamiento de Adria hacia el norte, ya iniciado en el Jurásico, acrecionó al Orógeno Alpino en sus fases primigenias una serie de fragmentos oceánicos y continentales (Austroalpino, Briançonnais) y microcontinentes interpuestos entre las placas adriáticas y europeas. Antes de la colisión continental cenozoica, hubo una serie de microcontinentes y arcos entre los continentes africano y europeo. El cinturón axial de los Alpes occidentales muestra fragmentos del Océano Piemonte-Liguria, un dominio oceánico Jurásico que se interpuso entre los continentes Apulia-Adriático, Ibérico y Europeo (Rubatto et al., 1998). Existiendo otra antigua cuenca oceánica (en este caso de edad Triásica), conocida generalmente como *Neotethys* (Fig. 2.2.3) o más específicamente como el Océano Meliata-Maliac (Figs. 2.2.3B y 2.2.5A).

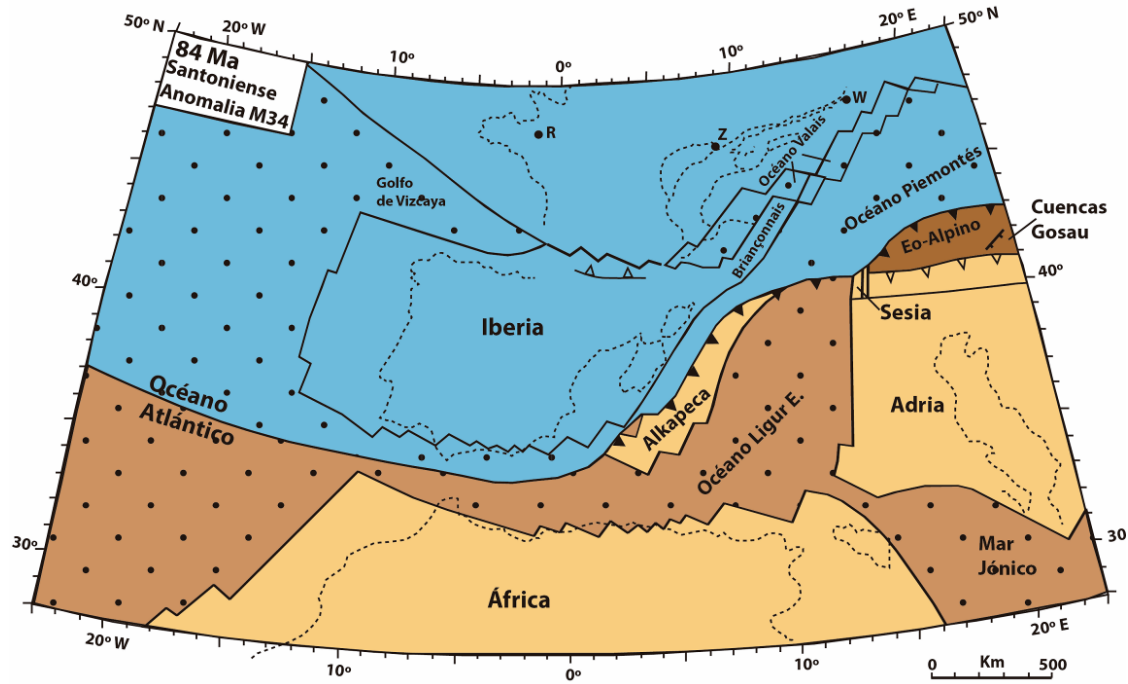


Figura 2.2.11.- Mapa tectónico de placas de *Tethys* alpino y márgenes continentales adyacentes durante el movimiento NW de África. Hace 84 Ma., inicio de la subducción dirigida hacia el S del Océano Piemontés a lo largo del margen activo Eo-alpino, continuación de la subducción del Océano Ligur Occidental (Handy et al., 2010).

Existen unas diferencias sorprendentes en el estilo tectónico entre los Alpes Orientales y Centro-Occidentales con respecto tanto a la dirección de movimiento del transporte tectónico como a la edad de la deformación y del metamorfismo en los dominios oceánicos del *Tethys Alpino*. En los Alpes Orientales además de eventos contractivos previos acontecidos durante el Jurásico y que afectaron a los océanos menores relacionados con la apertura del Neotethys (Meliata-Maliac y Vardar) cuyos restos se preservan en diversos Mantos Austalpinos y sus equivalentes orientales en los Cárpatos y Dinárides (Gawlick, 1999) la subducción condujo a la formación de un cinturón metamórfico Eo-Alpino de facies eclogíticas en el Cretácico medio-superior (110-90 Ma: Schuster et al., 2004, Thöni, 2006) con apilamiento de mantos y exhumación dirigidos hacia el NW-W. Esto contrasta con los Alpes Occidentales, que muestran un metamorfismo de alta presión más moderno (Cenozoico, Meso- y Neo-Alpino) y un transporte tectónico principalmente hacia el N y NW, asociado a la subducción del *Tethys Alpino* hacia el S-SE. La subducción cenozoica en los Alpes Occidentales se propagó de SE a NW, como documentan edades progresivamente más jóvenes de las sucesiones sinorogénicas (*flysch*) y del metamorfismo de alta presión desde las unidades paleogeográficamente internas a las externas (Dal Piaz et al., 1972, Ernst, 1973, Froitzheim et al. 1996, Schmid et al., 1996, 1997, Stampfli et al., 1998). Esto llevó a Froitzheim et al., (1994) a proponer que los Alpes registran realmente dos orogenias: una orogenia más antigua, del Cretácico tardío o Eo-Alpina en los Alpes Orientales (unidades Austroalpinas) y una orógenia más joven, del Cenozoico, en los Alpes Occidentales. Durante la colisión cenozoica en los Alpes Occidentales y en los Apeninos, los restos de las dos cuencas del *Tethys Alpino* y la placa inferior europea se

anexionaron a la placa superior, Austroalpina, ya entonces rígida. Antes de la colisión cenozoica, las dos cuencas oceánicas incluidas en el Tethys Alpino se abrieron y cerraron en diferentes épocas desde el Jurásico al Eoceno (Stampfli et al., 1998; Schmid et al., 2004b).

La subducción del *Tethys Alpino* desde el Cretácico Superior-Paleógeno implicó reorganizaciones muy importantes de los límites de las placas, incluida Adria (Fig. 2.2.11), cuyo comportamiento fue muy móvil (Handy et al., 2010). Estas reorganizaciones llevaron al levantamiento de los Alpes y de otros cinturones montañosos circum-mediterráneos, hasta la actualidad. La subducción cenozoica del *Tethys Alpino* fue condicionada por la existencia de una gran falla transformante de dirección aproximada este-oeste y edad mesozoica y por la Orogenia Eo-alpina, posiblemente desencadenada por la subducción temprana de la rama norte del *Neotethys* y sus dependencias menores. Casi la mitad de esta litosfera subducida se estima que es continental, pudiendo las pre-existentes litosferas oceánicas y subcontinentales ejercer una flotabilidad negativa mediante una fuerza dominante que condujera a la subducción del *Tethys Alpino* antes de la colisión contra Europa propiamente dicha en los Alpes (Handy et al., 2010). Desde el inicio de esta colisión hace unos 35 Ma, la rotación a la izquierda de Adria fué impulsada por el empuje hacia el norte de África, mientras que la retracción de la losa oceánica provocó la subducción rápida de las partes restantes del *Tethys Alpino* y, finalmente, al producirse la desintegración de la cadena colisional intermedia formada en los dominios internos de las Cadenas Alpinas del Mediterraneo Occidental (*AlKaPeCa*) durante el Mioceno, la apertura de las cuencas oceánicas del Mediterráneo occidental.

2.2.3. Las ofiolitas en el Mediterráneo Oriental

Las ofiolitas existentes en las cadenas alpinas del Mediterráneo oriental, ocupan diversas zonas alargadas de tendencia E-O, separadas por bloques continentales, complejos metamórficos y cuencas sedimentarias alrededor y al N del promontorio Arabe (Dilek et al., 2009). Estas ofiolitas (Tabla 2.2.1) representan restos del *Neotethys* y cuencas menores relacionadas, que fueron obducidos al final del Cretácico por una serie de colisiones y sistemas intraoceánicos de arco-fosa con márgenes continentales de bloques intermedios (Dilek et al., 1999). Después del emplazamiento de las ofiolitas, la subducción del suelo oceánico del *Neotethys* continuó hasta la colisión de la India con Asia Central en el Eoceno medio final (Dewey et al., 1986; Dilek y Moores, 1990).

Las ofiolitas de edad cretácica que existen al sur de la plataforma Táuride en el sur de Turquía (Fig. 2.2.5A), derivaron del Sur del *Neotethys*, y fueron emplazadas hacia el Sur en el borde Norte de la Placa Árabe. En este conjunto de ofiolitas están incluidas las ofiolitas peri-árabes de Ricou (1971) a lo largo de la zona de sutura Bitlis-Zagros (Dilek y Thy, 2009), en Turquía e Irán, formadas por Kizildag (Turquía), Baër-Bassit (Siria) y Kermanshah y Neyriz (Irán). Las ofiolitas de Troodos, situadas al oeste de

las anteriores (en Chipre) han estado en proceso de emplazamiento desde el Mioceno Superior-Plioceno (Robertson, 1998) sobre la montaña submarina de Eratóstenes, que ha sido parcialmente subducida a lo largo de la fosa de Chipre (Dilek y Thy, 2009). Todas estas ofiolitas, incluyendo la de Semail en Omán, son casi contemporáneas y es probable que se hayan desarrollado dentro de un sistema de contracción de la fosa por inversión de la subducción en el Sur del *Neotethys* (Robertson, 2002 Dilek y Flower, 2003). Las ofiolitas de Troodos, Baër-Bassit y Kizildag son particularmente importantes para mostrar las evidencias de campo relacionadas con la tectónica original de propagación de los fondos marinos y los procesos magmáticos asociados con la formación de corteza oceánica en un entorno de arco-pre-arco en extensión, al no haberse visto involucradas por la deformación más reciente, de edad Mioceno relacionada con la colisión contra Arabia (Dilek y Thy, 2009).

La ofiolita de Baër-Bassit, en Siria, situada a menos de 50 km al sur de Kizildag (Tabla 2.2.1; Fig. 2.2.7), se encuentra tectónicamente individualizada de un manto ofiolítico del Cretácico Superior y se emplazó hacia el sur sobre la plataforma carbonatada de Arabia (Parrot, 1980; Delaloye y Wagner, 1984), encontrándose altamente desmembrada debido a su deformación durante y después del emplazamiento (Morris et al., 2002). A pesar de su importante deformación, la ofiolita de Baër-Bassit tiene particular interés porque incorpora todas las subunidades principales de una litosfera oceánica ideal de tipo Penrose. Las peridotitas del manto superior en la ofiolita de Baër-Bassit consisten en harzburgita y dunita que son extensamente serpentinizadas y la sección plutónica incluye gabros laminados, isotrópicos y gabros pegmatíticos (Parrot, 1980; Al-Riyami et al., 2002).

La ofiolita de Troodos se sitúa al norte de la zona de falla de Arakapas (Fig. 2.2.7). Consiste en un núcleo central de peridotitas serpentinizadas de forma variable, seguidas de gabros estratificados a isotrópicos, diques recrecidos y rocas extrusivas. La secuencia mantélica en Troodos incluye principalmente harzburgitas y lherzolitas asociadas y dunitas (con venas de cromita) que varían en el grado de serpentización (Gass, 1990) (Tabla 2.2.1).

La ofiolita de Kizildag (Od en Fig. 2.2.7 y tabla 2.2.1) consta de rocas mantélicas serpentinizadas sobre las que hay una secuencia plutónica, diques y rocas extrusivas (Erendil, 1984; Tekeli y Erendil, 1986). Sobre todo ello se superpone una secuencia sedimentaria de edad Maastrichtiense. La ofiolita incluye dos macizos estructuralmente distintos que están separados por la falla de Tahtaköprü. El macizo principal al sur de esta falla contiene un núcleo de peridotita (harzburgitas serpentinizadas con dunita, wehrlita, lherzolita y peridotitas feldespáticas. Los diques gabroídicos o doleríticos, poco deformados intersectan las rocas del manto serpentinizadas (Dilek et al., 1991).

2.3. Las ofiolitas en la Cordillera Bética

2.3.1. Marco geológico de la Cordillera Bética

La Cordillera Bética, en el Sur de España, y el Rif, al Norte de Marruecos, constituyen la terminación occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo, que se extiende desde Asia Menor hasta el Estrecho de Gibraltar (Fig. 2.3.1). Dentro de las Cadenas Alpinas del Mediterráneo Occidental, la Cordillera Bética constituye la rama nor-occidental junto con su prolongación hacia el NE hasta las Islas Baleares (excepto Menorca). Por el oeste conecta con el Rif a través del Estrecho de Gibraltar (Martín Rojas, 2006). Esta cadena se continúa por el Norte de África en el Tell formando la Cadena Magrébide, que conecta con la Cadena Apenínica a través de Sicilia y el Arco Cálabro-Peloritano (Fig. 2.3.1). Al E de Mallorca el Orógeno Alpino se interrumpe de forma brusca, reapareciendo en Córcega, que es la continuación de los Alpes Occidentales hacia el Sur, los cuales están, a su vez, conectados con los Apeninos en la zona de Génova. El Orógeno Alpino Perimediterráneo es el resultado de la colisión entre las placas Euroasiática y Africana durante el Mioceno, en la que también se vieron involucrados una serie de microplacas ubicados entre ambas. Tras esta colisión tuvo lugar el desplazamiento hacia el oeste de las Zonas Internas de la Cordillera Bético-Rifeña, que constituyen el Dominio de Alborán, que provocó la deformación de las Zonas Externas de la Cordillera, cuyos sectores más externos y orientales entran en contacto con la Cordillera Ibérica.

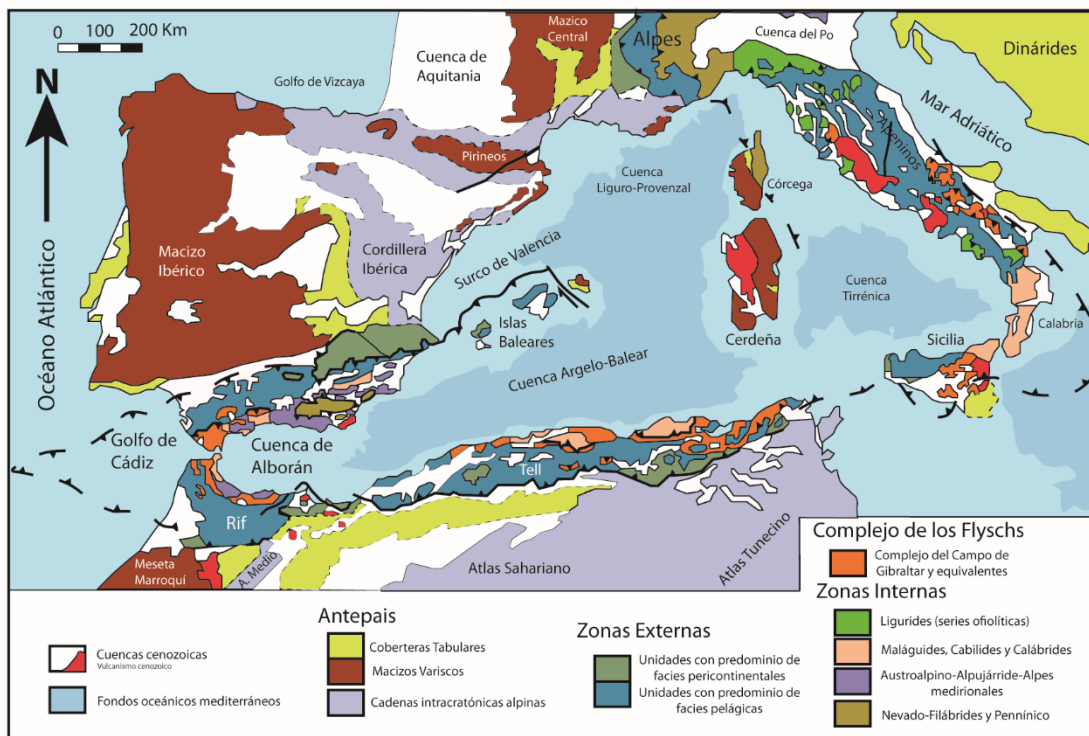


Figura 2.3.1.- Mapa geológico del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo (modificado de Vera, 2004).

2.3.2. Divisiones mayores de la Cordillera Bética

La Cordillera Bética se divide clásicamente, al igual que los Alpes y otras cadenas alpinas perimediterráneas, en tres grupos de unidades geológicas de rango mayor (Fig. 2.3.2): las Zonas Externas, las Zonas Internas y el Complejo del Campo de Gibraltar (Fallot, 1948; Fontboté, 1970; Julivert et al., 1977; Vera, 2004). Todas ellas están constituidas por complejos de unidades tectónicas alóctonas, ampliamente desplazadas de su lugar de origen (Fallot, 1948; Vera y Martín-Algarra, 2004).

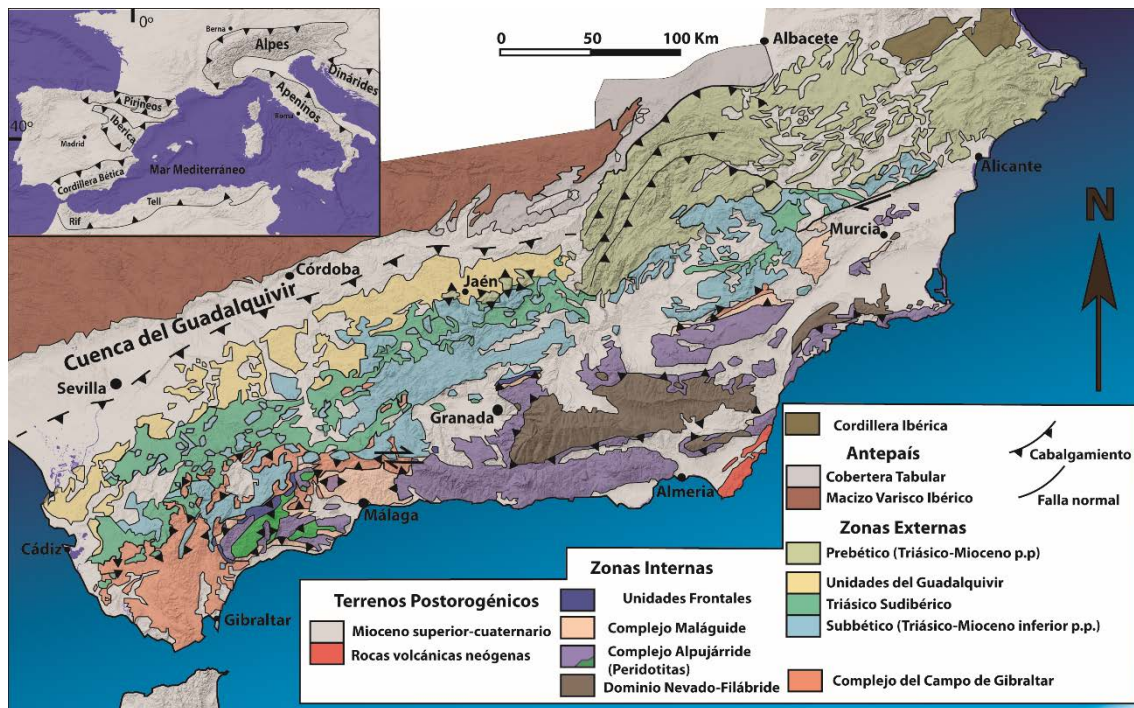


Figura 2.3.2.- Mapa geológico de la Cordillera Bética en el que se muestra la extensión de los afloramientos de cada una de las unidades diferenciadas (modificado de Vera, 2004, Geología de España).

2.3.2.1. Las Zonas Externas Béticas

Se encuentran situadas al S y SE del Macizo Ibérico y del valle del Guadalquivir. Están formadas por materiales sedimentarios que se depositaron durante el Mesozoico y gran parte del Cenozoico (García Hernández et al., 1980; Sanz de Galdeano, 1997; Vera, 2001; Vera y Martín Algarra, 2004) en el margen Sur y Sureste del Macizo Ibérico, o Paleomargen Sudibérico. Estos materiales constituyen la cobertera del sector meridional de Iberia, despegada por la tectónica alpina de su basamento (Iberia) y organizada en láminas cabalgantes fundamentalmente formadas por sedimentos de facies marinas, desde pelágicas hasta costeras. También incluyen abundantes intercalaciones de rocas ígneas básicas, subvolcánicas y volcánicas, principalmente entre sedimentos del Triásico y del Jurásico. Ambos tipos de rocas sedimentarias y magmáticas están muy afectados por la tectónica pero poco, o nada, por el metamorfismo alpino (Morata, 1993; Vera y Martín-Algarra, 2004; Puga et al.,

2004, 2011). Las Zonas Externas Béticas se han dividido en dos grandes dominios: Dominio Prebético, constituido por los depósitos más cercanos al Macizo Ibérico, del que constituyeron esencialmente una plataforma pericontinental, y Dominio Subbético, formado por los materiales más alejados del Macizo Ibérico y de cuyo paleomargen meso-cenozoico constituyó la región más profunda y distal (Vera et al. 2004).

2.3.2.2. El Complejo del Campo de Gibraltar

Aflora principalmente al W de la Cordillera Bética, aunque se extiende hacia el E en cuerpos muy tectonizados y caóticos a lo largo del contacto entre las Zonas Externas y las Zonas Internas (Fig. 2.3.2). Se trata de una cobertera formada por materiales sedimentarios claramente alóctonos de edad meso-cenozoica, sobre todo del Cretácico al Mioceno Inferior y no afectados por el metamorfismo alpino. Muy probablemente, su sustrato estuvo constituido por corteza oceánica (o por corteza continental muy adelgazada) generada durante el Mesozoico entre las Zonas Internas y las Zonas Externas y que desapareció por subducción (Vera y Martín-Algarra, 2004). Terrenos equivalentes, están también ampliamente representados en el N de África. Son en definitiva, materiales de facies marinas muy profundas (principalmente turbiditas –facies *flysch*- siliciclásticas pero también carbonatadas (Vera y Martín-Algarra, 2004).

2.3.2.3. Las Zonas Internas Béticas

Afloran desde Estepona hasta la región de Cartagena y constituyen la región más intensamente deformada y metamorfizada del Orógeno Bético (Fig. 2.3.2). Otras grandes diferencias con respecto al Complejo del Campo de Gibraltar y a las Zonas Externas Béticas son: i) la incorporación del antiguo zócalo Paleozoico a muchas de las unidades alóctonas que las componen; ii) la existencia casi generalizada de metamorfismo alpino (y, en terrenos pre-Mesozoicos, además, prealpino); y, en fin, iii) diferencias muy acusadas en las facies triásicas y, en menor medida, postríasicas (Alonso-Chaves et al., 2004).

Las Zonas Internas de la Cordillera Bética, conservan evidencias de al menos dos etapas de rift, una de edad Triásico y otra de edad Jurásico. La primera de estas etapas es responsable de la apertura de las cuencas triásicas, donde permitió la acumulación de miles de metros en las plataformas del dominio Alpujárride. Este rift triásico interviene en la apertura permotriásica del Neotethys, que durante el tránsito Triásico-Jurásico, abortó en la mayor parte de los puntos de las regiones alpinas. La segunda de estas etapas de rift y de edad jurásica, muy probablemente pudo ser como consecuencia de la reactivación de la primera etapa de rift siguiendo direcciones estructurales y paleogeográficas muy diferentes a la anterior, dando lugar al Tethys Alpino, del que el océano Nevado-Filábride es nuestro representante más singular,

aunque no el único. Existiendo también el océano magrebí, que fue responsable del Surco de los Flysch tanto al oeste de la Cordillera Bética como al norte de África y oeste de Adria (Guerrera et al., 2011). Este segundo rift Nevado-Filábride de edad Jurásica no sólo es un rift intra-Nevadofilábride, sino que también es intra-Alpujárride (Tubía et al., 2009) (Fig. 2.3.3A). El rift Nevado-Filábride (Fig. 2.3.3B) evolucionó hasta generar el suelo oceánico bético del que derivan las ofiolitas béticas (Puga et al., 2017) y el Alpujárride no progresó hasta la etapa de drifting, originando algunos magmas básicos coetáneos con los que generaron el océano Nevado-Filábride (Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000; Puga et al., 2005, 2011, 2017) que intruyeron en su corteza continental (Tubía et al, 2009). Estos magmas básicos originaron cuerpos anfibolíticos de origen gabroídico con reliquias metamorizadas en facies de eclogita, intercalados a diferentes niveles en el manto de Ojén (Complejo Alpujárride) por debajo de las peridotitas de Ronda. Sus datos geoquímicos son propios de magmas basálticos, producidos por la fusión parcial de una fuente de manto enriquecida o transicional (E o T-MORB) (Tubía et al., 2009).

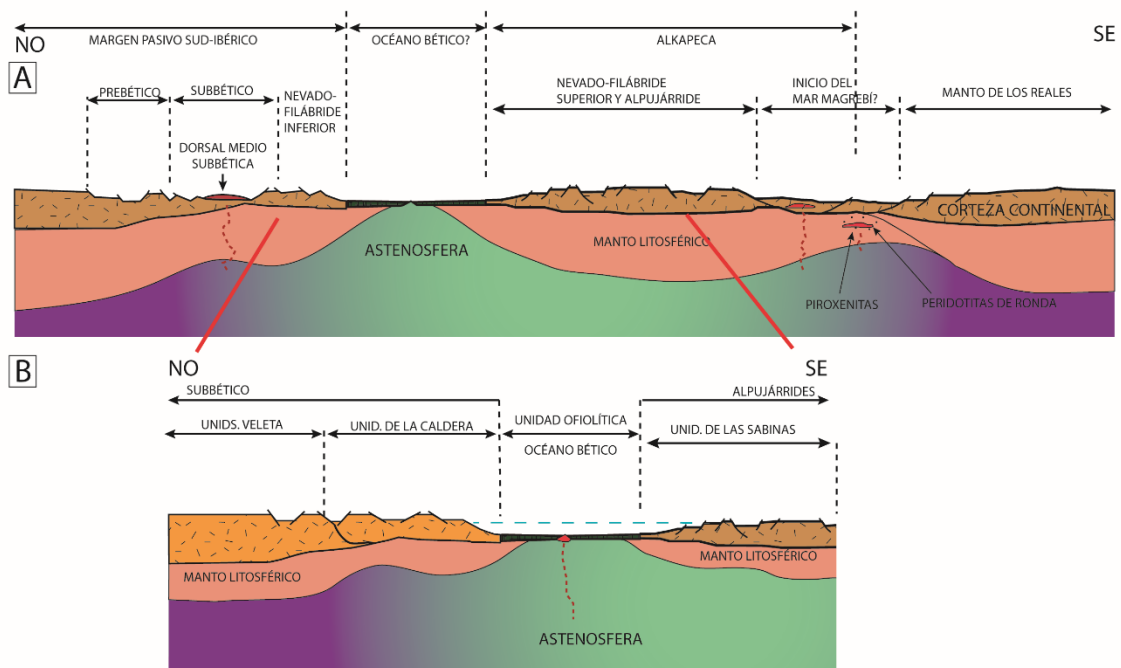


Figura 2.3.3.- A: Reconstrucción tectónica simplificada para el Jurásico Inferior a Cretácico Inferior, mostrando el *rift* intra-Nevado-Filábride con influencia Intra-Alpujárride. *Rift* asociado con la posible conexión Mesozoica entre el Tethys Alpino y el océano Atlántico. Obsérvese el vulcanismo subbético y las anfibolitas de Ojén, formando intrusiones en corteza continental, y las piroxenitas y peridotitas de Ronda como diferenciados en el manto litosférico debido a la fusión parcial de las peridotitas, mientras que el suelo oceánico bético derivaría del ascenso y fusión parcial del manto astenosférico según Puga et al., 1995, 2005. Esquema sin escala modificado de Tubía et al. (2009). B: Reconstrucción paleogeográfica de las unidades litoestratigráficas, de las que derivan los futuros Complejos del Veleta y del Mulhacén, mediante la evolución tectónica iniciada en la etapa compresiva del Cretáceo Superior (Ver Fig. 11 en Puga et al, 2017).

2.3.3. Divisiones de las Zonas Internas Béticas

Las Zonas Internas están constituidas por un apilamiento antiformal de mantos de corrimiento fuertemente adelgazados por extensión sin- a postorogénica y a cuyo frente tectónico en el área de contacto con el Complejo del Campo de Gibraltar y con las Zonas Externas aparece un conjunto de imbricaciones tectónicas, llamadas Unidades Frontales (Fig. 2.3.2). Tradicionalmente, la pila antiformal ha sido subdividida, de abajo a arriba, en los Complejos Nevado-Filábride (Egeler, 1963), Alpujárride (Van Bemmelen, 1927) y Maláguide (Durand-Delga, 1968), si bien Puga et al. (2002) consideran necesario subdividir el primero de estos complejos, a su vez, en los Complejos del Veleta y del Mulhacén (Fig. 2.3.4).

2.3.3.1. Unidades Frontales

Están constituidas por rocas carbonatadas del Triásico Superior-Jurásico y, a veces, sucesiones incompletas de facies cambiantes entre el Jurásico Medio y el Mioceno inferior. La más extensa es la Unidad de las Nieves (Dürr, 1967; Martín-Algarra, 1987; Mazzoli y Martín-Algarra, 2011; Mazzoli et al., 2013), también llamada Rondaides (Blumenthal 1927, Hoepfener et al., 1964), Dorsal, y “Complejo Dorsaliano” (Durand-Delga y Foucault, 1967; Durand-Delga et al., 1970, 1972, 1980; Foucault, 1976; Balanyà y García-Dueñas 1984). Esta unidad es la más característica de las *Unidades Frontales Externas*, que son cabalgadas por las *Unidades Frontales Internas*. Estas últimas suelen estar en contacto tectónico con el Complejo Maláguide, con cuya cobertera meso-cenozoica muestra notables semejanzas estratigráficas (Fig. 2.3.2).

2.3.3.2. Complejo Maláguide

Constituye el complejo superior de la pila de unidades tectónicas de las Zonas Internas. Está poco o nada afectado por el metamorfismo alpino y cabalga sobre el Complejo Alpujárride (Fig.2.3.2). Está formado por una sucesión del Paleozoico, compuesta fundamentalmente por sedimentos detríticos con algunas delgadas intercalaciones carbonatadas fosilíferas, esencialmente calizas con conodontos (Rodríguez-Cañero, 1993) depositadas en ambientes marinos profundos. Esta sucesión fue intensamente deformada durante la Orogenia Varisca (Martín-Algarra et al., 2009a, 2009b) y constituye un zócalo sobre el que reposa una cobertera sedimentaria. Ésta se inicia con sedimentos detríticos rojos del Permo-Triásico, depositados en ambientes continentales y continúa con depósitos marinos someros de tránsito al Jurásico, formados por dolomías y calizas. El resto del Jurásico y Cretácico es mayoritariamente calizo o margocalizo con influencias pelágicas. En general el depósito tuvo lugar en un medio poco subsidente, en ambientes con fuerte condensación estratigráfica y poco profundos por lo general, sometidos ocasionalmente a emersión (Martín-Martín et al.

2006). La sucesión cenozoica es también marina somera durante el Paleógeno, y de marina somera a profunda y de carácter turbidítico, con un marcado carácter sinorogénico durante el Oligoceno superior y Mioceno Inferior (Martín-Martín, 1996; Martín-Martín et al. 1997a, 1997b, 2003; Martín-Algarra et al., 2000).

En el Paleozoico de los Montes de Málaga se ha reconocido un metamorfismo pre-Alpino y, en diversos afloramientos del Complejo Maláguide, una zonación diagenético-metamórfica Alpina completa que alcanza el límite entre la facies de los esquistos verdes y las facies de anfibolitas en los niveles más profundos de la sucesión (Ruiz-Cruz, 2004).

2.3.3.4. Complejo Alpujárride

Definido por Van Bemmelen (1927), es el conjunto más extenso en las Zonas Internas y aflora a lo largo de más de 400 Km (Fig. 2.3.2). Ha sufrido un moderado a intenso metamorfismo alpino y está constituido por numerosos mantos de corrimiento que en función de criterios estratigráficos, petrológicos y estructurales (Aldaya et al., 1979) han sido clasificados en varios tres grandes conjuntos: Alpujárride Inferior, Intermedio y Superior (Martín-Algarra, 1987). Una sucesión Alpujárride ideal (Vera, 2004) está compuesta, de abajo arriba estratigráficamente, por: i) terrenos del Paleozoico o más antiguos, siempre afectados por metamorfismo Alpino (y, al menos ocasionalmente, pre-Alpino: Sánchez-Navas et al., 2014, 2016, 2017); ii) una potente sucesión metasedimentaria (Permo)-Triásica, a la base originalmente detrítica (aunque transformada enteramente a filitas y cuarcitas de diverso grado metamórfico según las unidades), con algunas intercalaciones de yesos, depositada en ambientes continentales o costeros; iii) el conjunto precedente pasa gradualmente hacia arriba a un potente conjunto carbonatado que puede superar ampliamente el millar de metros de espesor en algunas unidades, que se depositó en ambientes marinos generalmente someros y que preserva fósiles del Triásico Medio y Superior en numerosos puntos; y iv) ocasionalmente, sobre los carbonatos triásicos, pueden aparecer sedimentos más modernos, del Jurásico Inferior al Mioceno Inferior, aunque éstos últimos generalmente están erosionados y/o tectónicamente despegados de sus sustrato triásico.

Las unidades incluidas en el Alpujárride Inferior sólo afloran en los sectores central y occidental cabalgando ampliamente a las unidades Nevado-Filábrides. En el sector Occidental, las Unidades Alpujárrides Intermedias y Superiores cabalgan ampliamente a la Unidad Frontal Externa de las Nieves (Zonas Internas) y son recubiertas por el Complejo Maláguide (Estévez et al., 2004). El Complejo Alpujárride del sector occidental principalmente está constituido por la Unidad de los Reales, que corresponde al Alpujárride Superior, y por Unidades de tipo Blanca (Ojén, Guadaiza y Yunquera, que constituyen el Alpujárride Intermedio, todas ellas compuestas por mármoles, esquistos y gneises. La Unidad de los Reales constituye un segmento litosférico compuesto a la base por una porción del manto superior subcontinental, los

Macizos Peridotíticos de la Serranía de Ronda, sobre los que descansa una corteza continental profunda, esencialmente de naturaleza metapelítica, intensamente metamorfozada en sus niveles más bajos en contacto con las peridotitas (en facies granulitas), metamorfismo cuyo grado decrece rápidamente a facies de anfibolitas e incluso a facies esquistos verdes al alejarse de las peridotitas (Fig. 2.3.2). Los macizos peridotíticos de Ronda son el mayor afloramiento del mundo de rocas procedentes del manto litosférico subcontinental (Dickey 1970; Dickey et al., 1979; Torres-Roldán, 1979, 1981; Obata, 1980). Están formados por lherzolitas y subordinadamente por harzburgitas, dunitas y rocas máficas; además contienen diques leucocráticos (Orueta, 1917; Hernández-Pacheco, 1967; Davies et al., 1993; Tubía et al., 2003).

2.3.3.4. Dominio Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride fue definido con este nombre por Egeler (1963) y por Egeler y Simon (1969), si bien Puga et al. (2002a) lo redefinieron como un Dominio. Constituye la unidad tectónica más profunda de las Zonas Internas Béticas y está compuesta exclusivamente por rocas metamórficas. Las secuencias litológicas son, en parte, semejantes a las del Complejo Alpujárride, con un zócalo Paleozoico, incluso más antiguo (Precámbrico), y una cobertera de edad triásica a cretácica, con posibles niveles más modernos. En este Dominio, se encuentran dos grandes conjuntos de unidades que presentan mayores dificultades de diferenciación interna en unidades menores, si bien existe unanimidad sobre su existencia (no así sobre sus límites) y sobre su denominación: son los conjuntos denominados de abajo a arriba como *Complejo del Veleta* y *Complejo del Mulhacén*. La *Unidad Ofiolítica*, constituida por la AOB objeto de esta tesis, y sobre cuya existencia y denominación y significado no existe, sin embargo, un criterio de unánime aceptación, forma parte del Complejo del Mulhacén y, como veremos, su edad premetamórfica es Jurásico-Cretácica.

2.3.4. Divisiones del Dominio Nevado-Filábride

Los primeros estudios geológicos modernos realizados en la Cordillera Bética, sobre las rocas metamórficas que actualmente se asignan al Dominio Nevado-Filábride, establecieron su carácter alóctono y diferenciaron dentro de ellas un basamento prealpino ("*Esquistos cristalinos de Sierra Nevada*"), de una cobertera formada por secuencias litológicas heterogéneas metamorfozadas, denominada Zona de Mezcla (*Mischungszone*: Brouwer, 1926). Posteriormente se definió como *Complejo Nevado-Filábride* al conjunto de mantos de corrimiento que ocupan la posición tectónica más baja dentro de las Zonas Internas, sobre los que cabalga el Complejo Alpujárride (Egeler, 1963).

Gran parte de los posteriores intentos de caracterizar y subdividir el Complejo Nevado-Filábride hasta la actualidad, han puesto de manifiesto una intencionalidad clara por parte de algunos investigadores, de hacer prevalecer en el tiempo

determinados criterios geológicos dentro de sus especialidades, sin argumentar, ni contrastar, los nuevos resultados obtenidos con el apoyo de otras disciplinas fuera de su especialidad, o por comparación con otros dominios Alpinos similares. Como resultado, el Nevado-Filábride es actualmente el Dominio Bético con más heterogeneidad y controversia en cuanto a su subdivisión (Tabla 1.5.1). Sin duda, los diferentes episodios metamórficos que han afectado a sus rocas dificultan el establecimiento de las unidades tectono-estratigráficas que integran este Dominio. De hecho, los metamorfismos en las unidades del Complejo del Veleta alcanzaron condiciones P-T más bajas que en el Complejo del Mulhacén suprayacente. Por otra parte, en este último complejo, existe un conjunto intermedio de terrenos, los incluidos en este trabajo en la Unidad Ofiolítica, que se metamorfizó en facies de eclogitas, alcanzando mayores condiciones P-T que las otras unidades del mismo complejo, entre las que se encuentra intercalada (Puga et al., 1999a, b, 2000, 2002a, b, 2017). Por todo ello, ha sido necesario el estudio detallado de las características petrológicas, geoquímicas y geocronológicas, de los diferentes litotipos que forman el Dominio Nevado-Filábride, especialmente los de origen ígneo, así como el estudio comparado con otras rocas del Orógeno Alpino, para intentar establecer la paleogeografía mesozoica y la evolución metamórfica que caracterizan a cada una de las unidades tectónicas y complejos que lo integran (Puga, 1976, 1977, 1990, 2005; Puga et al., 1974, 1989a, b, 1996b, 1999a, b, 2000, 2002a, b, 2005, 2007, 2009, 2011, 2013, 2017; Martínez-Martínez, 1986; Bodinier et al., 1987; Morten et al., 1987; Tendero et al., 1993; Nieto et al., 1997a, b, c, 2000; Ruiz-Cruz et al., 1999, 2007; Aerden et al., 2013; Lozano et al., 2017).

En el concepto de Puga et al. (1999a, 2000, 2002a, 2005, 2009, 2011, 2013, 2017), que es el seguido en este trabajo, el Dominio Nevado-Filábride se divide en dos complejos, Veleta (en posición tectónica inferior) y Mulhacén, éste último subdividido en tres unidades denominadas, tectónicamente de abajo arriba como: Unidad de la caldera, Unidad Ofiolítica y Unidad de las Sabinas. Estas tres unidades constituirían un dominio oceánico abierto durante el Jurásico y suturado tras su subducción y metamorfismo entre sus dos márgenes continentales adyacentes.

Para Gómez-Pugnaire (1979) los micaesquistos de la Unidad Ofiolítica son el equivalente de la "Formación Rambla del Agua", mientras que para Martínez-Martínez (1986) y Jabaloy Sánchez (1993) corresponden a los "esquistos de Tahal" y parte de los "esquistos de Montenegro. Formaciones incluidas dentro de la "Unidad de Calar Alto".

Sin embargo, la Unidad de la Caldera en su conjunto, es para Gómez-Pugnaire, (1979), equivalente a la "Formación del Raposo", mientras que para Jabaloy Sánchez (1993), el basamento de la Unidad de la Caldera es equivalente a los "Esquistos de Montenegro".

2.3.4.1. Complejo del Veleta

Está principalmente formado una potente sucesión metasedimentaria, de varios miles de metros de potencia secundaria (es decir, no necesariamente original sino que se trata de una medida referida a la superficie interna más manifiesta, que corresponde a una superficie de foliación o, más probablemente, a varias replegadas y paralelizadas entre sí). Está mayoritariamente formada por micaesquistos grafitosos, junto con cuarcitas y otras litologías minoritarias, como ortoanfibolitas, que forman niveles de varios metros de potencia concordantes con la esquistosidad de los micaesquistos, y cuarcitas con albita, almandino y fengita (Puga, 1976; Martínez-Martínez, 1986; Puga et al., 2002a, 2004). Estas fengitas fueron datadas por K/Ar y dieron edades eoalpinas y mesoalpinas (Puga et al., 2002a, 2007).

Martin-Algarra et al., 2004	Brouwer, 1926	Puga et al., 2002a	García-Dueñas, 1988; Martínez-Martínez et al., 2002	de Jong y Bakker, 1991; de Jong, 2003			
Complejo Alpujárride							
Mármoles conglomeráticos	Konglomeratische Mergel	"Formación" Soportújar	Despegue de Mecina	Rauvacas			
Unidades Superiores del Complejo Nevado-filábride	Zona de Mezcla (Mischungszone)	Unidad de las Sabinas	Mármoles de la Atalaya, metabasitas y serpentinitas Esquistos de Tahal Esquistos de Montenegro con ortogneises Esquistos de Tahal Mármoles de la atalaya, metabasitas y serpentinitas	Unidad de Huertecicas Altas-Almocáizar Unidad de Macael-Chive			
		Fm. Soportújar					
		Unidad Ofiolítica	Metasedimentos. Metabasitas. Metaultramáficas.	Mármoles de Huertecica, con yeso y escapolita			
		Unidad de la Caldera	Mármoles alternantes con metapelitas claras con niveles de ortogneises. estratoideos. Metaconglomerados. Metapelitas oscuras con ortogneises graníticos tardivariscos y skam en mármoles	Metabasitas Esquistos de Tahal Esquistos de Montenegro. Esquistos de Tahal	Unidad de Calar Alto (Zona de cizalla de Dos Picos) Despegue de Filabres		
Unidades Inferiores del Complejo Nevado-filábride	Cristalino de Sierra Nevada	C. Veleta	Unidad de la Ragua	"Formación" San Francisco. Esquistos de Veleta.	Meta-areniscas y esquistos de Aulago.	Unidad de la Ragua	Complejo del Veleta

Tabla 2.3.1.- Selección de algunas nomenclaturas habitualmente utilizadas para la subdivisión del Complejo Nevado-Filábride y propuesta de equivalencia aproximada entre ellas (elaborada por A. Martín-Algarra; tomada de Vera, 2004). En negrita se indican los términos que hacen referencia a unidades o accidentes de naturaleza tectónica; en letra normal se indican algunos de los términos que se han utilizado informalmente para designar diferentes asociaciones litológicas con una cierta significación litoestratigráfica y petrológica. Los límites entre unidades (rayas gruesas) corresponden a accidentes tectónicos caracterizados con diversos criterios según los autores: para unos serían de naturaleza contractiva (límites entre unidades cabalgantes, o mantos de corrimiento) y, para otros, de naturaleza extensional, o bien resultarían de la superposición de procesos tectónicos contractivos y extensionales. Los despegues de Filabres y Mecina son rampas que cortan oblicuamente a la pila de unidades.

2.3.4.2. Complejo del Mulhacén

Está formado por dos mantos de corrimiento de origen cortical, formados por un basamento Paleozoico y una cobertera Mesozoica, las unidades de la Caldera y de las Sabinas (Puga, 1976), entre los que se encuentra, tectónicamente intercalado, otro manto de naturaleza ofiolítica (Puga, 1977, 1990) con protolitos de edad Jurásico-Cretácico (Hebeda et al., 1980; Portugal-Ferreira et al., 1988; Tendero et al., 1993; De Jong, 2003; Puga et al., 2005, 2011, 2017) (Fig. 2.3.4).

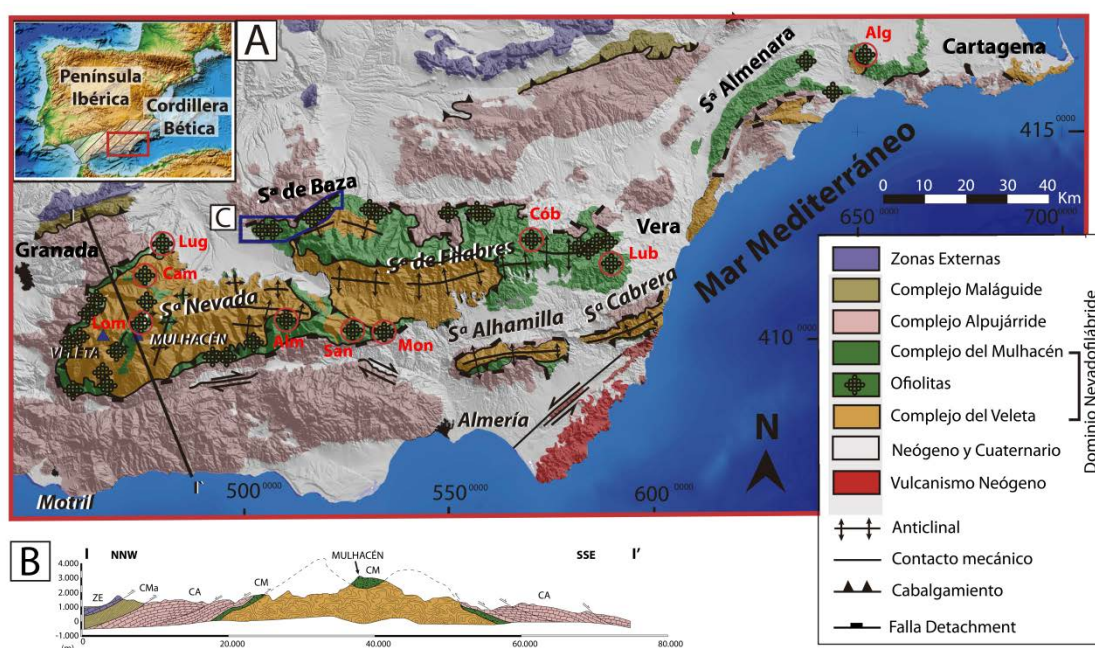


Figura 2.3.4.- A: Mapa geológico esquemático del sector centro-oriental de la Cordillera Bética, que muestra la distribución espacial de los complejos Veleta, Mulhacén, Alpujárride y Maláguide, y la situación de los principales afloramientos de ofiolitas del Complejo del Mulhacén (modificado de Puga et al., 2017). Las estrellas verdes de cuatro puntas representan los mayores afloramientos de la AOB. Las estrellas rodeadas de rojo indican la ubicación de los afloramientos ofiolíticos de los que se derivan la mayoría de las rocas estudiadas por Puga et al. (2017). Sierra Nevada: Lug = Lugros, Cam = Camarate, Lom = Loma Pelada, Alm = Almirez, San = Santillana, Mon = Montenegro; Sierra de Filabres: Cób = Cóbdar, Lub = Lubrín. Sierra del Algarrobo: Alg = Algarrobo. B: Corte geológico (I-I') de las Zonas Internas comenzando desde las Zonas Externas y pasando por el Mulhacén; C: Área correspondiente a la cartografía realizada en Sierra de Baza (Lozano et al., 2017), de donde proceden las ofiolitas estudiadas en esta Tesis.

2.3.5. Divisiones del Complejo del Mulhacén

2.3.5.1. Unidad de la Caldera

Está compuesta por un basamento pre-Alpino (Paleozoico y más antiguo) y una cobertera Mesozoica. En el basamento predominan los micaesquistos grafitosos que preservan localmente paragénesis metamórficas pre-Alpinas, de alto gradiente geotérmico en facies anfibolitas almandínicas, caracterizadas por el desarrollo de grandes porfidoblastos, parcialmente pseudomorfizados por paragénesis alpinas de alta P. Alternando con los micaesquistos grafitosos hay algunos niveles de cuarcitas y escasos lentejones de mármoles, que presentan fenómenos de skarn producidos por intercalaciones de ortogneises de origen granítico, cuya edad magmática ha sido datada como Carbonífero Superior (Puga, 1976; Puga et al., 1996b; Nieto, 1996; Nieto et al., 1997a; Puga et al., 2002a, 2007, 2017). La cobertera, está formada fundamentalmente por micaesquistos y cuarcitas con albita y granate, de colores claros, que alternan con algunos niveles de mármoles y de ortogneises riolíticos de edad Permo-Triásica (Nieto, 1996, Nieto et al., 2000; Puga et al., 2002a).

2.3.5.2. Unidad de las Sabinas

El basamento de la Unidad de las Sabinas está también compuesto por micaesquistos grafitosos pero, a diferencia del basamento de la Caldera, está poco desarrollado y no preserva paragénesis prealpinas claras, del tipo de las descritas en el basamento de la Caldera. Estos micaesquistos del probable basamento de las Sabinas, presentan una paragénesis peculiar formada por una asociación estable de cloritoide y estaurólita, que está solo presente en este nivel de micaesquistos dentro del complejo Nevado-Filábride, junto con distena, granate almandínico, alguno con textura en atolón, y abundante rutilo. En este basamento se encuentran algunas intercalaciones de gneises graníticos, datados como hercínicos (Nieto, 1996; Gómez-Pugnaire et al., 2000; Puga et al., 2002a; Martínez-Martínez et al., 2010), con textura porfiroide, que desarrollan fenómenos de skarn en las rocas encajantes (Puga, 1976; Nieto, 1996; Nieto et al., 1997a; Puga et al., 2002a, 2007) y son indicadoras de la edad pre-hercínica de este basamento. Su cobertera, bien desarrollada, está constituida por una alternancia de micaesquistos claros, con granate, anfíbol, albita y epidota, o bien con granate, cloritoide, estaurólita y/o distena, similares a los que forman los micaesquistos de su basamento. Estos esquistos claros, alternan con abundantes niveles de ortogneises riolíticos datados como permotriásicos, y con mármoles calizos, o calizo-dolomíticos, frecuentemente cipolínicos (Puga et al., 2002a, 2007).

Estos mármoles son equivalentes a la denominación de "Formación las Piletas" por Gómez-Pugnaire, (1979) y a "Mármoles de las Casas", descritos por Jabaloy Sánchez, (1993), quienes consideran, que están en contacto estratigráfico con la Unidad infrayacente. Para García Dueñas et al., (1988), estos mármoles forman parte

de la “Unidad de Bédar-Macael” y esta unidad está superpuesta mecánicamente sobre la Unidad inferior, que la denominan “Unidad de Calar Alto” (equivalente a gran parte de la Unidad Ofiolítica en esta Tesis).

2.3.5.3. Unidad Ofiolítica

Está constituida por una asociación de rocas ultramáficas, básicas y sedimentarias, similares a las que se generan en ambientes de dorsal oceánica (Puga, 1990). Estas litologías han sido posteriormente caracterizadas petrológica y geoquímicamente como integrantes de una asociación ofiolítica, desmembrada y metamorfizada, procedente del extremo occidental del desaparecido Océano Tethys Alpino, de edad jurásico-cretácica, e incorporada al margen continental durante la orogenia alpina (Tendero et al., 1993; Puga, 1990, 2005; Puga et al., 1999a, 2002a, 2005, 2007, 2011, 2017).

2.3.5.4. Formación Soportújar

La Formación Soportújar fue denominada así, por Puga et al. (1984) por encontrarse la formación tipo en las cercanías del pueblo con el mismo nombre, en la comarca de la Alpujarra granadina, dentro del Parque Natural de Sierra Nevada. Las litologías más características de esta formación son rocas meta-conglomeráticas de matriz carbonatada y filitas negras con biotita y localmente escapolita, entre las que se encuentran intercaladas, meta-andesitas basálticas de edad Paleoceno-Eoceno, (Puga et al., 1996a, 2007). Suele presentar bloques de mármoles y pequeños cantos de ortogneises en una matriz tufítica. Los bloques de ortogneises pueden proceder de las Unidades de la Caldera o de las Sabinas infrayacentes. Los numerosos cantos milimétricos, de color verde, de naturaleza andesítica, que están más concentrados en algunos niveles de esta Formación, indican superficies de estratificación del material piroclástico (Puga et al., 1996a, 2007). El depósito de este material carbonatado debió hacerse en un medio continental a juzgar por sus relaciones isotópicas de O y C, y su coexistencia con yeso en algunos afloramientos (Puga et al., 1996a). Estos sedimentos fueron afectados por el metamorfismo mesoalpino de bajo grado, que transformó los cantos andesíticos de las tufitas en cloritoesquistos albiticos, ricos en rutilo y turmalina elbaítica, de grano muy fino. Las rocas ígneas de esta formación se presentan como lentejones, diques, o pequeños cuerpos subvolcánicos, además de como material piroclástico disperso entre los sedimentos coetáneos, originando las tufitas (Puga et al., 1996a, 2007).

Las diferentes litologías de origen sedimentario de la Formación Soportújar, que presentan un grado metamórfico menor que el resto de las rocas del Complejo del Mulhacén, debieron depositarse en pequeñas cuencas continentales y evaporíticas, en una etapa intraorogénica alpina, sobre materiales de este complejo ya afectados por el

metamorfismo eoalpino, de alta presión, pero antes del último apilamiento tectónico de sus unidades (Puga et al., 1996a, 2007).

Esta formación constituye, por tanto, un nivel guía indicativo de la superposición de diferentes unidades tectónicas dentro del Complejo del Mulhacén. Se trata de un nivel poco potente pero de gran homogeneidad litológica, que está presente en pequeños afloramientos aislados en toda la extensión del Complejo del Mulhacén (Puga et al., 2002a, 2017).

2.3.6. Divisiones de la Unidad Ofiolítica Bética

2.3.6.1. Secuencia Mantélica

Las rocas ultramáficas de esta unidad son mayoritariamente serpentinitas con diópsido y Ti-clinohumita (Puga et al., 1999a) y rocas ultramáficas serpentinizadas en el fondo oceánico y posteriormente metamorfizadas, formadas por agregados aciculares de olivino y enstatita con texturas pseudo-spinifex, conocidas como harzburgitas secundarias (Puga et al., 1999a). Tanto unas como otras presentan abundantes diques doleríticos estirados dúctilmente, que fueron parcialmente rodingitizados durante el proceso de metasomatismo de fondo oceánico y que han sido transformados en metarodingitas, o eclogitas, durante el metamorfismo eoalpino.

Uno de los afloramientos de rocas ultramáficas más estudiado es el Cerro del Almirez (Alm en la figura 2.3.4, p.e. Puga et al., 1991b, 1995b, 1997, 1999b; Ruiz-cruz et al., 1999; Garrido et al., 2005; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005, 2009; Padrón-Navarta et al., 2008, 2011; Marchesi et al., 2013, Jabaloy-Sánchez et al., 2014). Marchesi et al. (2013), piensan que el macizo ultramáfico del Cerro del Almirez está compuesto por serpentinita de antigorita y harzburgita con clorita separadas por una estrecha zona de transición que marca el frente de la deshidratación de serpentinita generada a alta presión en un entorno de paleo-subducción. Donde las peridotitas se sometieron a una intensa serpentización del lecho marino en un sistema dominado por fluidos. La deshidratación se produjo en un sistema abierto que involucra fluidos externos equilibrados con fuentes corticales, como rodingitas y metasedimentos. Garrido et al. (2005) piensan que el agotamiento de los elementos traza (HFSE) en relación con los basaltos (N-MORB) es la huella digital geoquímica más distintiva del magmatismo de subducción en las rocas ultramáficas del Cerro del Almirez. Defienden que esta firma de "subducción" se adquiere durante la fusión y/o transferencia de fluidos en la cuña del manto o en la corteza de la placa oceánica subducida.

2.3.6.2. Secuencia plutónica

Está constituida por gabros y doleritas piroxénico-olivínicos y piroxénicos, que han sido transformados mayoritariamente en eclogitas y/o anfibolitas. Son muy

características las eclogitas de textura coronítica procedentes de gabros olivínico-piroxénicos. Esta secuencia en ocasiones aparece recubriendo a la secuencia mantélica y, a pesar de que las paragénesis ígneas han sido obliteradas al transformarse en eclogitas y anfibolitas, las rocas pertenecientes a ella suelen conservar las estructuras y texturas relictas correspondientes a gabros o doleritas (Puga, 1990; Puga et al., 2007, 2017).

2.3.6.3. Secuencia Volcánica

Aflora como niveles de rocas básicas, igualmente metamorfizadas en facies de eclogitas y anfibolitas, que recubren en ocasiones a las rocas ultramáficas o a las plutónicas. Suele estar constituida por basaltos olivínico-piroxénicos que, localmente presentan disyunciones columnares y textura vacuolar, con tránsitos a lavas masivas o con algunos niveles de pillow lavas deformadas.

2.3.6.3. Secuencia Sedimentaria

Recubriendo a las anteriores secuencias, existe una serie compuesta por calcoesquistos, con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y micaesquistos ocasionalmente grafitosos, a menudo cloríticos y epidóticos, entre los que se encuentran algunas intercalaciones de anfibolitas en forma de sills y/o bloques, con igual composición química y mineralógica que los metabasaltos infrayacentes (Puga, 1990; Puga et al., 2002a, 2005, 2011). En un nivel de mármoles de esta secuencia sedimentaria ofiolítica, en Sierra de Filabres, se identificaron objetos ankeríticos asimilables por su forma y tamaño a restos de foraminíferos planctónicos del Cretácico (Tendero et al., 1993).

2.3.7. Significado de las ofiolitas del Complejo del Mulhacén (AOB)

La asociación de rocas básicas y ultramáficas metamorfizadas presente en el Complejo del Mulhacén fue interpretada hace algunas décadas como procedente de protolitos ígneos originados en un estadio geosinclinal temprano de la Orogenia Alpina (Nijhuis, 1964; Voet, 1967; Puga, 1976). Sin embargo, estudios petrológicos y geoquímicos más detallados de estas rocas y de los metasedimentos que las recubren, han llevado a interpretarlas como los restos de una asociación ofiolítica desmembrada y metamorfizada (Puga, 1977; Burgos et al., 1980; Díaz de Federico, 1980; Bodinier et al., 1987; Puga et al., 1989a, b), que fue definida por Puga (1990) como la Asociación Ofiolítica Bética (AOB). El avance en los conocimientos sobre la geoquímica de elementos trazas e isótopos de las rocas básicas, ultramáficas y carbonatadas (Puga et al., 1996b, 2017), así como la edad absoluta de sus rocas básicas (Hebeda et al., 1980; Portugal et al., 1988; Puga et al., 1991; 1999a, 2002a, 2005, 2011, 2017) apoyan la hipótesis acerca del carácter ofiolítico de esta asociación.

La controversia sobre el origen oceánico o continental de los magmas a partir de los cuales se formaron las metabasitas integrantes de algunas asociaciones ofiolíticas, metamorizadas y desmembradas, como las de los Alpes o la AOB, ha sido común desde que se introdujo la teoría de la procedencia de estas asociaciones a partir de suelos oceánicos fósiles (Coleman, 1977) hasta la actualidad. Para algunos afloramientos de ofiolitas de los Alpes que no habían sido investigados con suficiente profundidad, desde diferentes puntos de vista, persistió esta controversia durante décadas (Steinmann y Stille, 1999). Sin embargo, el grado de conocimiento actualmente existente sobre las Ofiolitas Alpino-Apenínicas y, consecuentemente, de la aceptación de su génesis como reliquias del Tethys Alpino (u occidental), incorporadas a los márgenes continentales durante la consunción de este océano a partir del Cretácico Superior, es claramente superior al que se tiene sobre las Ofiolitas Béticas (cf. entre otros, Gómez Pugnare et al., 2000). No obstante, la interpretación de las ofiolitas Béticas como procedentes del suelo oceánico tethysiano también ha sido incorporadas por otros autores a reconstrucciones paleogeográficas del Mesozoico de la región mediterránea centro-occidental (Guerrera et al. 1993).

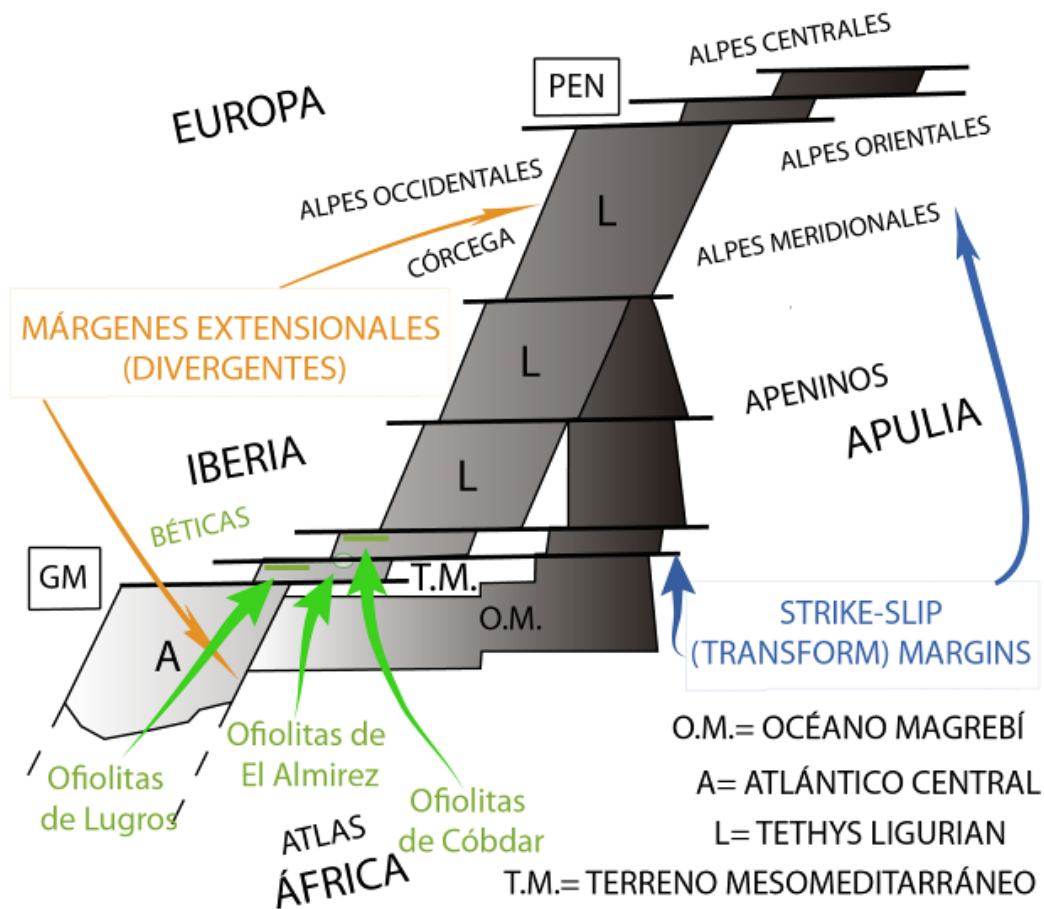


Figura 2.3.5.- Esquema palinspástico del Tethys Ligur en el Jurásico Superior modificado de Lemoine et al., (1987), con indicaciones del ambiente de génesis más probable de los afloramientos de ofiolitas de Cóbдар, Lugros y el Almiraz (Puga, 1990, ligeramente modificado).

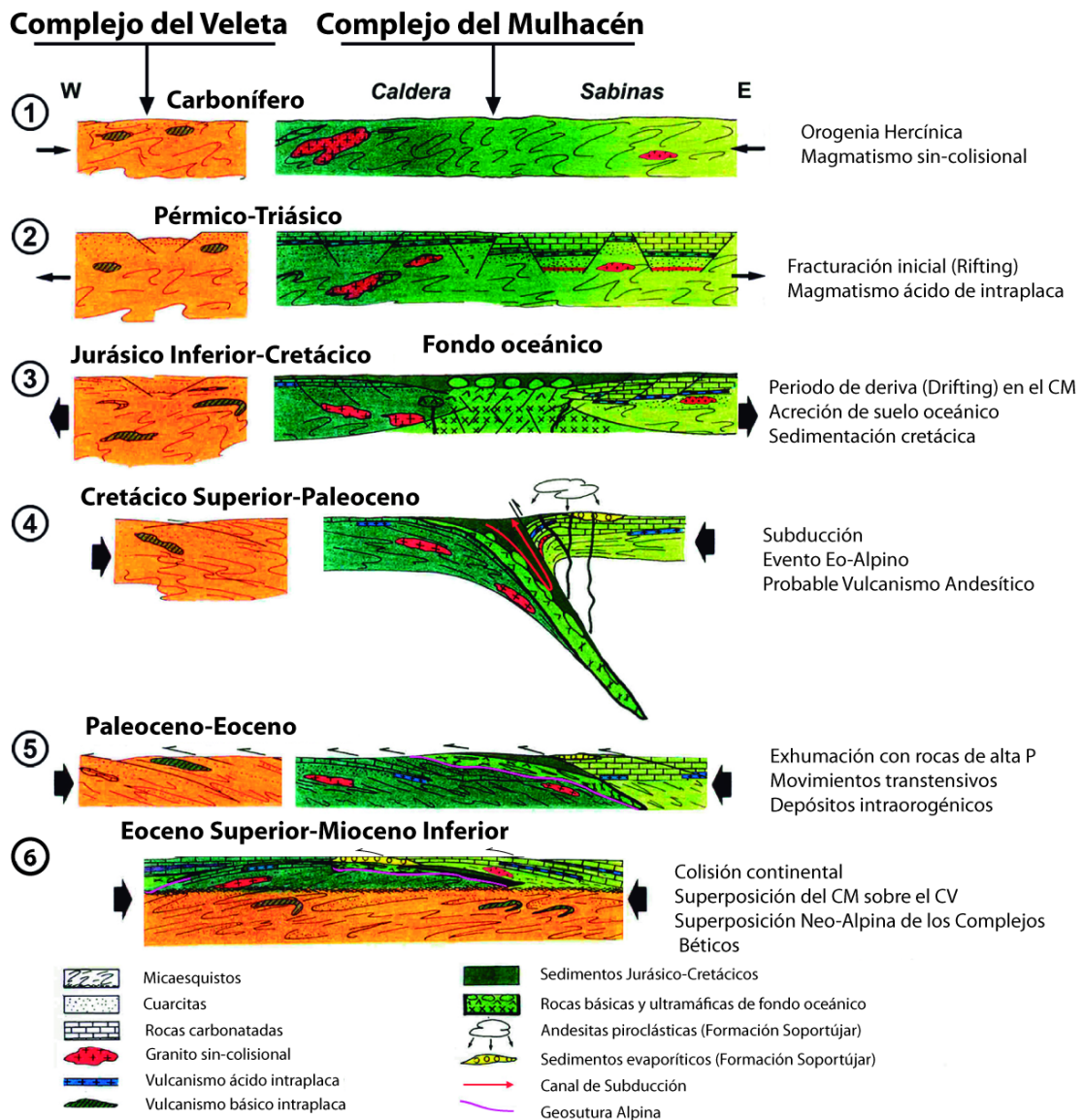


Figura 2.3.6.- Esquema evolutivo de los Complejos del Veleta y Mulhacén desde el Carbonífero hasta el Oligoceno Final, mostrando la acreción Jurásico-Cretácica del suelo oceánico del que deriva la AOB y su desaparición parcial como consecuencia de la subducción eo-alpina, seguidos de una serie de estadios metamórficos y de deformación durante los acontecimientos meso-alpino y neo-alpino (Puga et al., 2017).

La aceptación de la existencia de ofiolitas en la Cordillera Bética incluidas en reconstrucciones paleogeográficas ha ido creciendo desde los trabajos de Andrieux et al., (1989) y Favre y Stampfli (1992) hasta las más recientes de Beccaluva et al., (2005), Bortolotti y Principi, (2005), Handy et al. (2010) o Furnes et al. (2014). Actualmente, la AOB se considera formada por fragmentos metamorfozados de una losa de litosfera oceánica, generada durante la etapa distensiva Jurásica, en la zona de unión del extremo occidental del Tethys con el Océano Atlántico (Fig. 2.3.5), en una situación similar a la deducida para las ofiolitas de los Alpes.

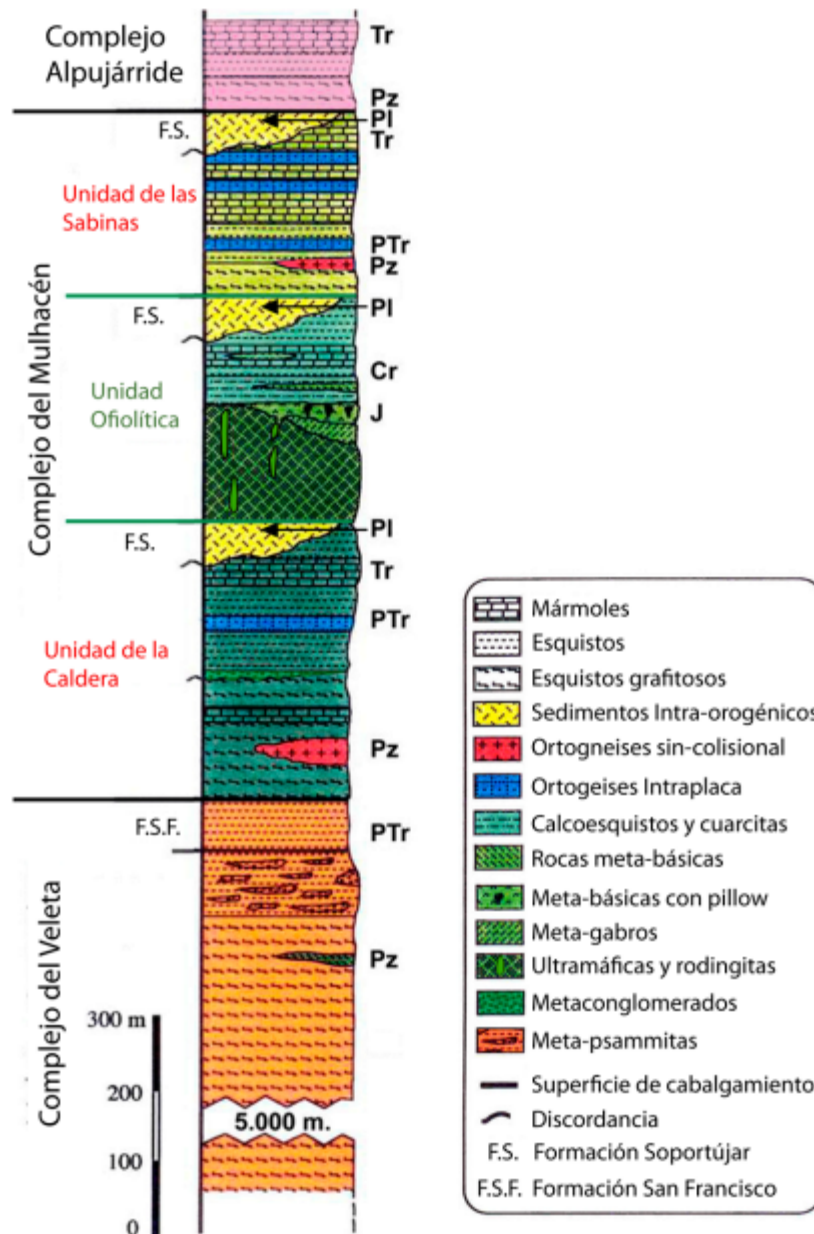


Figura 2.3.7.- Columna litoestratigráfica simplificada con los principales tipos de rocas y formaciones que conforman los complejos del Veleta y del Mulhacén modificado de Puga et al. (2011). Pz: Paleozoico, PTr: Pérmico-Triásico, T: Triásico, J: Jurásico, Cr: Cretácico, PI: Paleoceno. Edades radiométricamente datadas o geológicamente más probables según Puga et al. (2017).

Esta losa litosférica fue en su mayor parte consumida, por subducción, en una etapa compresiva subsecuente, originada por la convergencia entre las placas Ibérica y Africana, que se inició en el Cretáceo Superior (Dewey et al., 1989). Según Puga et al. (1999a,b, 2000, 2002a, 2005, 2011, 2017), en una etapa de distensión relativa de edad Paleocena, parte del suelo oceánico subducido fue exhumado, después de haber experimentado metamorfismo en condiciones de facies eclogitas, y se incorporó a los márgenes continentales adyacentes formando las ofiolitas perimediterráneas entre las que se encuentran las escamas tectónicas de la AOB, que se han imbricado entre los

materiales continentales del Complejo del Mulhacén como consecuencia de la tectónica Alpina (Fig. 2.3.6).

La figura 2.3.6 se muestra una evolución geológica esquemática centrada en mediante la génesis y evolución metamórfica de la AOB y de sus relaciones espacio-temporales con las otras unidades integrantes del Complejo del Mulhacén. Este esquema está basado en datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos, tanto de las ofiolitas como de las otras unidades integrantes de los Complejos del Mulhacén y del Veleta, cuyas situaciones espaciales relativas y litologías se muestran en las figuras. 2.3.4A y 2.3.7. Este modelo está basado fundamentalmente en el estudio especialmente detallado de los afloramientos de Cóbdar, Lugros y el Almirez, mientras que los resultados de esta Tesis en las ofiolitas de Sierra de Baza, han completado estos resultados para la zona oriental del Complejo del Mulhacén.

Por otro lado, el estudio geoquímico comparativo de uno de los afloramientos de la AOB de la zona oriental (El Algarrobo en Cartagena, Murcia), con los de las zonas central y occidental, mostrado en la figura 2.3.8, indica la procedencia de los magmas del extremo Este de la AOB de una fuente mantélica más empobrecida (que genera magmas tipo N-MORB) y más superficial (con mayor contenido en HREE), que la que generó los magmas de los afloramientos previamente investigados (Lugros, Cóbdar y el Almirez). En estos momentos, se está profundizando en el conocimiento de las características de la AOB en el extremo oriental del Complejo del Mulhacén, para dilucidar si los cambios antes mencionados obedecen a diferencias locales del ambiente tectónico de génesis (mayor o menor influencia de fallas transformantes a lo largo de la dorsal u otros fenómenos locales), o bien obedece a una evolución espacial más general de la fuente mantélica a partir de la cual se generan los magmas de la AOB, o a la profundidad de la misma, que puede haber variado también a lo largo del tiempo durante el periodo de expansión oceánica.

A pesar del metamorfismo, trazadores geoquímicos como tierras raras y algunos elementos incompatibles HFSE (*high field strength elements*), siguen proporcionando información útil sobre el ajuste tectono-magmático original. Las rocas de la AOB muestran analogías geoquímicas con las ofiolitas de los Alpes y los Apeninos, mientras que difieren de las ofiolitas generadas en el Mediterráneo oriental, donde se han registrado afinidades supra-subducción (Beccaluva et al., 2005; Sacconi et al., 2008b y 2011). La comparación de las composiciones de los magmas de la AOB con las correspondientes a los magmas actuales de diferentes entornos tectónicos (Fig. 2.3.8A-D) indica que la afinidad geoquímica de los diferentes tipos de rocas básicas de la AOB es principalmente E-MORB o T-MORB y, localmente, N-MORB sólo para el caso de magmas procedentes del afloramiento de El Algarrobo (Fig. 2.3.8C, D). En resumen, las rocas básicas de la AOB estudiadas por Puga et al. (1999a, 2005, 2007, 2011 y 2017) se derivan de magmas toleíticos ricos en Ti (Fig. 2.3.8A). Esta afinidad magmática es característica de ofiolitas ricas en Ti derivadas del suelo oceánico creado en dorsales alejadas de zonas de subducción (Beccaluva et al., 2005).

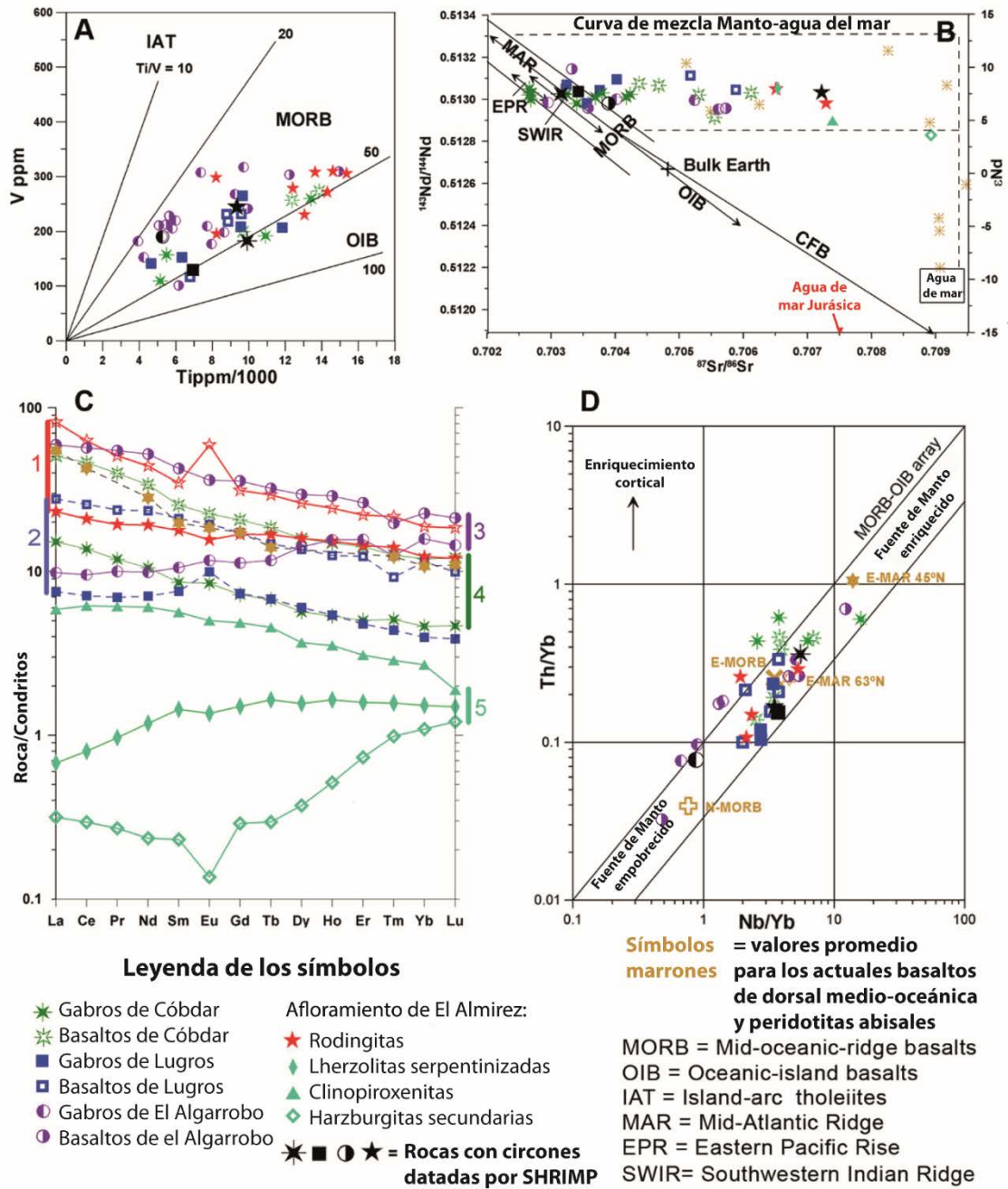


Figura 2.3.8.- Distribución de elementos traza poco móviles (A), o sus relaciones (D), valores de REE normalizados a condritos (C) e índices isotópicos de Sr frente a Nd (B) de las diferentes litologías que forman la AOB en comparación con magmas básicos de tipo MORB, OIB y IAT, modificados de Puga et al. (2011) para incluir los siguientes afloramientos: Córdar, Lugros, Algarrobo y Almirez. (A) Diagrama Ti/1000 frente a V (Shervais, 1982); (D) Diagrama Nb/Yb frente a Th/Yb (Pearce, 1982); (C) Diagrama de REE normalizado a Condritos de las rocas básicas y ultramáficas, utilizando valores normalizadores de Boynton (1984); (B) Diagrama de correlación de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ frente a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas básicas y ultramáficas de las Ofiolitas Béticas, en comparación con peridotitas abisales (datos de Snow et al., 1994); las líneas discontinuas que muestran las curvas de mezcla manto-agua de mar para las peridotitas abisales también son aportadas por Snow et al. (1994); Valores isotópicos Sr y Nd para EPR (Eastern Pacific Rise), MAR (Mid-Atlantic Ridge), SWIR (South Western Indian Ridge) y valores de OIB (Oceanic Island basalts) de Hoffman, 1997; Los valores CFB (continental flood basalts) de Marzoli et al. (1999). Obsérvese que en la figura A, B, D también se representan, con color negro, las rocas radiométricamente, datadas, derivadas de cada uno de los cuatro afloramientos seleccionados, para mostrar la similitud química entre las rocas datadas y las otras rocas de los mismos afloramientos que no han sido datadas (Puga et al., 2017).

La mayoría de las rocas básicas de la AOB (Fig. 2.3.8C y D) son consistentes con el valor promedio de E-MORB de Sun y McDonough, (1989), y con el volcanismo actual a 63°N, y menos comúnmente a 45°N, en la dorsal medio-oceánica del Atlántico medio. El enriquecimiento en Th/Yb de algunas rocas de Cóbdar y el Algarrobo (Fig. 2.3.8D), puede estar relacionado con la asimilación de corteza continental adelgazada o a la interacción del magma básico con rocas corticales situadas en el margen continental. Magmas toleíticos similares a los que formaron la AOB son típicos de las dorsales medio-oceánicas que se expanden lentamente, especialmente en las etapas iniciales de oceanización, cuando las crestas embrionarias evolucionan después de la ruptura continental, es decir, durante una transición entre *rifting* y *drifting*, antes de un régimen de extensión estable. Por tanto, las rocas de la AOB pueden clasificarse como "Ofiolitas de margen continental" según las clasificaciones de Pearce (2014) y Saccani et al. (2015).

Las características geoquímicas y petrológicas de la AOB sugieren un ambiente de dorsal de expansión ultra-lenta, similar a la propuesta por Piccardo, (2008) para el Tehys Jurásico Ligur. De hecho, las actuales dorsales medio-oceánicas ultra-lentas (como la de Gakkel en la región Ártica y la dorsal del suroeste de la India) se caracterizan típicamente por una actividad magmática relativamente escasa y episódica, originada principalmente por fundidos T y E-MORB; éstos forman los "segmentos magmáticos" que se distinguen por la abundancia de rocas básicas y que están unidos entre sí por "segmentos amagmáticos", en los que la peridotita serpentizada es la litología predominante (Dick et al., 2003; Michael et al., 2003). Esta alternancia de rocas básicas y ultramáficas a lo largo de las dorsales medio-oceánicas ultra-lentas actuales es similar a la que caracterizan las litologías encontradas en los afloramientos ofiolíticos béticos, a lo largo de su extensión de unos 250 km en el Complejo del Mulhacén (Fig. 2.3.4), a pesar de las modificaciones posteriores sufridas durante su posterior subducción (Puga et al., 2017). El enriquecimiento de las rocas básicas de la AOB en elementos traza incompatibles que generan un carácter predominante de E-MORB y T-MORB, en relación con N-MORB, podría estar relacionado, en teoría, con la actividad de fuentes mantélicas por el ascenso de plumas mantélicas comparativamente enriquecidas en elementos traza (Gale et al., 2013), pero según Puga et al. (2011, 2017), para el caso de la AOB, es más probable atribuirlo a magmas con las siguientes características: (1) grado de fusión relativamente bajo y (2) asociados con fuentes de manto litosférico metasomatizado.

La amplia variación isotópica de la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las Ofiolitas Béticas (Fig. 2.3.8B) puede explicarse por los diferentes grados de metasomatismo sufrido por las rocas básicas y ultramáficas en el fondo del océano. Este proceso afectó más intensamente a los basaltos que a los gabros de cada uno de los afloramientos estudiados (Lugros, Cóbdar y Algarrobo) y, en mayor grado, a las rocas ultramáficas y los diques de dolerita intruídos en ellas, que alcanzaron las relaciones isotópicas Sr más elevadas, típicas de las aguas marinas del Jurásico (0.7072-0.7075: Jones et al., 1994), durante su metasomatismo oceánico, originando la rodingitización y el proceso

de serpentinización contemporáneo (Puga et al., 1999a). De manera similar, las peridotitas abisales de las zonas de fractura oceánica actuales (Fig. 2.3.8B) también muestran un aumento en los valores de los isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ debido a la contaminación por el agua del mar actual ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7092$: Snow et al., 1994), la cual también ha afectado a alguna de las serpentinitas del Almirez, que alcanzan valores de la relación isotópica de Sr similar a la alcanzada por las peridotitas abisales (Puga et al., 2017).

De acuerdo con lo anteriormente expuesto se puede afirmar que las características geoquímicas de la AOB Béticas son similares a las de las ofiolitas Alpino-Apenínicas, que también derivan del suelo oceánico Jurásico del Tethys Alpino occidental (Puga et al., 2011; Beccaluva et al., 2005; Puga, 2005; Handy et al., 2010; Puga et al., 2011, 2017). Para dicha ofiolitas existen modelos interpretativos sobre su ambiente de génesis a partir de diferentes dominios supuestamente existentes en el Tethys occidental (Lemoine et al., 1987; Beccaluva et al., 1984, 2005). Estos modelos generales (Figs. 2.3.5, 2.3.9) han sido contrastados, y parcialmente modificados para afloramientos concretos, por sus propios autores y por otros investigadores, pero su validez integradora de los procesos ígneos, sedimentarios y metamórficos que explican la situación alóctona de estas secuencias ofiolíticas y sus condiciones de génesis y evolución tectono-metamórfica, gozan de un elevado grado de aceptación entre la comunidad científica internacional. Para algunos afloramientos de las ofiolitas Béticas, especialmente para los de Lugros y el Almirez, en Sierra Nevada, y el de Córdar en Sierra de Filabres (Fig. 2.3.4), se han publicado sus edades radiométricas, correspondientes al Jurásico inferior y sus posibles ambientes geodinámicos de génesis (Puga, 1990, 2005; Puga et al, 2002a, 2005, 2009, 2011, 2017), que corresponderían a diferentes dominios tectónicos dentro del Océano Bético, de acuerdo con las características petrológicas y geoquímicas diferenciales entre estos afloramientos. Estas conclusiones han sido gráficamente adaptadas para los afloramientos de la AOB en la figura 2.3.10, en la que se conectan, del NE al SW, las cuencas oceánicas alpino-apenínicas del Tethys occidental con las del Atlántico Central, ya que todos estos dominios oceánicos se abrieron a aproximadamente la misma edad, en el entorno del Jurásico medio.

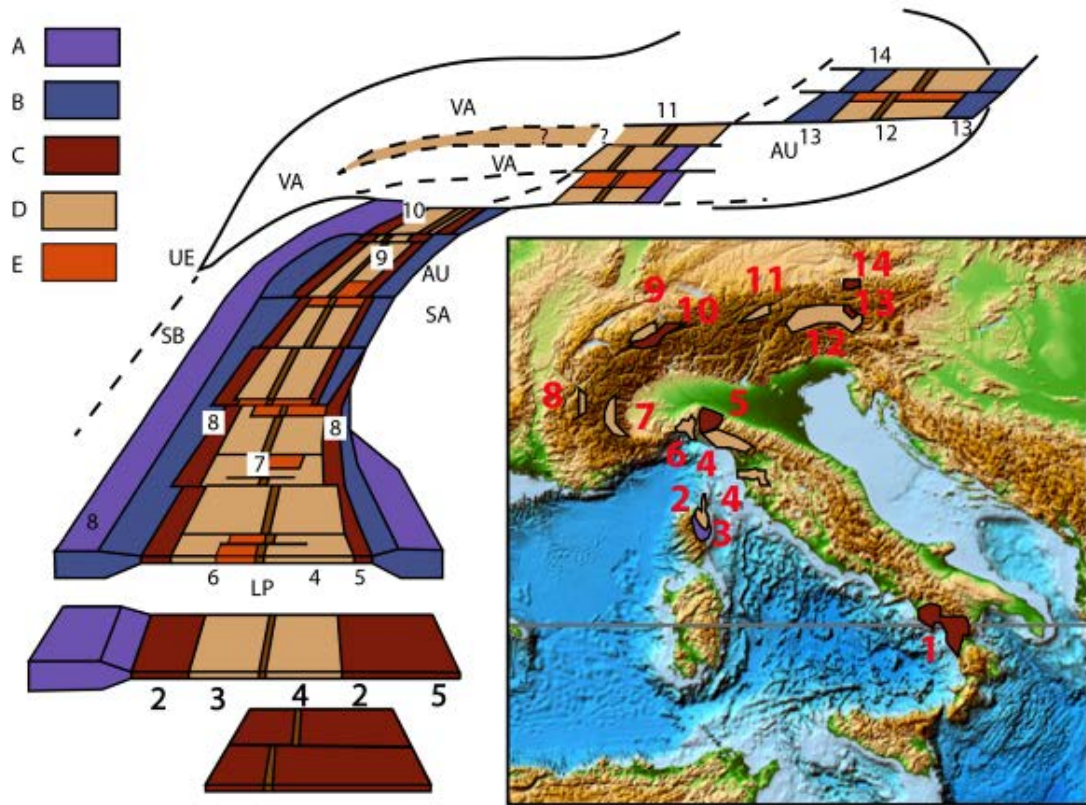


Figura 2.3.9.- Reconstrucción paleogeográfica esquemática de la cuenca Jurásica del Tethys occidental según Beccaluva et al. (1984), mostrando la distribución de las ofiolitas Alpino-Apenínicas y los posibles ambientes de génesis intra-oceánicos, para los principales afloramientos de estas ofiolitas, de acuerdo con sus respectivas características petrológicas y geoquímicas. 1: Calabria; 2: Balagne. Córcega; 3: Inzecca. Este de Córcega; 4: Ligurides internos. Toscana; 5: Norte de los Apeninos. Ligurides externos; 6: Voltri massif; 7: Monviso; 8: Mon genevre; 9: Zermatt-Saas y Unidades Combin; 10: Unidad Antrona; 11: Ventana Engadine; 12, 13 y 14: Área de la ventana de Taurern. Austria.

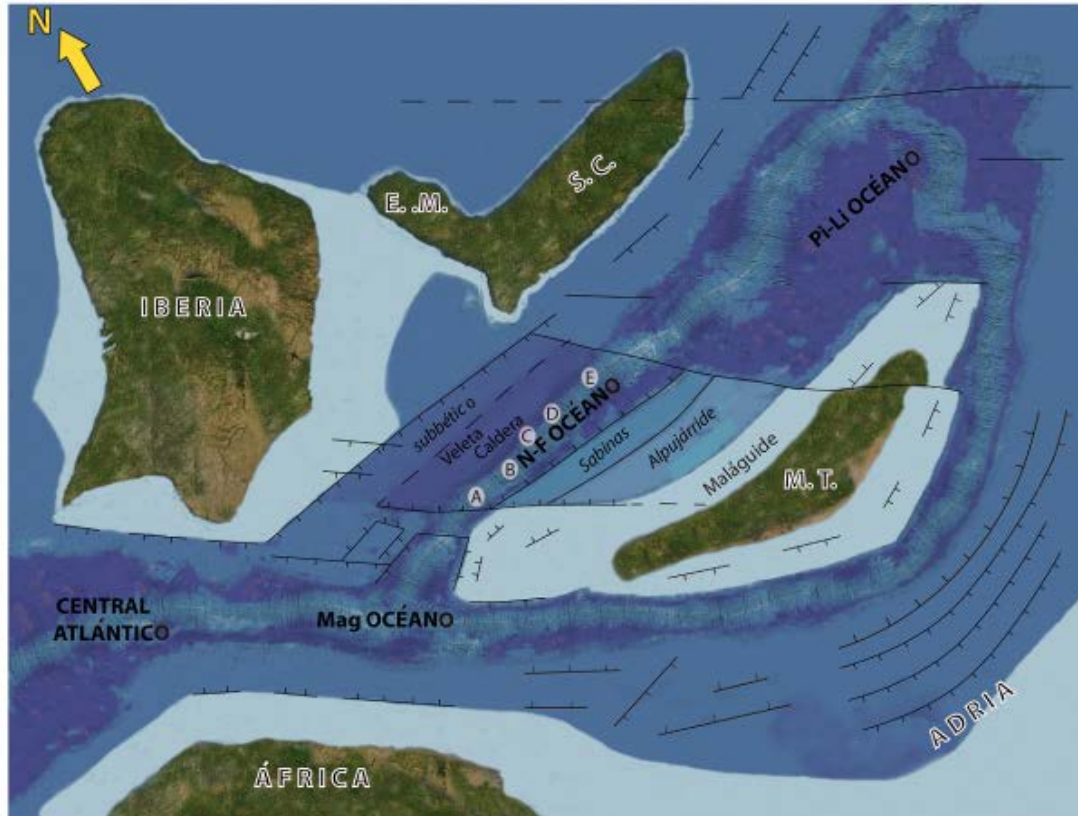


Figura 2.3.10.-Paleogeografía para el Cretácico inferior de la región centro-occidental del Mediterráneo y distribución de las cuencas oceánicas según Guerrero et al. (1993), complementado por Puga et al., (2011, 2017) para mostrar la procedencia relativa de los afloramientos de Ofiolitas Béticas: Lugros (A); Almiraz (B), Sierra de Baza (C); Cóbda (D); El Algarrobo (E), dentro del Océano Nevado-Filábride (Puga et al., 2017), que se prolongó de NE SW conectando el Océano Liguro-Piamontés (Pi-Li Ocean), del que proceden las ofiolitas Alpino-Apenínicas, con el Atlántico Central.

Existen modelos interpretativos de la evolución metamórfica en Alpes y Apeninos desde las etapas de metamorfismo de fondo oceánico hasta la acontecida durante los diferentes acontecimientos metamórficos distinguidos durante la Orogenia Alpina subsecuente (Desmons, 1989) cuya comparación con la evolución metamórfica establecida, hasta el momento, para los afloramientos mejor conocidos de la AOB (Puga et al., 1999a, 2000, 2002a, b, 2017) es posible: la evolución metamórfica de los afloramientos ofiolíticos de la zona centro-occidental del Complejo del Mulhacén muestra grandes semejanzas con la evolución de las Ofiolitas Alpinas de la zona de Zermatt-Saas (compárense las Figs. 2.3.11 y 2.3.12). Las condiciones de P-T del metamorfismo y el metasomatismo de fondo oceánico anteriormente mencionados se ajustan a un rango de P-T calculado para los anfíboles marrones de las metabasitas de Cóbda (Puga et al., 2002b; Ruiz-Cruz et al., 2007). Por su parte, el metamorfismo orogénico se inició con la subducción del fondo oceánico durante un primer evento metamórfico, Eo-alpino, que alcanzó condiciones de facies eclogitas. Durante la exhumación posterior en el margen continental de parte del suelo oceánico subducido tuvieron lugar otros acontecimientos metamórficos (Meso- y Neo-alpino) que se desarrollaron durante el Oligoceno y el Mioceno (Puga et al., 1999a, 2000, 2002a, 2017, Ruiz Cruz et al., 1999). Sucesivas paragénesis en facies eclogitas, anfibolitas de

Ab-Ep y Esquitos Verdes se desarrollaron durante estos tres eventos metamórficos, varias veces sobre impresionando las paragénesis y texturas ígneas originales (Puga et al., 1999b, 2000, 2002b, 2005, 2011; Ruiz-Cruz et al., 2007).

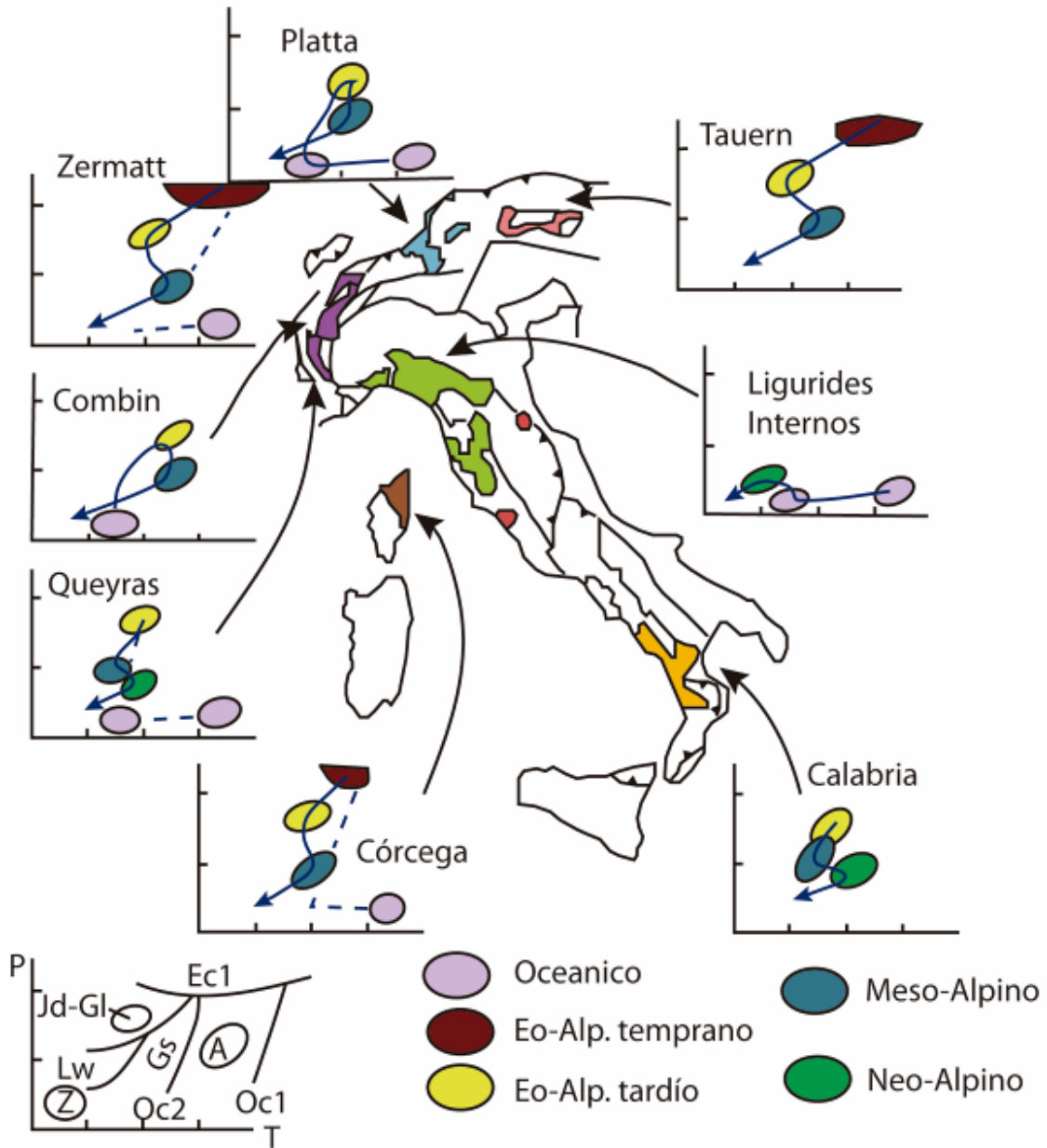


Figura 2.3.11.- Evolución metamórfica de los principales afloramientos de ofiolitas Alpino-Apenínicas (Desmons, 1989). El gráfico de la esquina inferior izquierda muestra las facies metamórficas como pequeños campos con las siguientes abreviaturas: A = anfibolitas, Ec1 = eclogitas, GS = esquitos verdes, Jd-Gl = jadeita-glaucófana, Lw = lawsonita-albita-clorita, Oc 1 y 2 = facies producidas por metamorfismo oceánico, Z = zeolitas.

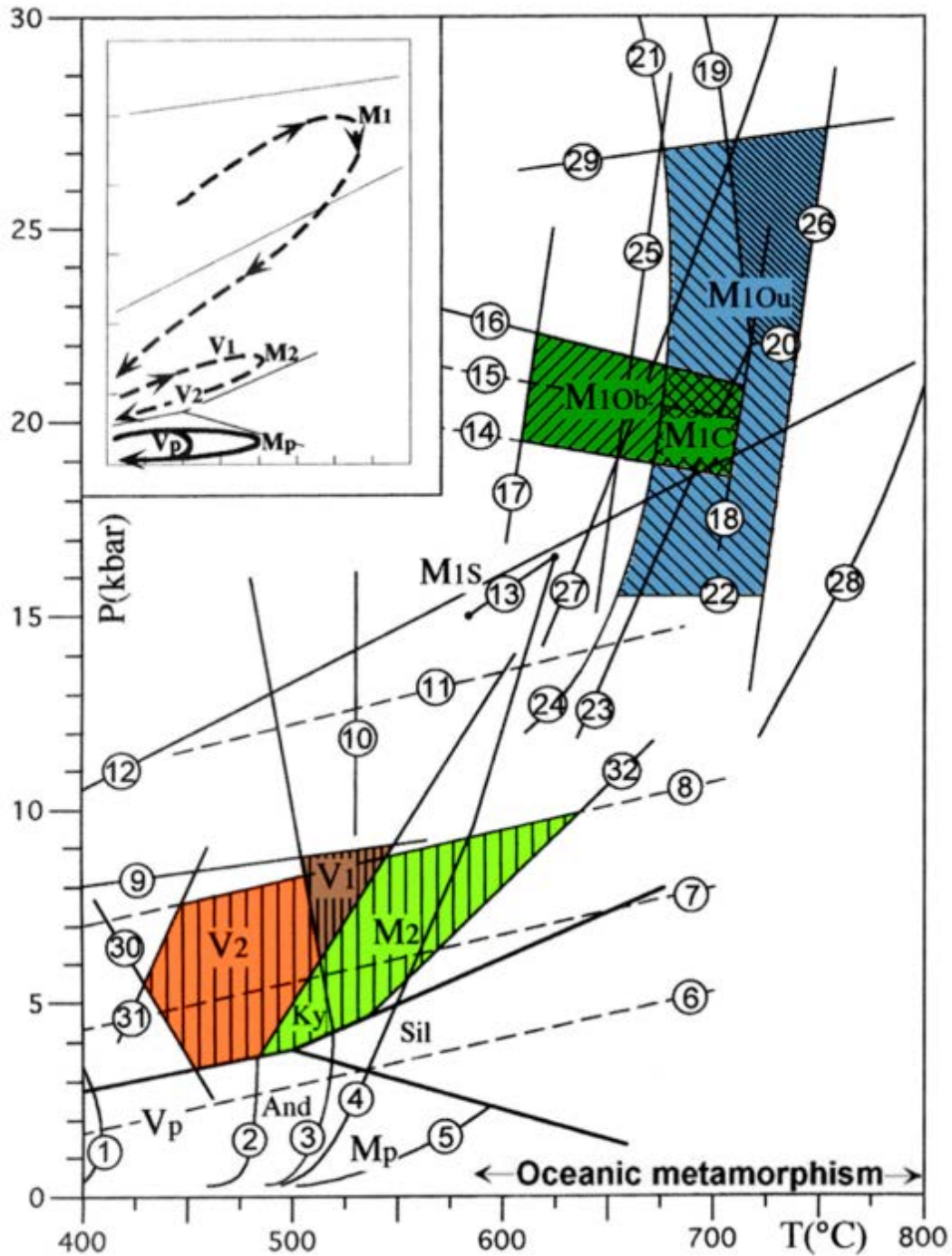


Figura 2.3.12.- Diama P-T mostrando las condiciones del clímax metamórfico estimadas para rocas básicas y ultrabásicas de la AOB en acontecimientos metamórficos sucesivos: Océánico, Eo-alpino y Meso-alpino. Arriba a la izquierda se indican las curvas P-T-t simplificadas para la AOB y se muestran también las condiciones P y T de inicio del acontecimiento de retrogresión neo-alpino (Puga et al., 2002a, 2017).

Las trayectorias P-T mostradas en el recuadro superior de la figura 2.3.12 representan la evolución temporal del metamorfismo orogénico en la AOB y otras rocas del CM procedentes de la facies eclogítica, con las condiciones P-T máximas representadas aproximadamente por M1, seguidas por condiciones de facies anfibolitas Ab-Ep y facies de esquistos verdes, con unas condiciones de pico P-T representado por M2. Las condiciones P-T más precisas para las rocas de la AOB en

estas sucesivas etapas de metamorfismo alpino se representan en la figura 2.3.12: M1Ob y M1Ou señalan los campos de facies eclogíticas para las rocas básicas y ultramáficas, respectivamente, y M2 muestra las condiciones para la posterior transformación parcial de eclogitas en anfibolitas Ab-Ep (detalles en Puga et al., 1999a, 2000 y 2002a). Las diferencias litológicas y de evolución metamórfica prealpina y eoalpina puestas de manifiesto por Puga (1976) y Puga et al. (1974, 1976, 1978, 2002a), implicaban que la superposición de los dos conjuntos, identificados como Mulhacén y Veleta, era tectónica y que había tenido lugar después del acontecimiento metamórfico eoalpino (Díaz de Federico, 1980). Las dataciones de SHRIMP de circones por el método de U-Pb obtenidas tanto en la zona centro-occidental como de la oriental del Complejo del Mulhacén, han permitido conocer la edad de la apertura de la cuenca tethysiana de las AOB, así como la de sus eventos metamórficos principales (Tabla 2.3.2 y tabla 1 de Puga et al., 2017).

Tabla 2.3.2.- Evolución petrogenética de los Complejos del Veleta (CV) y del Mulhacén (CM), edad absoluta y ambiente geodinámico más probable de los diferentes procesos identificados entre el Carbonífero y el Mioceno (Puga et al., 2007). (1) Andriessen *et al.* (1991); (2) De Jong (1991); (3) De Jong *et al.* (1992); (4) Díaz de Federico *et al.* (1990); (5) Hebeda *et al.* (1980); (6) Monié *et al.* (1991); (7) Nieto (1996); (8) Nieto *et al.* (1997a); (9) Nieto *et al.* (1997b); (10) Portugal *et al.* (1988); (11) Puga (1976); (12) Puga *et al.* (1995a); (13) Puga *et al.* (1996b); (14) Puga *et al.* (2002b); (15) Puga *et al.* (2003, 2005).

Período	Metamorfismo	Magmatismo	Edad absoluta (referencia)	Acontecimiento geológico
Carbonífero	M1p: Facies esquistos verdes. M2p: Facies anfibolitas almandínicas (CM) y facies esquistos verdes (CV)		342-260 M.a. (7, 10)	Orogenia hercínica
Carbonífero Sup.-Pérmico		Ácido sin-colisional (CM)	307-267 M.a. (7, 8)	Magmatismo tardi-hercínico
Pérmico-Triásico		Ácido intraplaca	278-215 M.a. (1, 8, 11)	Fracturación inicial (rifting)
Jurásico	Metamorfismo de suelo oceánico. Facies anfibolitas (CM)	Magmatismo de suelo oceánico (CM). Magmatismo básico intraplaca (CV)	213-146 M.a. (5, 10, 12, 15)	Fracturación y deriva (rifting to drifting). Sedimentación Cretácica
Cretácico Sup.-Paleoceno	M1a: Facies eclogitas (CM) Facies anfibolitas A-Ep (CV)		91-52 M.a. (1, 2, 3, 9, 10, 11, 14, 15)	Subducción de corteza oceánica y de márgenes continentales. Metamorfismo eoalpino
Paleoceno-Eoceno	Facies esquistos verdes	Andesítico calcoalcalino (CM)	67-43 M.a. (13)	Etapas Intraorogénica: Sedimentación tufítica. Exhumación. superposición de mantos en CM y Cv
Eoceno Sup.-Oligoceno	M2a: Facies anfibolitas Ab-Ep a esquistos verdes		48-25 M.a. (4, 6, 9, 10, 13, 14)	Colisión y subducción intracontinental. superposición del CM sobre el CV. Metamorfismo mesoalpino
Mioceno	Facies esquistos verdes	Ácido a intermedio calcoalcalino	< 25 M.a. (1, 2, 3, 4, 6, 10, 14)	Exhumación y colapso extensional. Superposición de los Complejos Béticos. Metamorfismo neoalpino (escasa bastesis)

Capítulo 3. Metodología y técnicas analíticas utilizadas

El comienzo de esta Tesis Doctoral se realizó, mediante un trabajo de reconocimiento de campo en la Sierra de Baza, de las diferentes litologías integrantes de cada uno de los nuevos afloramientos a investigar. Este primer trabajo, vino acompañado de un muestreo para su estudio petrológico posterior y de una cartografía geológica a escala 1:20.000 de los diferentes tipos de rocas ofiolíticas presentes en cada afloramiento, así como de las asociaciones rocosas que forman las unidades continentales del Complejo del Mulhacén.

Tras una selección representativa de las rocas muestreadas basada en el estudio petrográfico de sus láminas delgadas mediante microscopio óptico se eligieron las mejores muestras con las que poder realizar estudios microanalíticos y texturales más detallados, en especial mediante microsonda electrónica (EPMA), de la composición química de las fases minerales, originadas durante los diferentes estadios ígneos y metamórficos representados en cada litología ofiolítica. Seguidamente, se realizó el análisis químico de roca total mediante Espectrometría de masas con plasma acoplado (ICP-MS) y Fluorescencia de Rayos X (XFR) de una amplia selección de rocas representativa de todas las litologías ofiolíticas presentes en el área de Sierra de Baza. Por último, se seleccionaron algunos ejemplares de eclogitas procedentes de gabros para la separación de sus circones y con objeto de realizar, si fuera posible, su datación mediante el método U/Pb con SHRIMP (microsonda iónica de alta resolución).

Sobre las Ofiolitas Béticas existe una amplia bibliografía realizada desde mediados de la década de los noventa del siglo XX, por Encarnación Puga Rodríguez y su equipo de investigación con una selección de los afloramientos más importantes, como pueden ser Loma Pelada, Camarate, Lugros, El Almirez, Santillana y Montenegro en Sierra Nevada; Cóbdar y Lubrín en Sierra de Los Filabres; y por último El Algarrobo en Sierra del Algarrobo, Cartagena (Ver Puga et al., 2017 y referencias citadas). Sin embargo, las ofiolitas de Sierra de Baza no habían sido estudiadas en profundidad hasta el momento como tales, aunque sí como rocas que han llegado a facies de esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas (Gómez-Pugnaire, 1979 y Jabaloy-Sánchez, 1993). Estos dos trabajos son dos tesis doctorales de énfasis fundamentalmente petrológico y tectónico, respectivamente.

La zona donde aflora el Complejo del Mulhacén en el Parque Natural de Sierra de Baza, está situada al Sur del mismo y se alarga según una dirección NNE-SSW. Presenta alturas que van desde aproximadamente los 1200 m a los 1850 m. Los afloramientos geológicos, se encuentran en gran parte bajo una tupida cubierta vegetal con grandes bosques de pinares autóctonos como el pino silvestre y el negral, así como encinas, que en muchas ocasiones son sustituidos por acerales y pinos de repoblación (Foto 3.1).



Foto 3.1. Panorámica del área Este de la cartografía geológica en el Parque Natural de Sierra de Baza.

La masa boscosa genera a la vez un suelo vegetal, que dificulta las observaciones geológicas de campo. Por ello, ha sido necesario realizar una cartografía detallada revisando con detalle los contactos geológicos en el mayor número posible de afloramientos. Por otro lado, la región ha sufrido deformaciones tectónicas muy intensas a lo largo de la Orogenia Alpina, disgregando en pequeños afloramientos muchas de sus unidades originalmente más continuas. Esta ha sido otra de las causas por las que ha sido necesario realizar una cartografía de detalle a escala 1:20.000. Hay también que señalar, que gracias a la realización de esta cartografía geológica de detalle, se encontraron los dos únicos yacimientos arqueológicos existentes hasta el momento en toda la península ibérica consistente en la cantería de material en eclogitas para la fabricación de herramientas de la Prehistoria Reciente (Lozano et al., 2017).

3.1. Preparación de láminas delgadas a partir de industria lítica

Se han realizado un total de 39 láminas delgadas de metabasitas, 16 de metaultramáficas y 10 de metapelitas para el estudio petrológico de esta tesis, al que hay que sumarle 19 láminas delgadas más correspondientes al estudio geoarqueológico. Piezas arqueológicas en proceso de preparación de eclogitas encontradas en los trabajos de prospección superficial en las canteras prehistóricas de Rambla del Agua y Cerro de San Cristóbal. Estos materiales fueron comparados con otras 17 muestras que proceden de los diferentes yacimientos arqueológicos del sur peninsular, depositadas la gran mayoría en museos arqueológicos (Valencia, Almería y Granada).

El método analítico utilizado para la descripción mineralógica y textural de la industria lítica está basado en el análisis petrográfico con microscopio de luz

transmitida de láminas delgadas. Una lámina delgada es una placa muy fina (0,01-0,03 mm) de mineral, roca u otro material sobre la que se puede realizar un análisis mineralógico. Al tratarse de un método parcialmente destructivo, la fabricación de una lámina delgada a partir de piezas líticas de interés arqueológico requiere una modificación parcial del proceso metodológico habitual para la fabricación de láminas delgadas de muestras geológicas, especialmente el momento del muestreo. El resto del proceso sigue el procedimiento normal. El protocolo seguido se expone a continuación:

- **Muestreo:** La recogida de la muestra con la que se fabricará la lámina delgada requiere un estudio macroscópico de la zona que se desea estudiar, de manera que la lámina o láminas posteriormente fabricadas sean suficientemente representativas del conjunto. Al tratarse de material arqueológico, el muestreo ha de realizarse, si es posible, sobre una zona que se encuentre fracturada y/o deteriorada, así como en un lugar preferentemente no visible. Habitualmente la muestra es extraída con un bisturí o un objeto similar cortante. Sin embargo, para muestras arqueológicas de gran dureza, como es la industria lítica tallado-pulimentada tratada en este estudio, la extracción se ha realizado con un taladro de mesa marca Hinhell sb 401/1, monofásico de 230v, 50Hz, 350W de potencia (Fig. 3.2A), siendo la broca hueca y de corona de Widia 7, o diamante, y un diámetro de 8 mm, refrigerada por agua (Fig. 3.2B-C). El cilindro obtenido es utilizado para la fabricación de la lámina delgada (Fig. 3.2.D) y, si tras el corte se ha podido preservar la parte exterior del cilindro, ésta se utiliza para cerrar el hueco generado una vez relleno el hueco originado, dejando así la pieza restaurada por fuera en un estado lo más parecido posible al original.

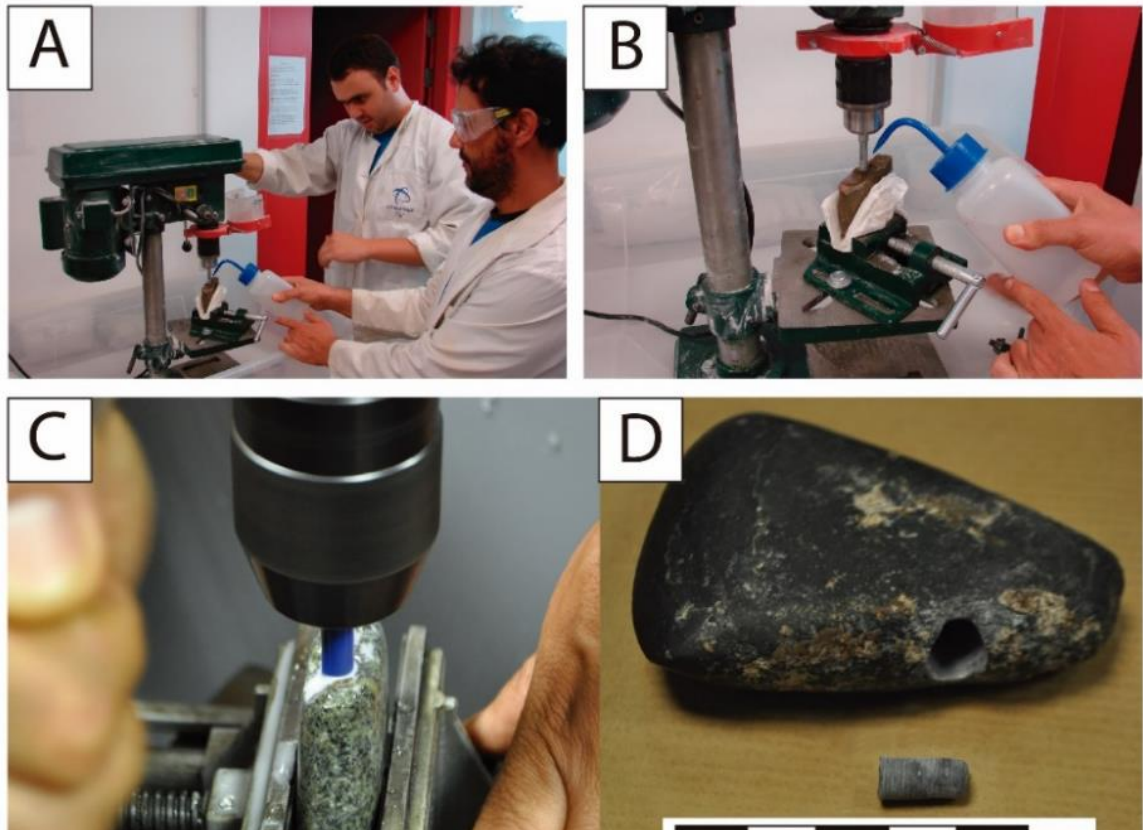


Figura 3.2.- A) Taladro de mesa en posición vertical. B) Platina con mordida para sujetar la pieza. C) Broca de corona de diamante de 8 mm de diámetro, refrigerada por agua. D) Aspecto cilíndrico de la muestra obtenida en la pieza arqueológica y la oquedad generada, que es fácilmente restaurable.



Figura 3.3.- A) Mesa de corte con disco en posición vertical. B) Detalle del disco refrigerado por agua.

- **Corte:** Ya en el laboratorio, la muestra se embute en un bloque de resina plástica para ser cortado con un disco y obtener una lámina con una de sus superficies plana y un grosor no superior a 1 mm (Fig. 3.3A-B). Se realiza mediante un disco refrigerado por agua gracias a un manguito que mantiene siempre húmeda la pieza que se pretende cortar (Fig. 3.3B).
- **Pulido:** El lado plano del taco obtenido se pulimenta con limos abrasivos para eliminar las huellas del corte y obtener una superficie lo más suave posible (Fig. 3.4).
- **Pegado:** La superficie pulida se pega sobre un portaobjetos de vidrio ("porta") con un agente cementante incoloro e isótropo que habitualmente es resina de poliéster (Fig.3.5A-B).
- **Corte final y desgaste:** La muestra pegada al porta es cortada y desgastada con una pulidora hasta obtener un grosor estándar de 30 micras, si bien se pueden obtener otros grosores en función del objetivo para el que se fabrique la lámina (Fig. 3.5C-D). El grosor es comprobado mediante observación directa con un microscopio de luz transmitida (Fig. 3.5E-F).
- **Cubrimiento y almacenaje:** Cuando la lámina alcanza su espesor final, la superficie expuesta se limpia cuidadosamente y se cubre con un cubreobjetos con el mismo material usado en el porta. La lámina es almacenada verticalmente en cajas especialmente construidas para ellas y protegidas del sol (Fig. 3.6).
- **Estudio petrográfico** tanto de las texturas, estructura y minerales existentes en la roca, que se realiza mediante el microscopio.



Figura 3.4. Pulimento manual de la lámina delgada.

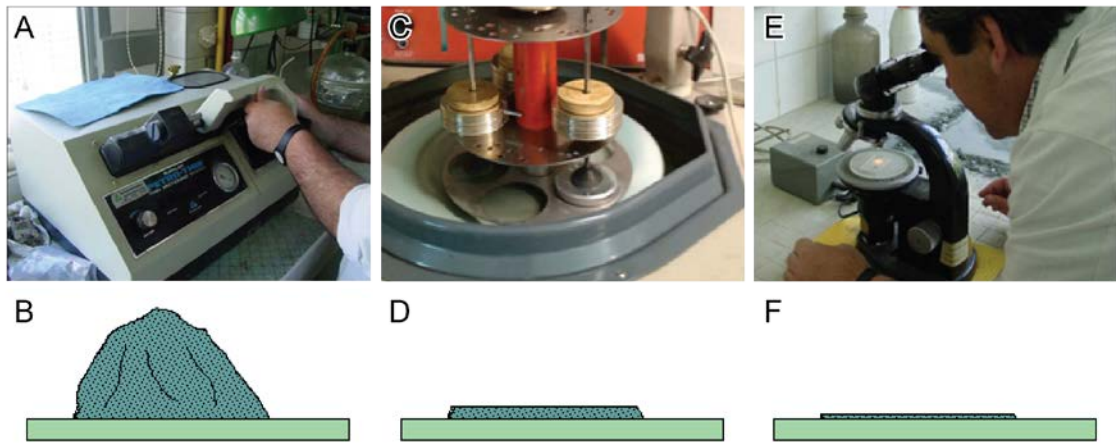


Figura 3.5.- A) Metodología para pegar la muestra al porta. B) Situación de la muestra tras el pegado. C) Pulidor para realización de láminas delgadas. E) Observación directa del grosor. D y F) Evolución del grosor de la lámina.



Figura 3.6.- Colocación del "cubre". Sección final de la lámina.

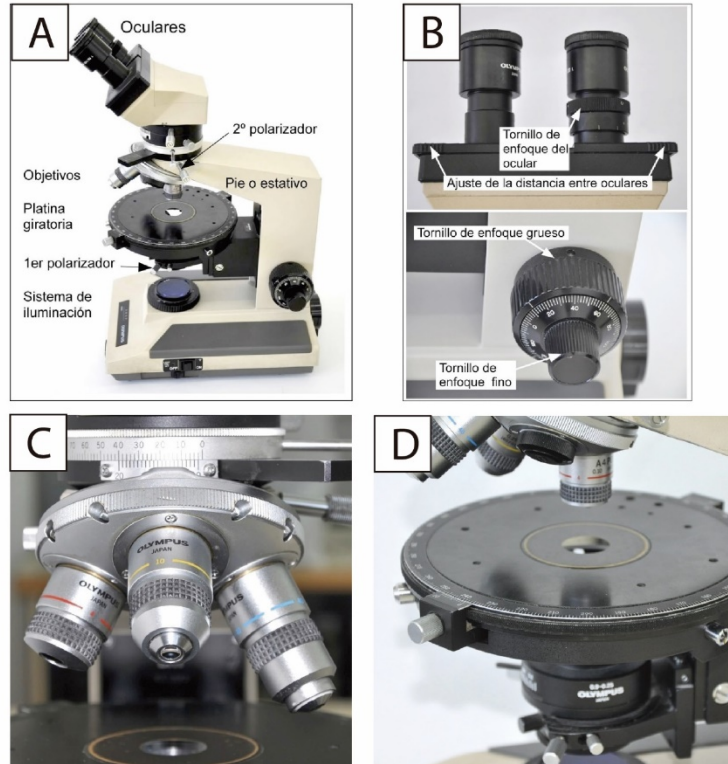


Figura 3.7.- A: Partes del microscopio óptico Olympus BHT. B) Partes del enfoque. C: Diferentes aumentos que posee. D: Planita de giro donde observar la roca.

El estudio petrográfico ha sido el primero de los estudios que se han realizado a las rocas muestreadas para su observación y descripción textural y mineralógica mediante microscopía de luz polarizada tanto transmitida, usando un microscopio óptico Olympus BHT (Fig. 3.7) como también reflejada. Con estos primeros estudios, se consigue una importante información sobre la textura de la roca y la asociación mineral que la constituye, lo cual permite clasificarla y establecer ciertas condiciones cualitativas o semicuantitativas de formación, así como posibles procesos evolutivos. Por otra parte, este estudio petrológico, permite elegir las muestras más adecuadas para hacer los estudios analíticos y texturales más detallados que se mencionan a continuación.

3.2. Pulverización mecánica de las muestras

Una parte de las muestras obtenidas, tanto las muestras geológicas como las arqueológicas, fueron seleccionadas para su estudio geoquímico y, para proceder a su estudio, primero fueron trituradas y finalmente pulverizadas por procesos mecánicos. Las muestras para trituración fueron procesadas en el laboratorio del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada (Fig. 3.8). Después de eliminar las superficies alteradas con una sierra de diamante, las rocas se cortaron en trozos cúbicos de 3-4 cm y se lavaron ultrasónicamente en agua durante 15 minutos. Una vez secas, fueron trituradas en una trituradora de mandíbula de acero. Se obtuvo

una muestra representativa pulverizada usando un cuarteador (*rifle-splitter*). Se almacenaron los sobrantes triturados para posterior separación de minerales.



Figura 3.8.- Molino de mandíbulas (A) y de anillas (B) disponibles en el Dpto. de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada.

Se obtuvieron polvos de roca enteros (tamiz de malla <math><2\mu\text{m}</math>) mediante molturación de cuarteado en un molino de anillo de wolframio durante aproximadamente 5 minutos (Fig. 3.8B); La duración de la molienda dependía del tipo de roca. Para evitar la contaminación cruzada, antes de moler una nueva muestra, el molino de anillo se limpió cuidadosamente con aire comprimido, alcohol y cuarzo molido en trozos. Para cada muestra, se dividió el polvo en submuestras representativas y se almacenaron en viales limpios de PVC, distintos para la Fluorescencia de Rayos X (XRF), para inducción de plasma en espectrometría de masas (ICP-ms) y para análisis isotópicos de roca total (whole rock).

3.3. Fluorescencia de Rayos-X (FRX)

Gran parte de las concentraciones de elementos mayores y Zr se determinaron en perlas de vidrio de 0,6 gr de muestra de polvo diluida en 6 gr de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, utilizando un espectrómetro de fluorescencia de Rayos X (XRF), PHILIPS Magix Pro (PW-2440) en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC-UGR), equipado con tubo de rodio y colimadores primarios: 150 micras para trabajo cuantitativo de alta resolución, 550 micras para trabajo cuantitativo y 700 micras para análisis de elementos ligeros (Fig. 3.9). La precisión fue mayor que $\pm 1,5\%$ para una concentración de 10% en peso. La precisión para Zr fue mayor que $\pm 4\%$ a una concentración de 100 ppm.

Mediante esta técnica se ha determinado la concentración de los elementos mayores: Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K y P. Además, también se analizó por este método el contenido en Zr. La precisión del método fue de un $\pm 1.5\%$ para los

elementos mayores para una concentración del elemento analizado del 10% mientras que para el Zr fue de $\pm 4\%$ para 100 ppm de Zr.

El análisis de elementos mayores se realiza en muestra fundida en perla. Las perlas se preparan mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-LiBO}_2$ (50:50 wt%). La mezcla se vacía a un crisol de Pt/5%Au y se calienta a ca. 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado.



Figura 3.9.- Espectrómetro secuencial de rayos X de 4 KW de potencia, PHILIPS Magix Pro (PW-2440) disponible en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

El análisis del Zr se realiza en muestra prensada en pastilla. Las pastillas se preparan mezclando profusamente 6 g de polvo finamente molido (tamaño de partícula $<74 \mu\text{m}$), con 0.6g de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. La mezcla se prensa a 30 ton, sosteniendo la presión durante 30 segundos. El dispositivo utilizado es una prensa Graseby/Specac y un dado con diámetro de 4 cm. El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente, evitando así irregularidades en la

superficie de las tabletas. En series de 10 muestras se prepara un duplicado, con el fin de verificar que se repitan las condiciones en la preparación.

Otra parte de los análisis para elementos mayores y algunos elementos traza se obtuvieron mediante fluorescencia de Rayos X (XRF) sobre *pellets* de polvo prensado, utilizando un espectrómetro de rayos X automatizado ARL Advant-XP. Los contenidos volátiles se determinaron como pérdidas al encender a 1000°C. Estas últimas analíticas se realizaron en el Dipartimento di Science della Terra, Università di Ferrara (Italia).

3.4. Espectrometría de masas con plasma acoplado (ICP-MS)

Se determinaron elementos de rastreo distintos de Zr en el CIC-UGR por espectrometría de masas (ICP-MS) utilizando un espectrómetro de masas con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuádruplo PERKIN ELMER Sciex-Elan 5000 (Fig. 3.10). Se prepararon soluciones de muestra por digestión de 0,1 gr de polvo de muestra con HNO₃ + HF en un recipiente revestido con Teflon a ~180 °C y ~200 p.s.i. durante 30 min, evaporándose a continuación hasta que quedó seco y disolviéndose en 100 ml de HNO₃ al 4% en volumen. Las concentraciones de las normas internacionales PM-S y WS-E no fueron significativamente diferentes de los valores recomendados (Govindaraju, 1994). Las medidas se realizaron utilizando el rodio como estándar interno. La precisión fue mejor que $\pm 5\%$ y $\pm 2\%$ para concentraciones de 5 y 50 ppm. Para describir con mayor facilidad un ICP-MS, se puede dividir el sistema en cinco partes: Introducción de muestras, Generación de iones (Plasma), Interfase de acondicionamiento, Discriminador de iones (p. ej., un cuádrupolo) y Detector. Los elementos analizados fueron: Be, Sc, V, Cr, Co, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), Hf, Ta, Th, U, Pb.

Además, en el laboratorio del Dipartimento di Science della Terra de la Università di Ferrara (Italia), también se determinaron Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th y U así como los elementos de tierras raras (REE) por espectrometría de masas de plasma acoplada inductivamente (ICP-MS) usando un espectrómetro Thermo Series X-I.

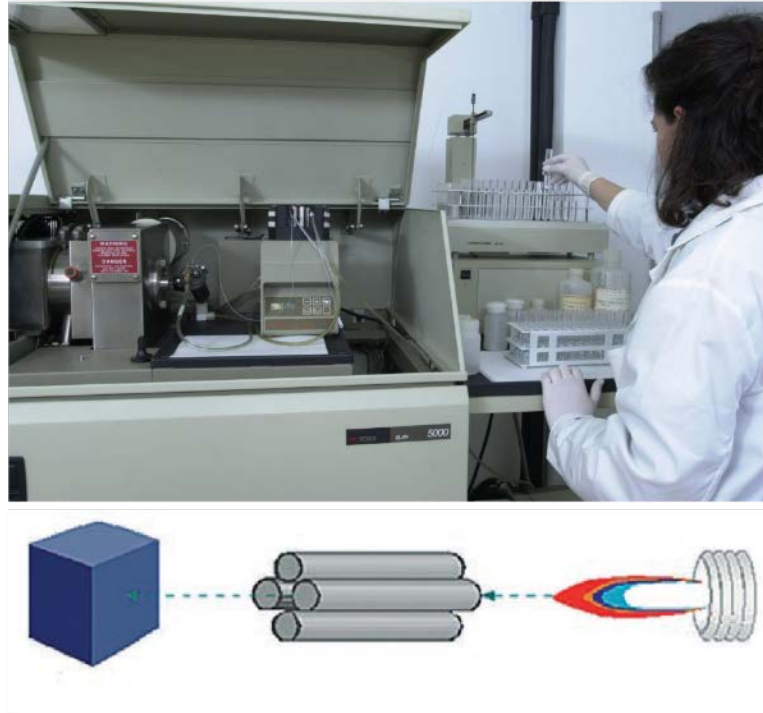


Figura 3.10-. Espectrómetro de masas con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuadrupolo ICP-MS NEXION 300D disponible en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

3.5. Espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS)

Los análisis de isótopos Sr-Nd se llevaron a cabo en el CIC-UGR, donde las muestras de roca total fueron digeridas como se describe para el análisis ICP-MS, utilizando reactivos ultra-limpios y analizadas por espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) 262 después de la separación cromatográfica con resinas de intercambio iónico. Los valores de normalización fueron $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Los blancos fueron de 0,6 y 0,09 ng para Sr y Nd, respectivamente. La precisión externa (2σ), estimada mediante el análisis de 10 repeticiones del estándar WS-E (Govindaraju, 1994), fue mejor que el 0,03% para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y 0,015% para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. El $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medido del estándar internacional NBS 987 fue de $0,710250 \pm 0,000044$, mientras que las mediciones del estándar internacional La Jolla Nd produjeron una relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,511844 \pm 0,000065$.

3.6. Microsonda electrónica (EPMA)

Mediante este tipo de análisis se estudiaron tres láminas delgadas, una corresponde a una eclogita y las otras dos a serpentinitas. De las que se tuvo en cuenta sus características petrográficas y mineralógicas para poder de este modo obtener información sobre la composición química puntual de minerales para ser usada en

geotermobarometría. Las composiciones mineralógicas fueron obtenidas mediante WDS con una microsonda CAMECA-SX100, del CIC-UGR los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada (Fig. 3.11). Las condiciones de operación para obtener los resultados se realizaron a 15 KV y 15nA, y un tamaño de haz de sonda de 5 μm .

Se obtuvieron imágenes de rayos X elementales con la misma CAMECA SX-100, microprocesador operando a 20 kV, 150 nA de corriente de haz, con paso (píxel) tamaño de 5-7 μm , y tiempo de conteo de 30 ms. Las imágenes fueron procesadas con el software DWImager (Torres-Roldán y García-Casco, inédito).



Figura 3.11-. Microsonda electrónica de Barrido (Servicios Técnicos de la Universidad de Granada).

3.7. Datación mediante SHRIMP de U-Pb y formación de imágenes por catodoluminiscencia

Los circones se obtuvieron a partir de muestras frescas (~25 kg) que se procesaron en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra-UGR. Las muestras se trituraron y los circones se separaron después de usar las técnicas de separación magnética de Franz y de separación (líquidos densos).

Los circones transparentes de aproximadamente 80 a 250 μm de longitud fueron seleccionados a mano y montados en resina epoxi en los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada.

Las dataciones de las zonas de color gris y aspecto homogéneo en catodoluminiscencia, han de dar razones $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ más altas a las otras zonas

moteadas, de colores blanquecinos (que han de dan edades más bajas). Éste método permite datar una zona del mineral de sólo unas pocas micras, así como algunos núcleos internos y bordes de recristalización. De esta forma se pueden conocer, no solo la edad de la cristalización magmática de los circones y las rocas que los engloban, sino también, en algunos casos, su historia previa y su evolución postmagmática.

De las muestras estudiadas, no se han obtenido análisis suficientemente significativos de U, Th y Pb sobre granos de circón separados de las metabasitas de Sierra de Baza. Sin embargo, sí se han obtenido de otros lugares de las ofiolíticas béticas. Para ello, se ha utilizado la microsonda iónica de alta resolución (SHRIMP) del CIC-UGR (Fig. 3.12).



Figura 3.12.- Microsonda iónica sensitiva de alta resolución (SHRIMP) existente en el Centro de Instrumentación Científica (CIC) de la Universidad de Granada (UGR).

3.4. Análisis de la información

3.4.1. Realización de los mapas de campo mediante ArcGis®

Mediante este completo sistema informático de información geográfica, se han podido elaborar los mapas y digitalizar todos los datos relacionados con la cartografía geológica. Este sistema permite recopilar, organizar y analizar los diferentes contactos existentes en el campo, dirección y buzamiento, fracturación, plegamiento, recogida de muestras, fotografía, etc. Por lo tanto, gracias a este *software*, se ha podido compilar la información geológica y geográfica de un modo muy efectivo, se ha creado una base de datos que facilita el trabajo de campo y se generan mapas digitales mucho más informativos.

3.4.2. Modelizaciones de rocas

Utilizando los modelos de REE normalizados a condritos según Sun y McDonough (1989), se evalúa los posibles mecanismos petrogenéticos que han sufrido los diferentes tipos de rocas basálticas. Intentando restringir las relaciones mutuas entre la fuente del manto primitivo y el manto residual. La modelización realizada a la roca, intenta por tanto aproximarse a conocer cómo de enriquecido y/o de empobrecido era el manto del cual procede esta roca y el % de fusión parcial que sufrió.

Para las modelizaciones, es necesario tener en cuenta que rocas con contenido de MgO menor al 7% no son muy adecuadas, pues ello indica que han debido sufrir diferenciación magmática previa, logrando subir los contenidos en tierras raras. Tampoco son buenas las rocas que sean de acumulados, como la mayoría de los gabros. Las concentraciones de los elementos traza de masas parcialmente fundidas pueden variar considerablemente durante la fusión parcial y, como tal, pueden producir información valiosa acerca de los mecanismos reales de generación de magma en el manto.

Los modelos simples de modelización han sido desarrollados para cuantificar los cambios en las concentraciones de elementos traza que se producen durante la fusión parcial (véase Wood y Fraser, 1976), para la derivación de las ecuaciones básicas. Es importante recordar que las concentraciones de estos elementos se basan en suposiciones altamente idealizadas y, a lo sumo, sólo pueden considerarse como aproximaciones. Sin embargo, sirven para ilustrar los principios básicos y los efectos limitantes de los procesos ígneos simples. Para el caso de la fusión parcial, la concentración de un elemento traza en el líquido, C_L , está relacionada con el sólido original, C_o , por la expresión:

$$C_L/C_o = 1/Do + F(1-P), \text{ donde}$$

- C_l = Concentración del peso de un elemento traza en el líquido.
- C_o = La fusión intersticial, la concentración intensa de un elemento traza en el sólido original sin fundir; En la cristalización fraccionada, la concentración de peso en el líquido parental.
 - D_o = Coeficiente de distribución de los sólidos originales
 - F = Fracción en peso de la masa fundida producida en fusión parcial; En la cristalización fraccionada, la fracción de la masa fundida restante
 - P = Coeficiente de distribución de los minerales que componen una masa fundida.

3.4.3. Análisis de imágenes BSE mediante DWImager®

Mediante la realización de un barrido en una zona de la lámina delgada que hemos considerado adecuada, la microsonda electrónica genera una información mediante luz transmitida frente a electrones (electrones retrodispersados), con la creación de ficheros alfa-numéricos. Estos datos, no son más que los correspondientes a las imágenes electrónicas que posteriormente se conseguirán mediante el programa DWImager® (Torres-Roldán y García-Casco, inédito). Esta imagen, nos es útil para entender la mineralogía, textura y química al mismo tiempo. El software permite identificar fases en cada una de las imágenes BSE mediante un histograma de frecuencia con escala de colores. El histograma de frecuencia puede ser manipulado con este software con la intención de resaltar una fase determinada. Para ello se utilizan las señales de rayos X de las líneas $K\alpha$ de los elementos (codificados por colores, expresados en recuentos/nA/s) corregidos de 3,5 μ s de tiempo muerto. Se utilizó una imagen "Z" calculada por la suma de los productos de los recuentos por número atómico (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, Ba, K, P, F y Cl) como escala de las imágenes de color para mostrar las relaciones básicas texturales de las áreas escaneadas. A partir de las señales de RX se puede hacer un análisis multiespectral de cada uno de los elementos que nos interesan estudiar, así como multicapa. También se puede hacer una identificación y separación de fases (máscaras).

3.4.4. Cálculos mineralógicos mediante CSpace®

Este *software* fue generado por Torres-Roldán, García-Casco y García-Sánchez (2000) para el análisis gráfico y algebraico de las relaciones de composición dentro de los sistemas químicos, fundamentalmente para los estudios de petrología, e, igualmente, es útil para los estudios de mineralogía y geoquímica. Gracias a este programa, se han podido generar parcelas sofisticadas bidimensionales, ternarias (triangulares) y 3D cuaternarias (tetraédricas), que al poderse cambiar de tamaño y rotar de modo interactivo, ayudan a entender cada una de las proyecciones minerales. Estas proyecciones han sido sobre composiciones tanto de rocas básicas como de

rocas ultrabásicas. Estas proyecciones gráficas y algebraicas, se realizan mediante una hoja de cálculo, que actúa como repositorio de datos. Base para el posterior análisis mediante matrices con el que se ha conseguido las diferentes proyecciones en diagramas de fases composicionales. El programa también ha permitido la inspección dinámica en todo momento, de las relaciones de composición mediante parcelas baricéntricas. Por consiguiente, por medio de CSpace® se ha conseguido trabajar de modo integrado en el manejo, la manipulación y el trazado de datos.

3.4.5. Cálculos de P-T mediante THERMOCALC®

Las condiciones P-T se calcularon utilizando el método P-T y el *software* THERMOCALC® versión 3.31 y el conjunto de datos 5.5 (Holland y Powell, 1998; Powell y Holland, 1994). Los cálculos se realizaron para las asociaciones minerales de menor varianza que contienen granate, ya que éstas producen un mayor número de reacciones linealmente independientes. Se incluyó un fluido H₂O en todos los ensambles. Las actividades e incertidumbres de actividad de cada miembro final incluidas en los cálculos se obtuvieron con *software* AX® (Holland y Powell, inédito). Los resultados, incluidas las correlaciones, los valores y las elipses de incertidumbre, se calcularon a partir de Powell y Holland (1994).

El método de P-T promedio se utilizó en los ensambles principales para cristalización de pico y condiciones retrógradas durante la exhumación.

Capítulo 4. Marco Geológico

4.1. Las ofiolitas de Sierra de Baza

La Unidad Ofiolítica Bética (Puga, 1990) pertenece al Complejo del Mulhacén dentro del Dominio Nevado-Filábride de la Cordillera Bética (Puga et al., 2002a, 2007) y aparece de modo discontinuo como numerosos lentejones, de tamaño métrico a kilométrico, formados por rocas máficas, ultramáficas y sedimentarias, metamorizadas, siguiendo una banda de más de 250 km de longitud, desde las inmediaciones de Granada hasta Cartagena (Fig. 4.1A).

Sobre esta Unidad Ofiolítica se superpone tectónicamente la Unidad de las Sabinas, de la que, en Sierra de Baza, aflora mayoritariamente su cobertera. Esta unidad está compuesta por micaesquistos claros, con granate, anfíbol, albita y epidota, o bien por micaesquistos de color gris, con granate, distena, y cloritoide paragenético con estauroilita, que forman un probable basamento de esta unidad fuertemente milonitizado (Puga et al., 2002a). Los esquistos claros de cobertera, alternan con abundantes niveles de ortogneises riolíticos, datados mediante SHRIMP de circones como del Pérmico inferior (Gómez-Pugnaire et al., 2004, 2012; Martínez-Martínez et al., 2010) y Permo-Triásico, Trías inferior mediante isócronas Rb/Sr (Puga, 1976; Andriessen et al., 1991; Puga et al., 1996; Nieto, 1997, Nieto et al., 1997a, 2000; Puga et al., 2002a), y de mármoles calizos o calizo-dolomíticos, frecuentemente cipolínicos (Puga, 1976; Puga et al., 2002a, 2007). En Sierra de Baza, este paquete de mármoles, en ocasiones llega a tener una potencia de incluso 75 m (Fig. 4.2). El zócalo de ésta Unidad de las Sabinas en Sierra de Baza, está poco desarrollado.

La Unidad Ofiolítica se superpone tectónicamente sobre la Unidad de la Caldera. Esta unidad aflora en Sierra de Baza como una sucesión de basamento pre-Alpino compuesta por micaesquistos grafitosos, con algunos niveles de cuarcitas y esquistos claros. En otras partes del Dominio Nevado-Filábride, en el basamento de esta unidad existen intercalaciones de ortogneises de origen granítico, datados como Carbonífero Superior (Puga, 1976; Puga et al., 1996b; Nieto, 1997; Puga et al., 2002a, 2007, 2017). La cobertera de esta unidad está formada fundamentalmente por una alternancia de micaesquistos y cuarcitas con albita, anfíbol, granate y distena, de colores claros y oscuros (Fig. 4.2) que, en ocasiones, en otras partes del CM alternan con escasos niveles de mármoles y ortogneises riolíticos. Algunos de estos afloramientos han sido datados mediante conodontos (Rodríguez-Cañero et al., 2017) como carbonífero y definidos como Unidad de Bodurria de tipo Veleta (Véase las estrellas de la figura 4.1C).

Las ofiolitas de Sierra de Baza no han sido estudiadas en profundidad hasta la fecha, a pesar de ser la abundancia y notable extensión de sus afloramientos a lo largo de unos 23 Km desde las inmediaciones de Charches, al oeste, hasta el paraje conocido como Los Olmos, al noreste, y con una anchura que en ocasiones ronda los 5 km (Fig. 4.1C).

En la parte SE del Parque Natural de Sierra de Baza afloran los materiales rocosos más profundos del Dominio Nevado-Filábride (DNF), correspondientes Complejo del Veleta (Fig. 4.1A). Sobre los anteriores reposan los materiales correspondientes al Complejo del Mulhacén (Fig. 4.1A y C) sobre el que reposa el Complejo Alpujárride, que ocupa el sector Norte del parque (Figs.4.1A, B y C).

En comparación con otros afloramientos ofiolíticos béticos, en Sierra de Baza abundan los afloramientos de la Secuencia Mantélica, con dimensiones que van desde los cerca de 700 m de diámetro, en el afloramiento conocido como la Canaleja, hasta los 6-7 metros en las Canteras (2,5 km al suroeste de Los Olmos) (Fig. 4.1C). Le siguen en abundancia los afloramientos constituidos por una Secuencia Plutónica, formada por gabros, tanto piroxénico-olivínicos como piroxénicos, y transformados mayoritariamente en eclogitas y/o anfibolitas, siendo muy características las eclogitas de textura coronítica procedentes de gabros olivínico-piroxénicos. Sobre la Secuencia Plutónica, suele presentarse una Secuencia Volcánica, formada por basaltos olivínico-piroxénicos, localmente con disyunciones columnares y textura vacuolar, con tránsitos a lavas masivas, y con algunos niveles de pillow lavas deformadas. Todas estas variedades texturales de basaltos, están parcialmente metamorfozadas en facies de eclogitas y anfibolitas (Figs. 4.3D-E). La Secuencia Sedimentaria está formada por micaesquistos con niveles de mármoles cuarzo-pelíticos con algún nivel de calcoesquistos, similares a los que forman parte de la Secuencia Sedimentaria de las ofiolitas de Cóbda, en Sierra de Filabres, en los que se identificaron probables restos de foraminíferos del Cretácico (Tendero et al., 1993). Localmente hay en esta serie algunas intercalaciones de cuarcitas de grano fino, tal vez procedentes de radiolaritas, que en otros afloramientos ofiolíticos de Sierra Nevada y Sierra de Filabres son más abundantes en la parte basal de la Secuencia Sedimentaria (Tendero et al, 1993; Puga et al., 2002a) (Figs. 4.2, 4 y 6).

En las inmediaciones de Charches y Rambla del Agua se preservan los mejores afloramientos de la Unidad Ofiolítica (Fig. 4.1C), con una relativamente buena continuidad de las Secuencias Plutónica, Volcánica y Sedimentaria. La Secuencia Ultramáfica también aparece bien representada, especialmente en la parte central (Cortijo del Raposo a La Canaleja), pero en este caso se encuentra ubicada entre metasedimentos y, en ocasiones, a techo de estos. Entre los metasedimentos, formados fundamentalmente por micaesquistos y/o cuarcitas, con niveles de mármoles y/o calcoesquistos, también existen intercalaciones de metabasitas, en muchas ocasiones en forma de lentejones, que especialmente se concentran en el extremo E del área estudiada (nº 10 de la Fig.4.1C).

En el área de Rambla del Agua se encuentra bien representada (en la columna c-d, Fig. 4.2) una Secuencia Plutónica de unos 75 m de potencia, que en superficie ocupa una longitud cercana a los 700 m y una anchura máxima de 400 m. Sobre ella aparece una Secuencia Volcánica de 40 m de espesor con una longitud entorno a los 500 m y una anchura máxima de 80 m. Ambas están superpuestas tectónicamente sobre la Secuencia Sedimentaria y todo este conjunto de rocas descansa tectónicamente sobre micaesquistos de la Unidad de la Caldera (Fig.4.2A y 4.3B).

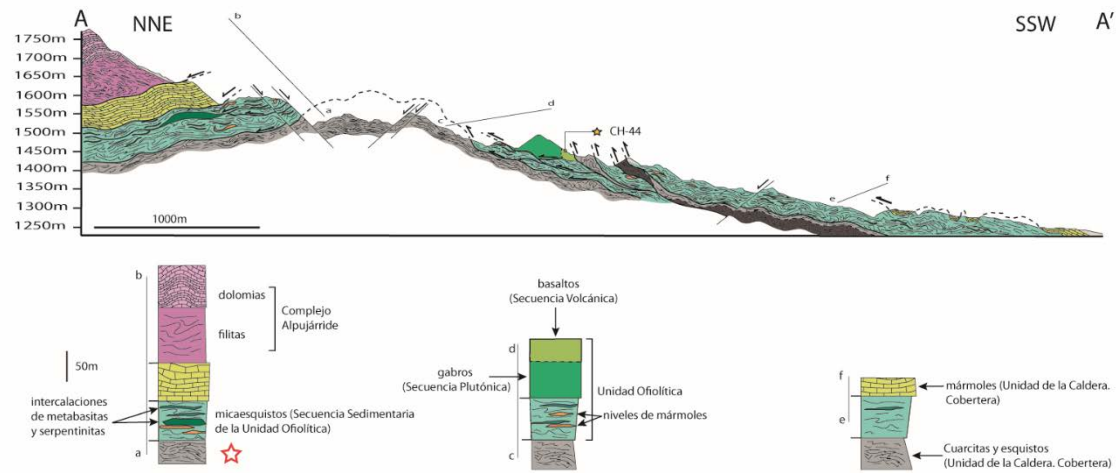


Figura 4.2.- Corte geológico en el área de Rambla del Agua (parte occidental de las ofiolitas de Sierra de Baza), con las diferentes columnas estratigráficas que lo caracterizan. La eclogita de la Unidad Ofiolítica estudiada mediante lámina delgada y microsonda electrónica (ver capítulo 5), se indica (mediante la línea o la estrella) con la sigla (CH-44). La estrella blanca con bordes rojos indica los materiales que Rodríguez-Cañero et al., 2017 han determinado como Unidad de Bodurria tipo Veleta.

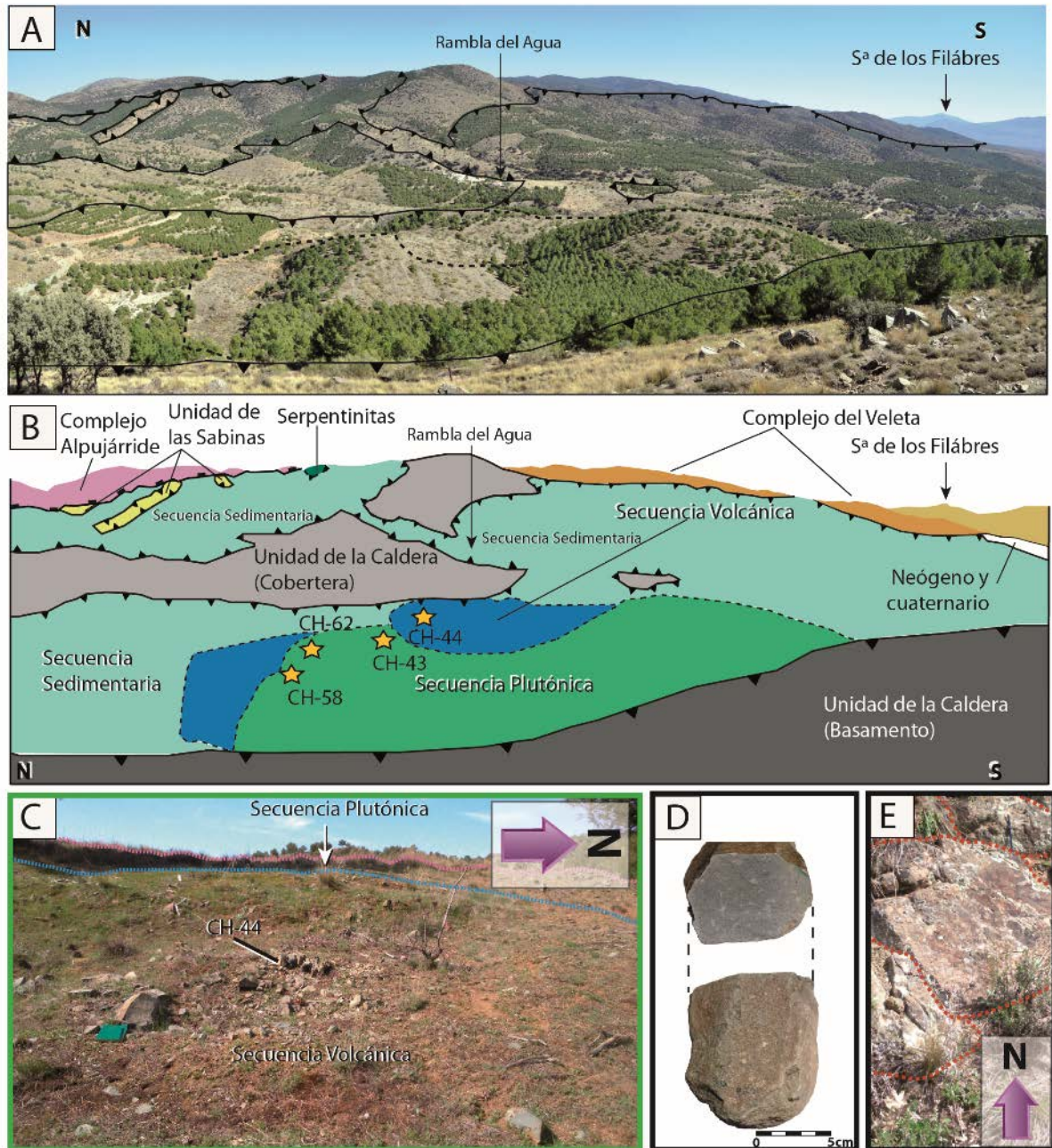


Figura 4.3.- A: Vista general de las inmediaciones de Rambla del Agua, donde se ha seleccionado para estudio de lámina delgada las muestras CH-43, CH-44, CH-58 y CH-62 y microsonda electrónica la muestra CH-44 (ver capítulo 5); B: Misma imagen con la representación de las diferentes unidades del Complejo del Mulhacén y las Secuencias Plutónica, Volcánica y Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica; C: Panorámica del contacto entre la Secuencia Volcánica (CH-44) y la Secuencia Plutónica; D: detalle de la disyunción columnar en un basalto de la Secuencia Volcánica; E: Detalle de lavas almohadilladas deformadas, con contornos de las almohadillas punteados en rojo, en la Secuencia Volcánica. La cobertera de la Unidad de la Caldera en este sector ha sido determinada por Rodríguez-Cañero et al., 2017 como Unidad de Bodurria tipo Veleta.

La parte central del área estudiada (inmediaciones del Cortijo El Raposo y el paraje La Canaleja: Fig. 4.1C) se caracteriza por ser la zona con mayor número de afloramientos de rocas ultramáficas. Algunos de estos afloramientos son de pequeñas dimensiones (desde 30m² hasta 125 m²). Por el contrario, las rocas de las Secuencias

Plutónica y Volcánica no existen en estos afloramientos, aunque sí se han observado lentes doleríticas entre micaesquistos y mármoles de la Secuencia Sedimentaria (Figs. 4.4 y 4.5B). En el área de La Canaleja se localiza un afloramiento de serpentinitas de unos 80 m de potencia máxima que ocupa una superficie cercana a los 35.000 m². Estas serpentinitas aparecen tectónicamente intercaladas bajo mármoles de la Unidad de las Sabinas y sobre metasedimentos de la Secuencia Sedimentaria, que en este sector tiene una potencia aproximada de 60 m (Figs.4.4 y 4.5B).

En la parte más nororiental (inmediaciones de Los Olmos, y Cortijo Floranes) aunque los afloramientos de serpentinitas siguen existiendo en menor número y con menores dimensiones que en los otros dos sectores, las rocas ultramáficas aparecen como bloques incluidos entre metasedimentos de la parte alta de la Secuencia Sedimentaria (Fig. 4.6) e, igualmente, es frecuente observar lentejones de metabasitas dentro de niveles de mármol.

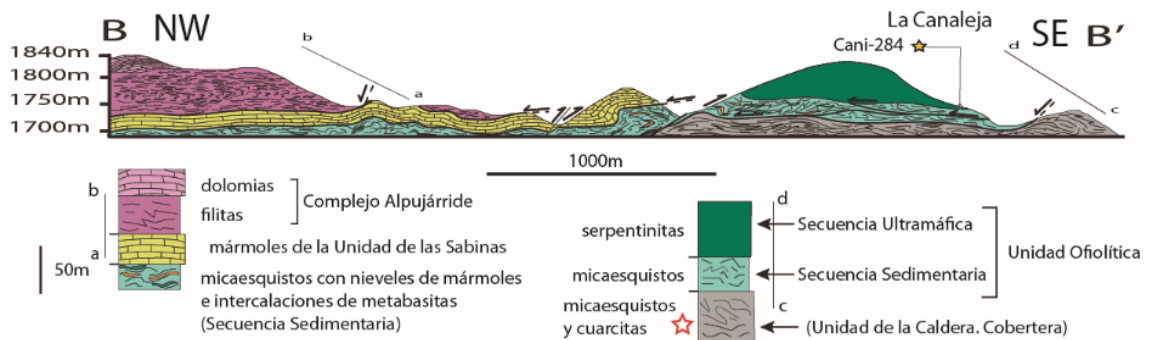


Figura 4.4.- Corte geológico en el área de la Canaleja, con las diferentes columnas estratigráficas que lo caracterizan. La serpentinita de la Unidad Ofiolítica seleccionada para estudio de lámina delgada y microsonda electrónica (ver capítulo 5) se indica mediante la línea/estrella con la sigla (Cani-284). La estrella blanca con bordes rojos indica los materiales que Rodríguez-Cañero et al., 2017 han determinado como Unidad de Bodurria tipo Veleta.

Las rocas ultramáficas de la Secuencia Mantélica son lherzolitas con magnetita de cromo, parcialmente serpentinizadas, formadas por antigorita con restos de diópsido y tremolita neoformada. Estas rocas presentan tránsitos graduales hacia harzburgitas secundarias, constituidas por serpentinitas muy pobres o carentes de calcio que, por metamorfismo, dan lugar a agregados aciculares de olivino y enstatita, con algún lentejón de cloritoesquisto que, en un afloramiento (Fig. 4.7F) rodea a otro lentejón decimétrico de turmalinita.

Con la intención de caracterizar el tipo de magma del cual proceden las rocas ígneas de la dorsal oceánica en este sector bético y su evolución en el tiempo, han sido las rocas básicas y ultramáficas el tema central de estudio de esta Tesis. Por otro lado, hay que considerar qué, la mayor parte de estas rocas ígneas han sido sometidas a diferentes grados de alteración metasomática y/o metamórfica, previamente y a lo largo de la Orogenia Alpina, dificultando el estudio de su afinidad magmática. A pesar de estos procesos post-magmáticos, las rocas básicas y ultramáficas conservan en

parte una paragénesis ígnea, de la que pueden deducirse las secuencias de cristalización y la afinidad geoquímica.

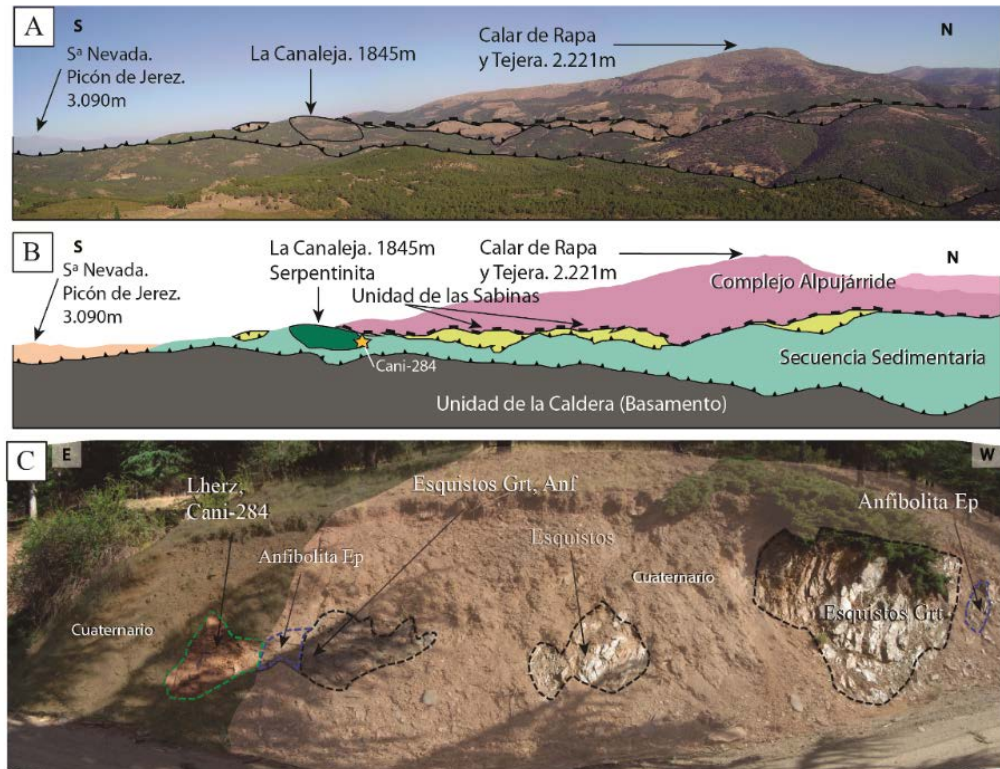


Figura 4.5.- A: Vista general de las inmediaciones de La Canaleja desde el Mirador de Barea, donde se ha seleccionado para estudio de lámina delgada y microsonda electrónica (ver capítulo 5) la muestra Cani-284; B: Misma imagen con la representación de algunas de las unidades del Complejo del Mulhacén (Unidad de las Sabinas, sobre la Unidad Ofiolítica –Secuencia Mantélica y Secuencia Sedimentaria-), bajo los materiales del Complejo Alpujarride (que forman los relieves más elevados del Parque Natural de Sierra de Baza); C: Punto de muestreo del bloque de Iherzolita (Lherz) de la Secuencia Mantélica (Cani-284), entre esquistos de la Secuencia Sedimentaria parcialmente cubiertos por depósitos recientes que impiden observar el contacto.

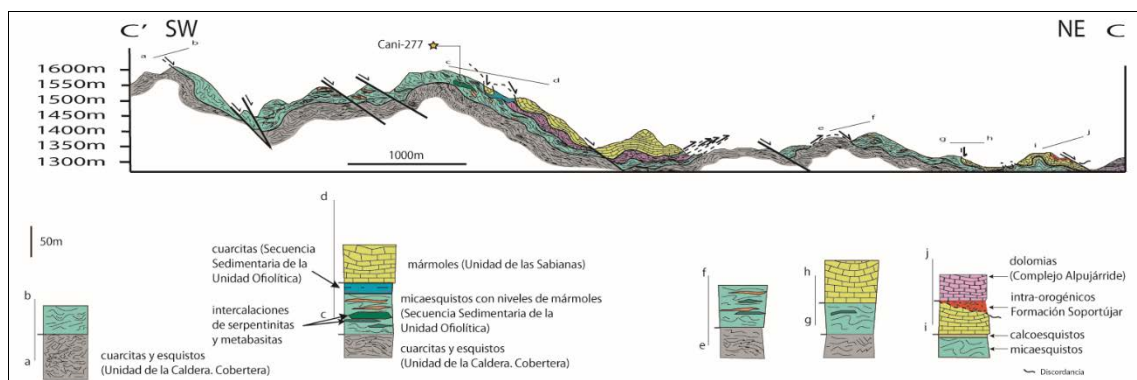


Figura 4.6.- Corte geológico en el área de Los Olmos, con las diferentes columnas estratigráficas que lo caracterizan. La serpentinita de la Unidad Ofiolítica estudiada (ver capítulo 5), se indica mediante la línea/estrella con la sigla (Cani-277).

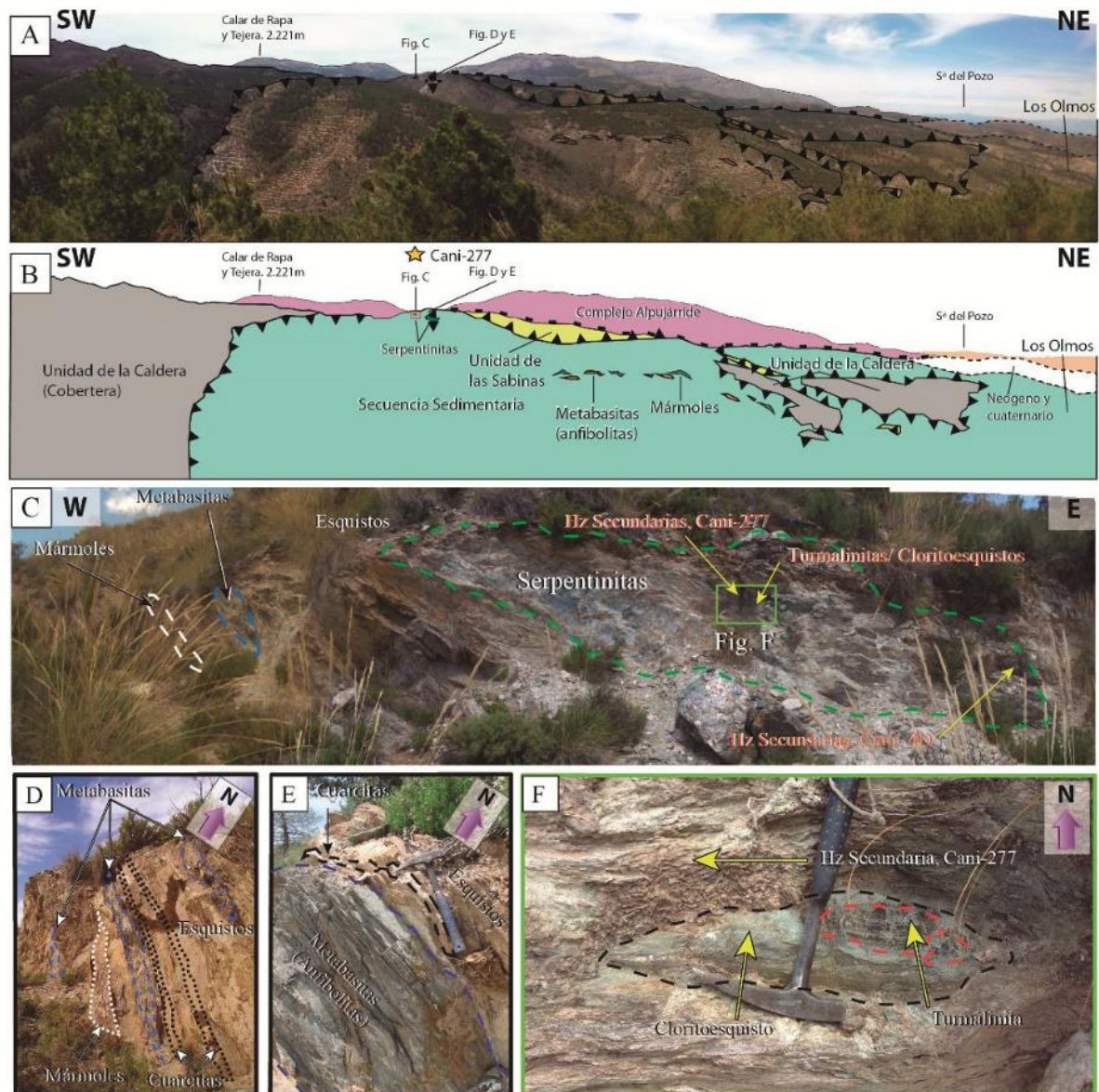


Figura 4.7.-A: Vista general de las inmediaciones de Los Olmos, donde se ha seleccionado para estudio de lámina delgada y microsonda electrónica la muestra Cani-277 (ver capítulo 5), indicada mediante la línea/estrella; B: Representación digitalizada de las diferentes unidades tectónicas mostradas en la panorámica anterior; C: Contacto entre un lentejón de serpentinita de la Secuencia Mantélica (Cani-277) y la Secuencia Sedimentaria que le rodea, en la que se aprecian niveles de mármoles y sills de metabasita transformados en anfíbolita; D: Detalle de la abundancia y dimensiones de los sills de metabasita intruidos entre los metasedimentos de la Secuencia Sedimentaria; E) Contacto de un sill, de espesor métrico, con los esquistos y cuarzitas de la Secuencia Sedimentaria; F: Afloramiento de la serpentinita Cani-277 que engloba un boudin de cloritoesquisto que rodea un lentejón de turmalinita.

La Unidad Ofiolítica en Sierra de Baza aparece muy afectada por la tectónica, observándose en la cartografía materiales muy deformados en condiciones dúctiles, dilacerados y afectados por un plegamiento muy apretado y penetrativo en régimen general extensional W-E, generando un adelgazamiento en la vertical y una contracción N-S (Jabaloy Sánchez, 1993). Esto último es visible con la dirección de eje de los pliegues que, en detalle, suele ser N-S o W-E, NW-SE y ENE-WSW (Figs. 4.1, 4.

17, 4.27 y 4.33). A todo esto, le sigue un proceso continuo y progresivo en el tiempo, con una deformación en condiciones dúctil-frágil mediante el desarrollo de un clivaje de crenulación extensional que termina con la formación de fallas normales de bajo ángulo en condiciones frágiles (Jabaloy Sánchez, 1993). A pesar de todo, los materiales que componen la Unidad Ofiolítica de Sierra de Baza, aparecen siguiendo un cierto orden, sobre todo los relacionados con la Secuencia Sedimentaria, sobre la que se observan alineaciones sobre la cartografía de sus niveles de mármoles y cuarcitas intercalados entre los micaesquistos y calcoesquistos (Fig. 4.8) . Igual ocurre con los niveles de metabasitas (sills), observándose muy bien en el sector oriental (inmediaciones del Cortijo Floranes) (extremo oriental en Fig. 4.1C). Sin embargo, la Secuencia Mantélica aparece igualmente alineada en la cartografía, pero no en la base de la columna estratigráfica de la Unidad Ofiolítica, sino en la parte alta, intercalada entre los metasedimentos de la Secuencia Sedimentaria.

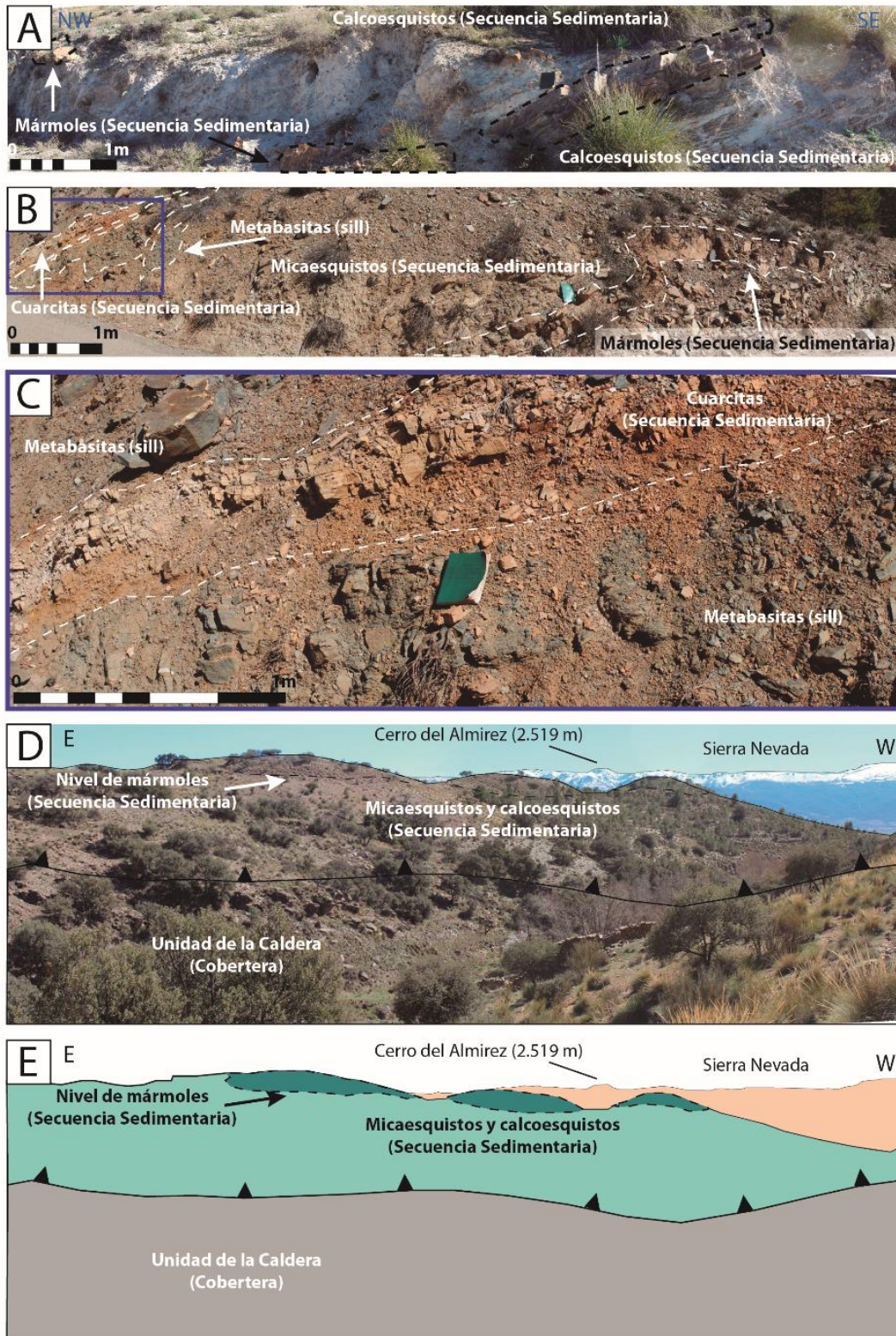


Figura 4.8.- Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica (Sector Occidental). A: Calcoesquitos y niveles de mármoles (inmediaciones de Charches); B: Micaesquitos con niveles de mármoles, cuarcitas y metabasitas (inmediaciones de Rambla del Agua); C: Recuadro morado de la fig. B, correspondiente a uno de los niveles de cuarcitas de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica, rodeado de metabasitas procedentes de sills doleríticos; D y E: Panorámica de un nivel de mármoles con intercalaciones de metabasitas en sills de la Secuencia Sedimentaria, cabalgante sobre la cobertera de la Unidad de la Caldera (Inmediaciones del Pocico, extremo SO en la Fig. 4.1C).

4.2. Otras unidades representadas en el área de estudio

El Complejo del Veleta aflora principalmente al S del área de estudio, existiendo sin embargo varias ventanas tectónicas en la cartografía de este trabajo que Rodríguez-Cañero et al., 2017 han determinado como pertenecientes a las Unidades del Veleta. Se trataría de las ventanas tectónicas de la Rambla del Agua y el Mirador del Zar, que están constituidas por rocas idénticas a las que, en afloramientos un poco más orientales (Fig. 4.1C), han proporcionado conodontos del Carbonífero Superior y que pertenecen a la Unidad de Bodurria (Jabaloy-Sánchez, 1993). En estos afloramientos se reconocen principalmente micaesquistos grafitosos con albita, cloritoide y/o almandino, con alternancias de cuarcitas y delgados niveles de mármoles tableados muy ricos en grafito, sobre los que aparece un paquete cuarcítico de color gris bien desarrollado en el que se preservan, localmente, estructuras sedimentarias (ripples, laminación cruzada).

En el área de estudio, especialmente en el área al S de la Rambla del Agua, afloran una serie de terrenos que, por sus características, se asignan al basamento de la Unidad de la Caldera. Se trata de micaesquistos grafitosos que preservan localmente paragénesis prealpinas de alto gradiente geotérmico, formadas por: granates milimétricos y porfidoblastos centimétricos de cloritoide, estaurolita, biotita y andalucita (variedad quiastolito). Este último mineral, cuyos cristales prismáticos alcanzan hasta 1 decímetro de longitud y más de 1cm de diámetro, se encuentran sistemáticamente pseudomorfizados por agregados aciculares de distena (Fig. 4.9). Constituye en definitiva un contacto tectónico importante unos 750 m al suroeste de Rambla del Agua, que superpone rocas típicas del basamento de la Unidad de la Caldera sobre rocas de la Unidad Ofiolítica como consecuencia probable de una duplicación tardía (Figs. 4.9-10).

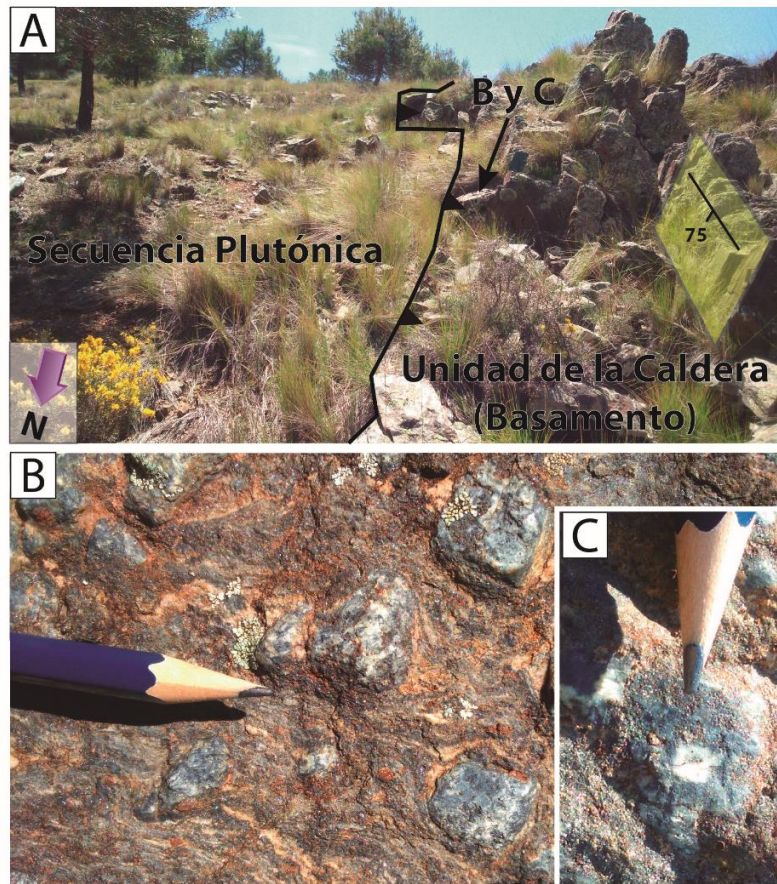


Figura 4.9-. A: Contacto entre los micaesquistos grafíticos con porfidoblastos de quiasolito, pseudomorfizado por distena, (basamento de la Unidad de la Caldera), y eclogitas procedentes de gabros y doleritas (Secuencia Plutónica de la Unidad Ofiolítica); B: Micaesquistos del basamento de la Unidad de la Caldera, con grandes porfidoblastos de cloritoide y andalucita prealpinos; C: Corte transversal a un porfidoblasto prismático de quiasolito originalmente de andalucita pseudomorfizado por un agregado acicular de distena.

El basamento de la Unidad de la Caldera aflora al suroeste y este del área cartografiada (Fig. 4.1C). Sin embargo, en algunas localidades (p.e. sur y oeste de Rambla del agua) se aprecia como el basamento de la Unidad de la Caldera monta sobre la Unidad Ofiolítica en un proceso tardío (Figs. 4.1C y 4.10), que puede ser originado por el apilamiento de mantos, o por movimiento de fallas de bajo ángulo durante procesos gravitacionales durante el proceso de exhumación que puede llegar a invertir localmente el apilamiento de unidades tectónicas preexistente. La cobertera de esta misma unidad, aflora a lo largo de toda la cartografía geológica, cabalgando igualmente sobre la Unidad Ofiolítica (Fig. 4.1C), que ocasionalmente es a modo de retrocabalgamientos (Fig. 4.11). Estas estructuras tardías debieron originarse mediante un proceso frágil-dúctil, como indica la generación de brechas y milonitas (Fig. 4.11B-C).

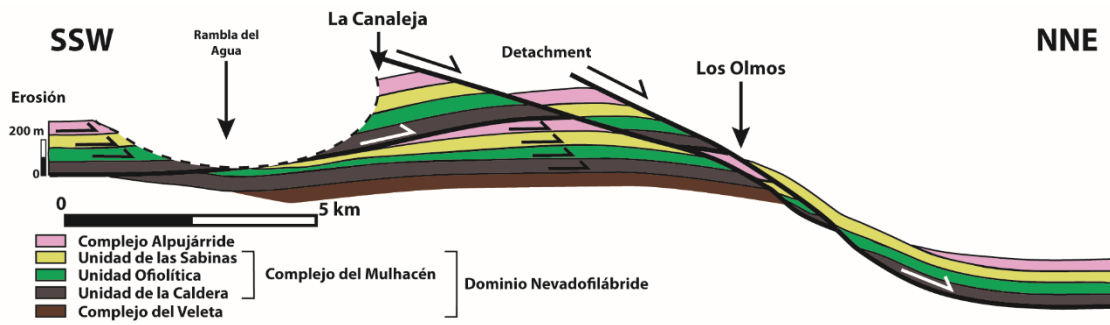


Figura 4.10.- Esquema de acumulación de mantos tectónicos del Complejo del Mulhacén y el Complejo Alpujárride sobre sí mismos y a su vez sobre el Complejo Veleta, generando duplicación por cabalgamiento y/o detachment a lo largo del área cartografiada. Los nombres indicados sobre la figura corresponden a los lugares donde mejor se aprecian estas superposiciones.

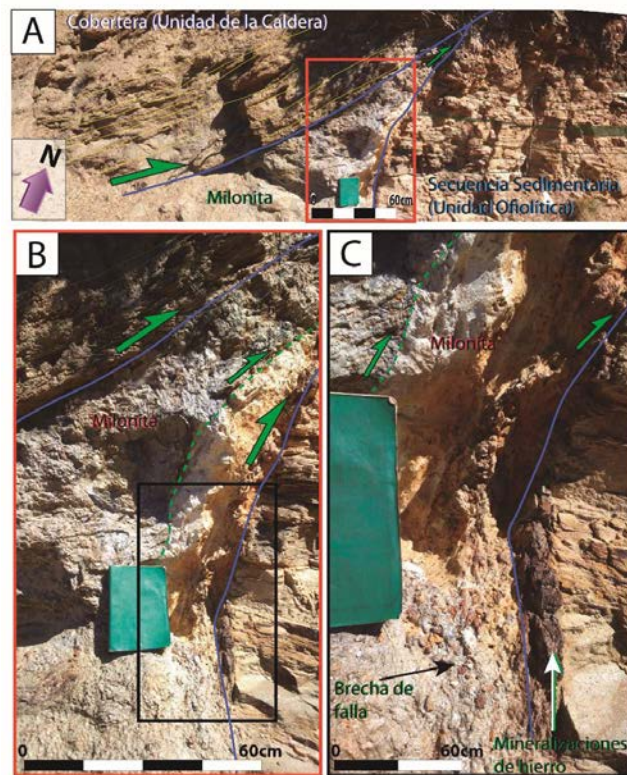


Figura 4.11.- A: Retrocabalgamiento de la cobertera de la Unidad de la Caldera sobre la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica en el sector occidental de las Ofiolitas de Sierra de Baza; B: Recuadro rojo indicado en la fig. A, donde se observa la milonitización de la roca y el sentido de movimiento; C: Recuadro negro indicado en la fig. B, donde se puede observar la brecha de falla y las mineralizaciones de hierro asociadas.

La cobertera de la Unidad de la Caldera, para Rodríguez-Cañero et al., 2017 Unidad de Bodurria tipo Veleta, está formada fundamentalmente por una alternancia de micaesquistos claros y oscuros con albita y granate, que alternan con algunos niveles de cuarcitas. A lo largo del área cartografiada, la alternancia de micaesquistos claros y oscuros y cuarcitas (Fig. 4.12A), con una potencia observable en algunas áreas cercana a los 100 m, pasa a cuarcitas de color gris a beige que pueden alcanzar los 30 m de potencia (Fig. 4.12B-D). Estos paquetes de cuarcitas constituyen algunos de los

relieves más elevados de esta unidad, con altitudes de 1783 m como es el caso del Cerro del Lastonar (sector oeste del área cartografiada, Fig. 4.1).

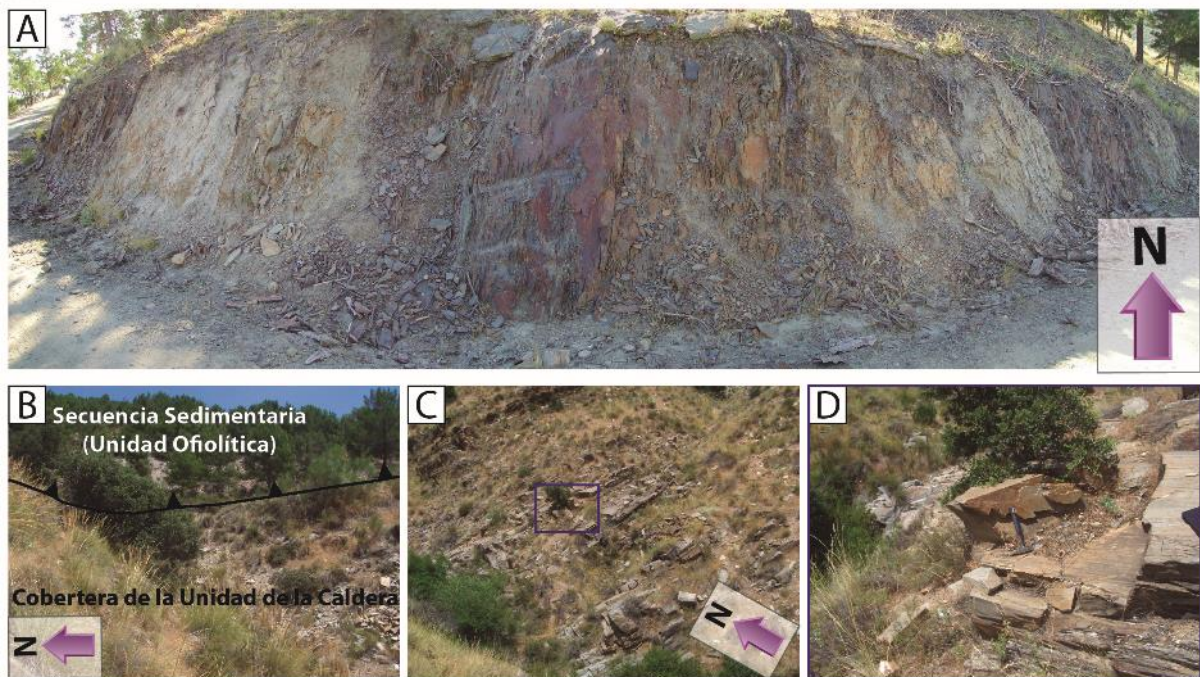


Figura 4.12.- A: Alternancia de micaesquistos oscuros y cuarcitas de colores claros, correspondiente al Sector Occidental de la Unidad de la Caldera en Sierra de Baza (Barranco de la Alfaguara, ver nº 4 en figura 4.1C); B: Cabalgamiento de los micaesquistos de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica, suprayacentes, sobre las cuarcitas de la cobertera de la Unidad de la Caldera (infrayacentes), en el Sector Occidental del área cartografiada; C: Fotografía de las cuarcitas en el mismo sector que en la figura B, que muestra la gran potencia de las mismas; D: Recuadro morado indicado en la figura C, donde se muestra el aspecto de visu que presentan las cuarcitas de la cobertera de la Unidad de la Caldera. Unidad de Bodurria tipo Veleta, para Rodríguez-Cañero et al., 2017.

El nivel basal de la Unidad de las Sabinas está fuertemente milonitizado en toda su extensión y se encuentra con características mineralógicas y de deformación similares en todo el Complejo del Mulhacén, desde Sierra de Baza, Sierra Nevada a Sierra de Filabres (Puga et al., 2002a).

La cobertera de la Unidad de las Sabinas, sin embargo, sí está bien desarrollada en Sierra de Baza. Está constituida por una alternancia de micaesquistos de colores gris a verde claro, con granate, anfíbol, albita y epidota, o bien con granate, cloritoide o estauroлита y distena. Estos micaesquistos claros alternan con niveles de ortogneises riolíticos, ricos en turmalina y de mármoles calizos, o calizo-dolomíticos, frecuentemente cipolíncicos (Figs. 4.13 y 4.14A y B). En la base de esta secuencia se han descrito mineralizaciones de hierro (Torres Ruiz, 1980).

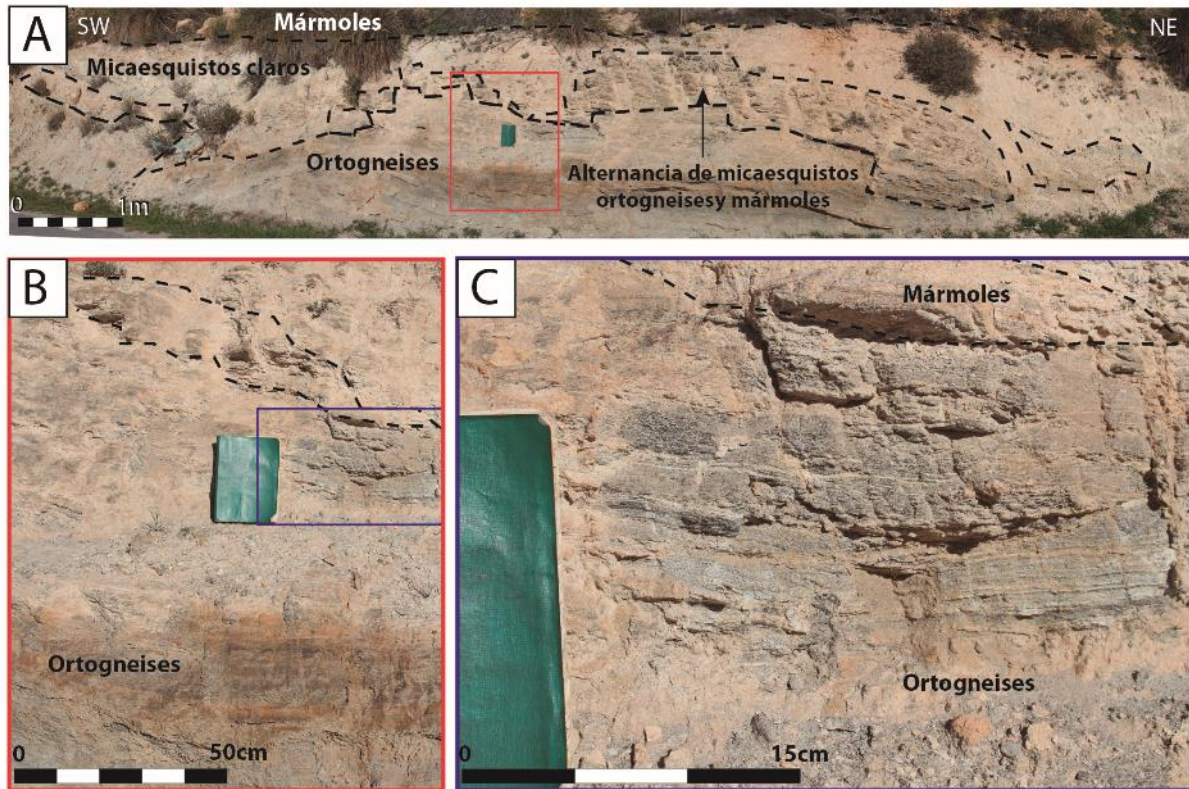


Figura 4.13.-A: Ortogneises y niveles alternantes de micaesquistos claros, ortogneises y mármoles cipolínicos, seguido de micaesquistos claros, bajo el potente paquete de mármoles (cobertera de la Unidad de las Sabinas, inmediaciones de Charches); B: Recuadro rojo en la fig. A, que muestra la potencia de los ortogneises en la base; C: Recuadro morado en la fig. B, mostrando en detalle la estructura bandeada de los ortogneises riolíticos.

Los mármoles calizos, o calizo-dolomíticos, son los más abundantes en la cobertera de la Unidad de las Sabinas dentro de la cartografía de Sierra de Baza

Estos mármoles son de aspecto fajeado, definido por bandas grises y blancas. Contienen muchas de las estructuras de deformación dúctil (Fig. 4.14): tectonitas S-L, lineación de estiramiento de dirección N230-300E (predominando la dirección y sentido N260°E, Jabaloy Sánchez, 1993), marcada por granos estirados y por rotación y estiramiento de minerales previos (Fig. 4.14E).

Los ortogneises situados estratigráficamente bajo los mármoles, aparecen en la cartografía geológica como cuerpos discontinuos y laminares, en afloramientos que en muchos de los puntos no ocupan más de varias decenas de metros y tienen espesores que varían entre 1 y 20 m (Jabaloy Sánchez, 1993). Son claramente observables debido a su bandeo diferencial con tonos blancos y grises, caracterizados por lechos ricos en minerales melanocratos y otros ricos en leucocratos (Fig. 4.14A y B). La asociación mineral consiste en cuarzo + plagioclasa (albita) + feldespato potásico + biotita + moscovita ± granate ± epidota ± clorita ± anfíbol. Los minerales accesorios son turmalina, mena metálica, circón, apatito, y a veces titanita, carbonato y óxidos de hierro (Jabaloy Sánchez, 1993).



Figura 4.14.-Unidad de las Sabinas. A y B: Nivel de ortogneises riolíticos bajo los mármoles en el Sector Central (cerca de la Canaleja, véase figura 4.1C); C y D: Bandeado de los mármoles y estructura en *boudinage* de los mismos en el Sector Oriental (cerca de Las Canteras, véase el nº 10 en figura 4.1C).

La formación Soportújar en el afloramiento de El Cortijo de la Golfa (véase nº 9 en figura 4.1C y 4.15), consiste en una brecha de mármoles de la Unidad de las Sabinas, con una potencia cercana a los 20 m y bloques que en ocasiones superan los 2 m. Presenta un proceso de milonitización en el contacto con la unidad infrayacente. Esta formación, aparece sobre la Unidad Ofiolítica y en parte sobre el basamento de la Unidad de las Sabinas (único lugar de la cartografía geológica, en donde aflora este basamento) (Fig. 4.15). Hacia el SW, la formación Soportújar vuelve a aflorar cabalgando sobre los mármoles de la cobertera de la Unidad de las Sabinas (Fig. 4.15). El Complejo Alpujarride por su parte, cabalga sobre la formación Soportújar, la Unidad de las Sabinas y la Unidad Ofiolítica (Fig. 4.15).

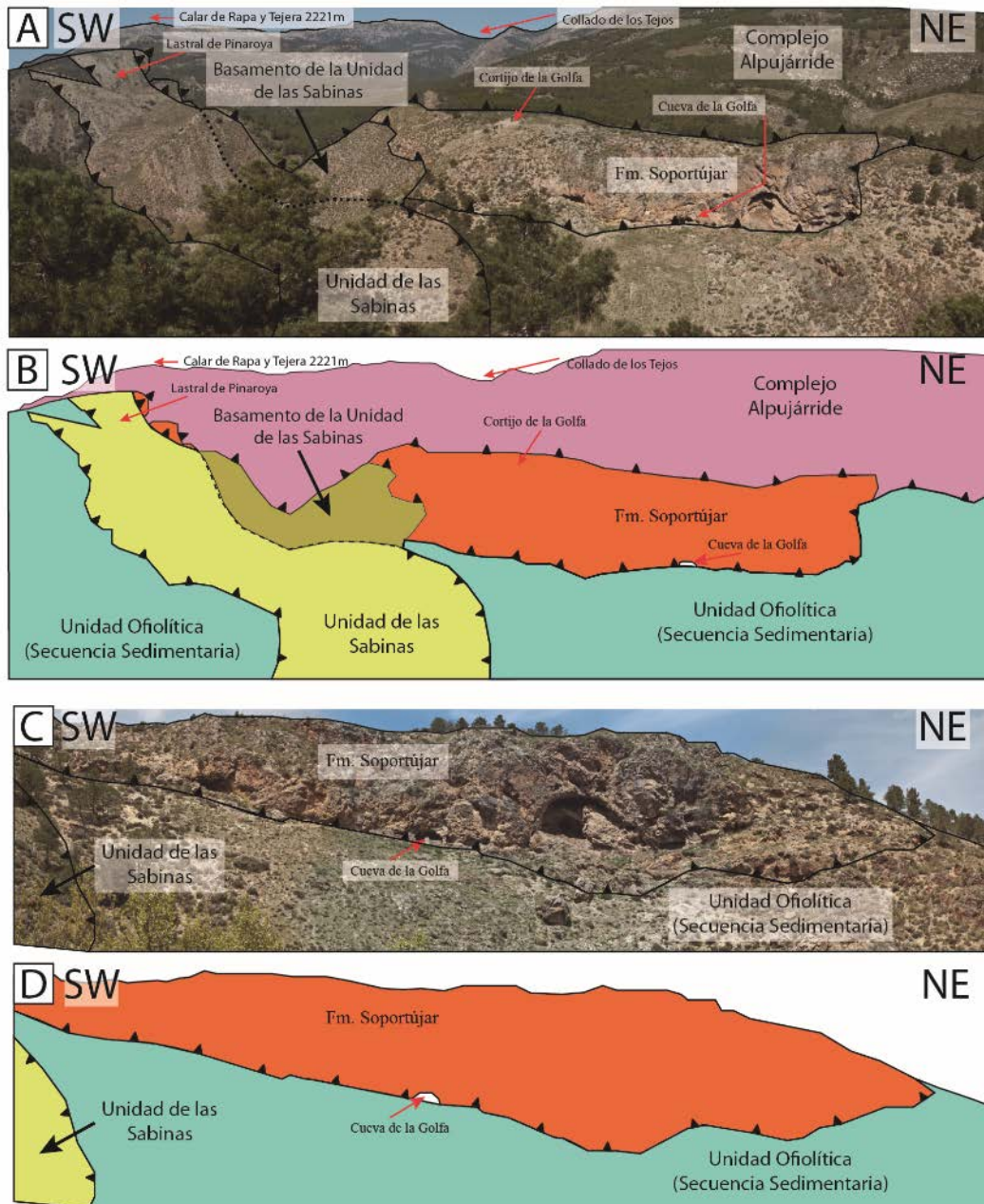


Figura 4.15.- Formación Soportújar, en el Sector Oriental de la cartografía (Cortijo de la Golfa, véase nº 9 en figura 4.1C); A y B: Situación tectónica de la Formación Soportújar sobre la Unidad Ofiolítica infrayacente y el Complejo Alpujárride suprayacente; C y D: Panorámica de la Formación Soportújar en el mismo sector anterior, cabalgante sobre la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica.

Estos materiales del Complejo Alpujárride se encuentran sobre los materiales pertenecientes al Complejo del Mulhacén observándose, a lo largo de toda la franja norte de la zona cartografiada. El contacto corresponde a una zona de falla de bajo ángulo, con una dirección aproximada de N75°E y buzamiento de entre 20 y 25° hacia el N, a lo largo del cual las filitas se superponen, por regla general, sobre los mármoles de la Unidad de las Sabinas. De las cuatro unidades del Alpujárride: Manto de Hernán Valle, Manto de los Blanquizares, Manto de Quintana y Manto de Santa Bárbara (Delgado, 1970), en la hoja cartografiada solo aparece la última unidad, que es la más

baja. La base de la unidad está compuesta por filitas y cuarcitas con coloraciones que van desde el gris violáceo al gris verdoso (Fig. 4.16).

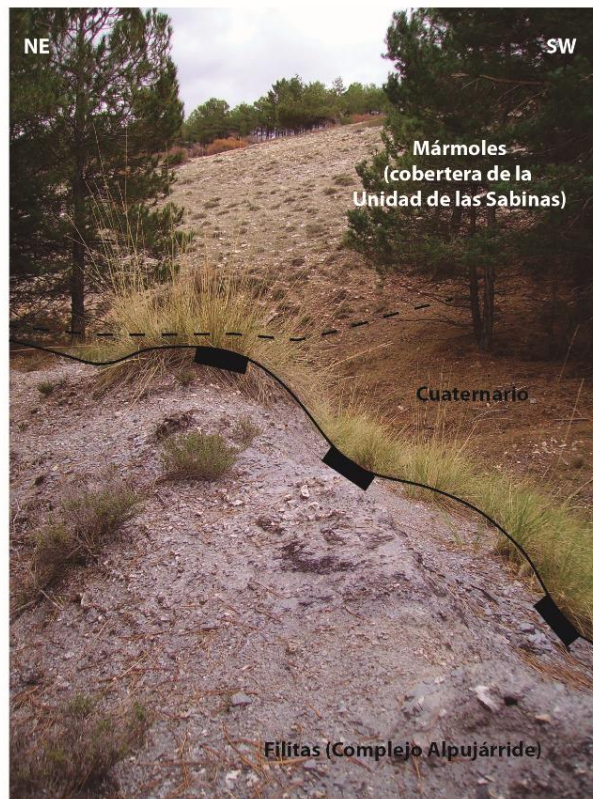


Figura 4.16.- Contacto tectónico de las filitas correspondientes al Complejo Alpujárride sobre los mármoles de la cobertera de la Unidad de las Sabinas. Sector Central de la Cartografía (inmediaciones de. Casas de Santa Olalla, véase figura 4.1C).

En contacto tectónico con las filitas, aparece una sucesión constituida por calizas y dolomías de edad Triásico Medio. Localmente, en el área oriental de la cartografía, las filitas del Complejo Alpujárride aparecen pellizcadas entre los materiales de la Unidad Ofiolítica (Figs. 4.1C, 4.10 y 4.17).

Finalmente, en el extremo noreste del área cartografiada (Fig. 4.1C) existen unos materiales de edad Neógena compuestos por conglomerados, gravas y arenas (Formación Serón-Caniles) (Vera, 1970). Esta serie es muy potente (del orden de 100 a 200 m) y está fundamentalmente compuesta por conglomerados con matriz lutítico-arenosa con colores que van desde el rojo al gris. El origen de los cantos procede del desmantelamiento de los relieves correspondientes a Sierra de Baza y para esta área, son principalmente relieves formados por rocas del Complejo del Mulhacén (formados por micaesquistos con granate, cuarcitas, mármoles, anfíbolitas, etc.). Al proceder de poca distancia, los cantos presentan formas angulosas y sub-angulosas, siendo muy heterogéneos en cuanto al tamaño, existiendo bloques de incluso más de dos metros de diámetro.

4.3. Sectores en los que se ha dividido la cartografía

4.3.1. Sector occidental (Charches-Rambla del Agua)

Este sector se encuentra al Suroeste del Parque Natural de Sierra de Baza, y se extiende desde la población de Charches, por el oeste, hasta las inmediaciones de la pedanía de Rambla del Agua, al este (Fig. 4.17). El Complejo del Mulhacén se encuentra al oeste y al sur en contacto discordante con los materiales neógeno-cuaternarios correspondientes a los glaciares de la Cuenca de Guadix. En este sector occidental de la cartografía es claramente apreciable la morfología del Complejo del Mulhacén, en forma de pliegue anticlinal con vergencia hacia el oeste, aflorando los mármoles de la cobertera de la Unidad de las Sabinas en torno a los materiales correspondientes a la Unidad Ofiolítica y ésta a su vez sobre los materiales de la Unidad de la Caldera (centro de la cartografía, figura 4.17).

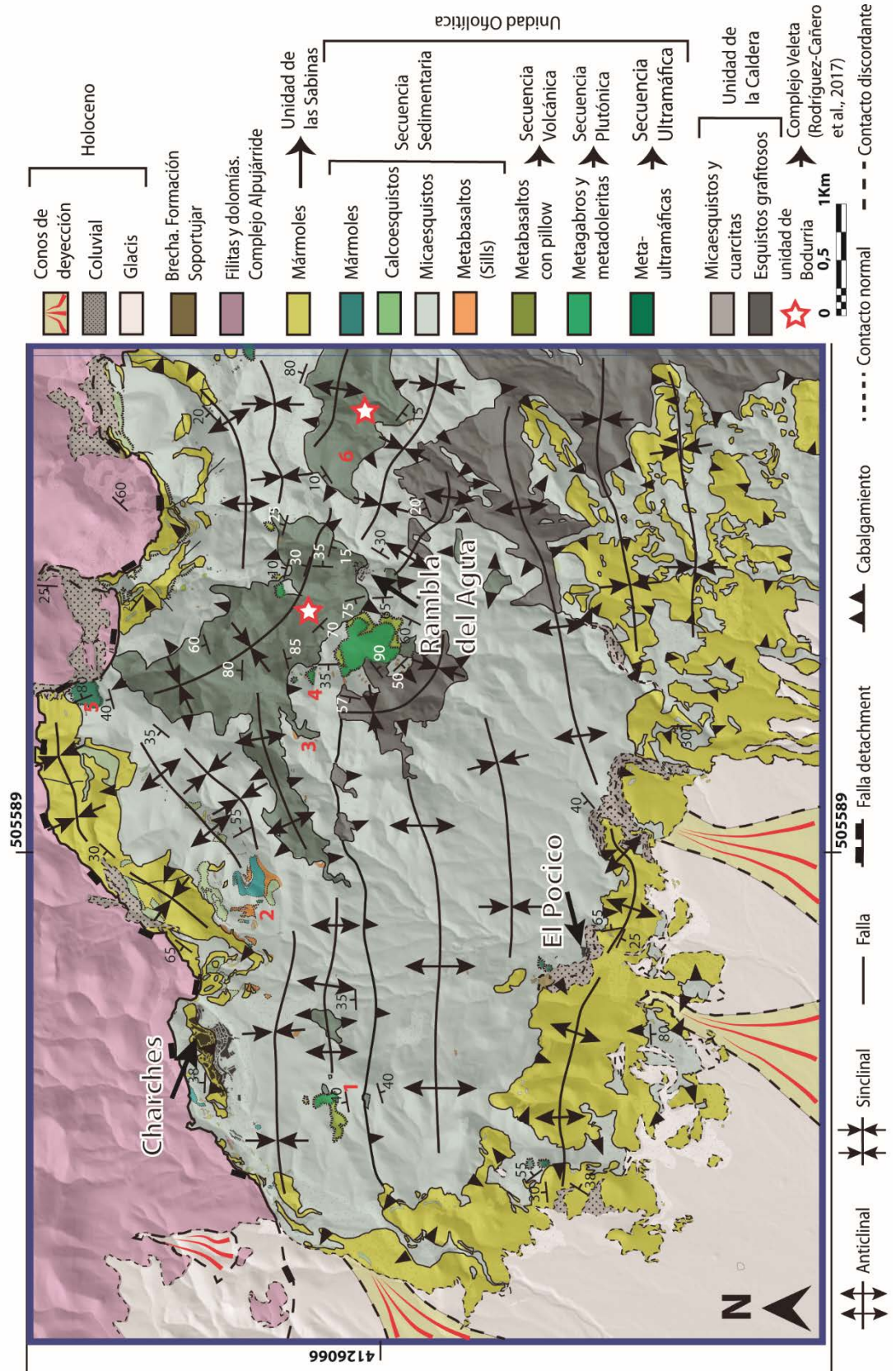


Figura 4.17.- Mapa geológico del sector occidental del Complejo del Mulhacén en Sierra de Baza. 1: Cerro de San Cristóbal; 2: Cortijo de la Higuera; 3: Barranco Hondo; 4: Barranco de la Alfaguara; 5: Cerro de la Fraguera; 6: Cerro del Lastonar.

La Unidad de la Caldera en general y en particular la cobertera de esta unidad (Unidad de Bodurria tipo Veleta para Rodríguez-Cañero et al., 2017) aflora en este sector occidental en contacto tectónico con la Unidad Ofiolítica suprayacente (Figs. 4.2, 4.3 y 4.17). Esta cobertera aparece en este sector, al igual que en otras áreas cartografiadas de Sierra de Baza, y está compuesta por micaesquistos y cuarcitas con albita y granate, de colores claros, que alternan con algunos niveles de mármoles. Pueden verse en las inmediaciones de Rambla del Agua (Fig. 4.18A), siendo más frecuente encontrar afloramientos caracterizados por un potente paquete de cuarcitas grises (Cerro del Lastonar, figuras. 4.17 y 18A y B) que se encuentra a techo de la serie.

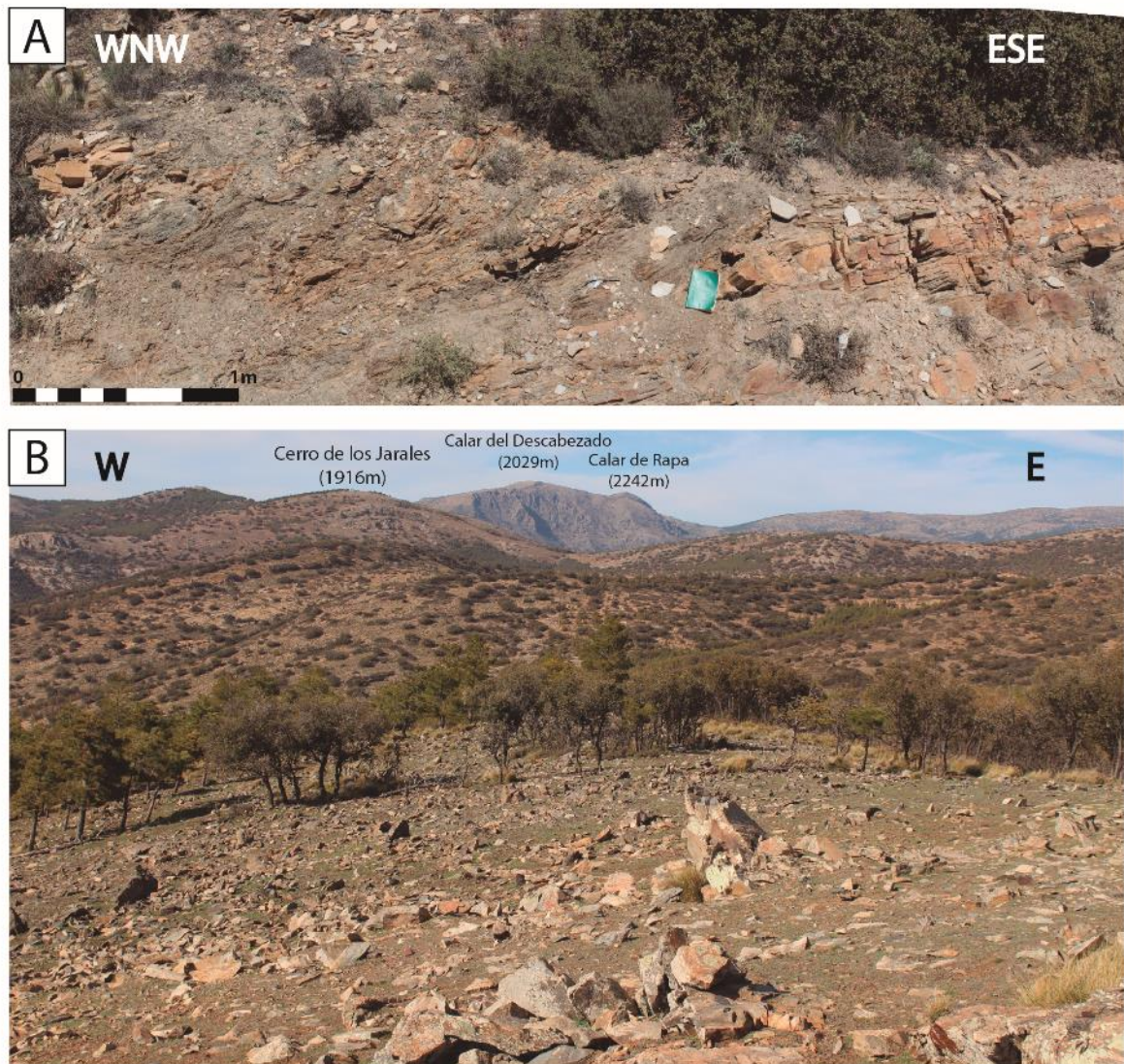


Figura 4.18.- A: Alternancia de niveles de micaesquistos oscuros con niveles de cuarcitas claras de la cobertera de la Unidad de la Caldera (Unidad de Bodurria tipo Veleta para Rodríguez-Cañero et al., 2017)) en las cercanías de Rambla del Agua (véase nº 6 en figura 4.17); B: Panorámica de las cuarcitas grises de esta misma unidad en el Cerro del Lastonar (véase nº 6 en figura 4.17).

Este sector se caracteriza por presentar dos afloramientos de la Secuencia Plutónica en contacto primario con la Secuencia Volcánica originalmente suprayacente

que, por sus dimensiones y buen estado de conservación, los convierte en los más importantes para la interpretación genética de las Ofiolitas de Sierra de Baza. A este hecho, se suma, como gran valor añadido, el que a día de hoy se han identificado en ellos las únicas dos canteras utilizadas para la fabricación de herramientas de eclogitas para la Prehistoria Reciente en toda la Península Ibérica (Lozano et al., 2017). El primero de estos afloramientos de rocas plutónicas en contacto con rocas volcánicas, se encuentra a 400 m al oeste de Rambla del Agua, con una longitud aproximada de afloramiento cercana a los 750 m y una anchura que oscila desde los 300 a los 450 m, siendo más abundante las rocas plutónicas que las volcánicas.

El segundo de los afloramientos de rocas plutónicas en contacto con rocas volcánicas se encuentra a algo más de 1 km al sursuroeste de Charches, en el Cerro de San Cristóbal. Las rocas plutónicas tienen unos 200 m de largo por unos 70 m de ancho y las volcánicas unos 300 m de largo por unos 80 m de ancho. Ambas se encuentran en contacto tectónico con la secuencia sedimentaria y la cobertera de la Unidad de la Caldera (Unidad de Bodurria tipo Veleta para Rodríguez-Cañero et al., 2017) (Figs. 4.1C, 4.2 y 4.17). En esta zona también existe un importantes afloramientos de la Secuencia Mantélica en la cara suroeste del Cerro de la Fraguara, con un diámetro en torno a 200-250 m (nº 5 en Figs. 4.1 y 4.17).

La Secuencia Sedimentaria ocupa una gran extensión en el sector occidental del área cartografiada, y aflora en el núcleo de un anticlinal de un pliegue principal con dirección NE-SW y vergencia al NW (Ver figura 4.1C) que a la vez está constituido por otra serie de pliegues de menor escala, con dos direcciones principales: NNE-SSW tendiendo a E-W, afectados por pliegues SE-NW (Fig. 4.17). Todos estos pliegues afectan también a la duplicación tectónica que es observable en el sector occidental de la cartografía (Figs. 4.1, 2).

En este sector, el Complejo Alpujárride se sitúa en algunos puntos sobre la Secuencia Sedimentaria o incluso sobre las serpentinitas de la Secuencia Mantélica de la Unidad Ofiolítica (véase las inmediaciones del Cerro de la Fraguara en las figuras 4.1 y 4.17) aunque lo normal es encontrarlo sobre los mármoles de la Unidad de las Sabinas.

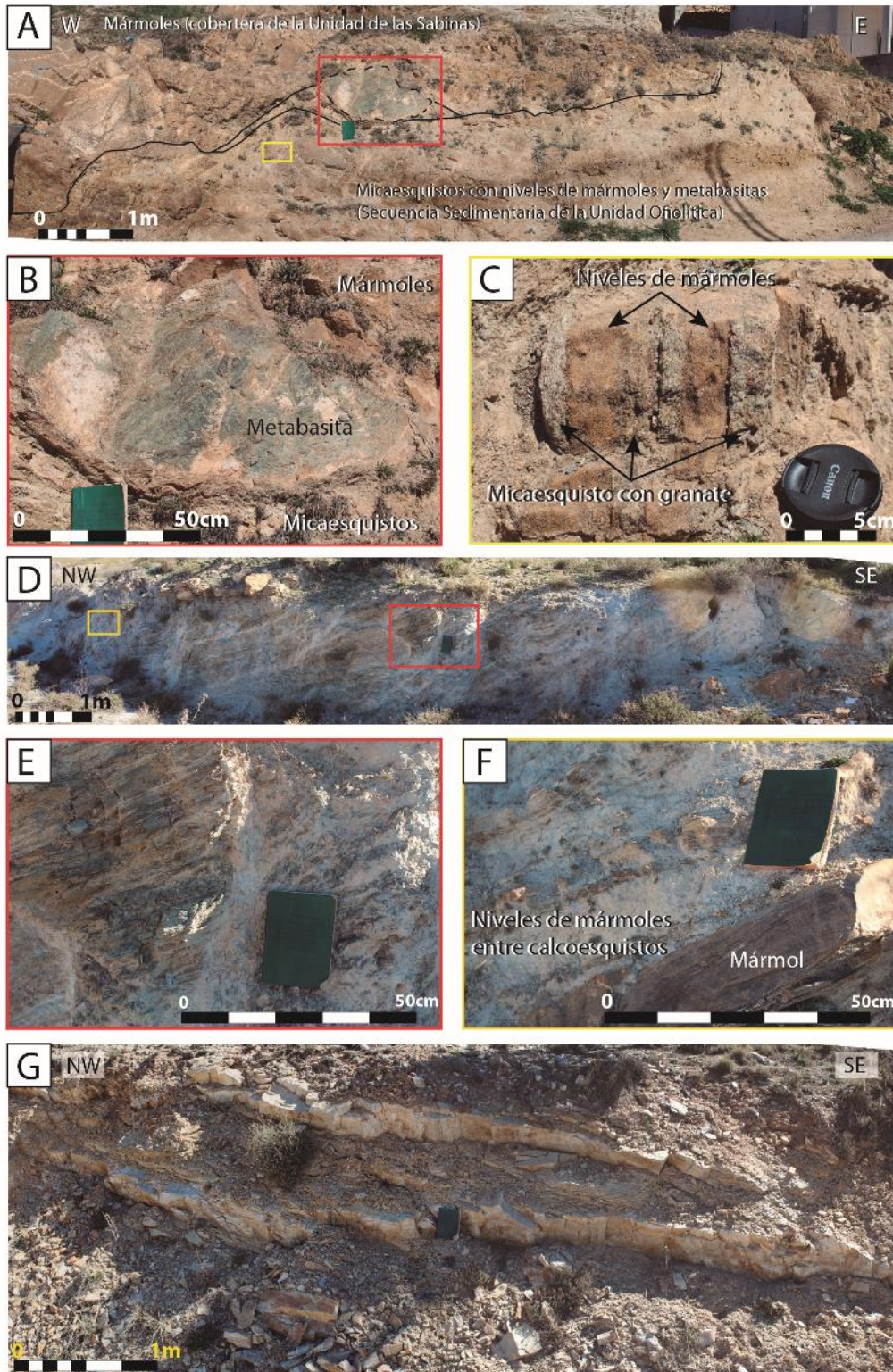


Figura 4.19.- A: Niveles de mármoles y metabasitas intercalados entre micaesquistos con granate (Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica, en la entrada oeste del pueblo de Charches). Suprayacente, en contacto tectónico, los mármoles de la cobertera de la Unidad de las Sabinas; B: Recuadro rojo en la fig. A de un bloque de metabasita; C: Recuadro amarillo en la fig. A de un bloque de mármol con lechos intercalados de micaesquistos con granate; D: Calcoesquistos con intercalaciones de mármoles de la Secuencia Sedimentaria (1 km al suroeste de Charches); E: Detalle del recuadro rojo D, mostrando el aspecto de los calcoesquistos; F: Detalle del recuadro amarillo en D, mostrando mármoles intercalados entre calcoesquistos; G: Niveles de cuarcitas de la Secuencia Sedimentaria, 2 km al este de Charches.

La Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica está constituida en este sector occidental mayoritariamente por micaesquistos con granate y calcoesquistos, con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y lentes/bloques de anfibolitas y, en menor medida por calcoesquistos (Fig. 4.19). En algunos afloramientos se observan niveles de mármoles intercalados de espesor decimétrico a métrico (Fig. 4.19C y F). Los afloramientos de metabasitas y mármoles son lentejones discontinuos que llegan a alcanzar 8-10 m de potencia (Figs. 4.17 y 4.19). De las metabasitas se han tomado dos muestras para análisis petrográfico y geoquímico en el paraje conocido como Cortijo de la Higuera (Cani-137A y 137B, correspondientes a anfibolitas granatíferas con textura simplectítica, procedentes de una ferro-dolerita eclogitizada, ver capítulo petrografía y geoquímica).

Hacia el sur, los complejos del Mulhacén y el Alpujarride, se encuentran cubiertos por los sedimentos neógeno-cuaternarios de la cuenca de Guadix y el corredor de Fiñana, aflorando de nuevo en los relieves que constituyen Sierra Nevada. Destaca el Cerro del Almirez (Puga et al., 1999b, 2007, 2009, 2011, 2017; Puga, 2005, Alt et al., 2012; Marchesi et al., 2013, entre otros. Fig. 4.20A y B).

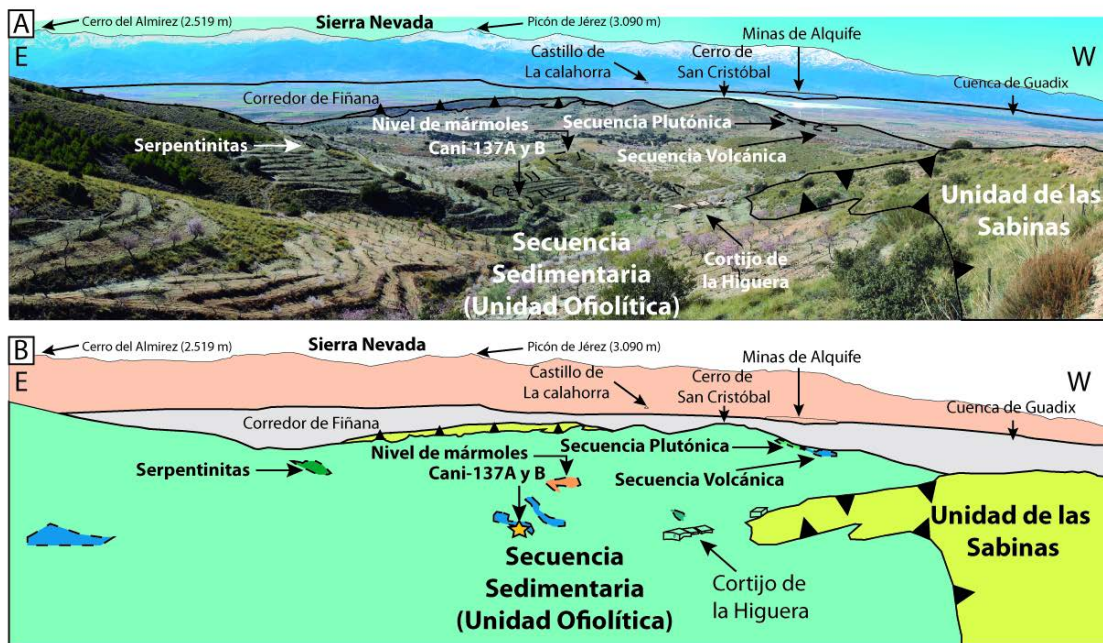


Figura 4.20.-A y B: Panorámica de la Unidad Ofiolítica en el sector occidental de la cartografía, tectónicamente bajo la Unidad de las Sabinas. Las Secuencias Mantélica, Volcánica y Plutónica, se encuentran intercaladas tectónicamente en la Secuencia Sedimentaria.

En este sector, rodeado por los micaesquistos con granate de la Secuencia Sedimentaria, un afloramiento de la Secuencia Mantélica fue explotado a modo de cantera (Figs. 4.17, 4.20 y 4. 21A, B y D). De aproximadamente 25 m de largo por 15 de ancho, el afloramiento conserva en su parte norte unos 4 m que no han sido explotados y de donde se ha tomado una muestra para estudio petrográfico y geoquímico (Cani-305 de harzburgita secundaria serpentinizada, figura 4.21A, B y D).

En el borde oeste del afloramiento, también se ha tomado una muestra, en este caso de micaesquisto con granate (Cani-304, figura 4.21A, B y C).

En la parte oeste del pueblo de Charches, existe otro pequeño afloramiento de serpentinitas bajo los muros de la intersección entre las calles Llana y Jardín. Este afloramiento mide unos 6 m de largo por 1.5 m de alto y, como otros afloramientos de serpentinitas en esta área, constituyen bloques que se encuentran en la parte alta de la Secuencia Sedimentaria, próximas al contacto con los afloramientos principales de mármoles de la Unidad de las Sabinas, que se alinean también con niveles de mármoles con intercalaciones de metabasitas (Fig. 4.22A y B). De este afloramiento se ha tomado una muestra en estas serpentinitas para estudio petrográfico y geoquímico (CH-80, harzburgita secundaria serpentinizada) (Fig. 4.22C).

Afectado por un detachment tardío, el Complejo Alpujarride se ubica encima de toda la serie de mantos tectónicos del Complejo del Mulhacén, presentando relieves de más de 1700 m como son el Calar de la Majada Honda o el Cerro Cartijillo, que se pueden observar en la panorámica 4.16A situados al W y al E del pueblo de Charches (Ver también Fig. 4.17).

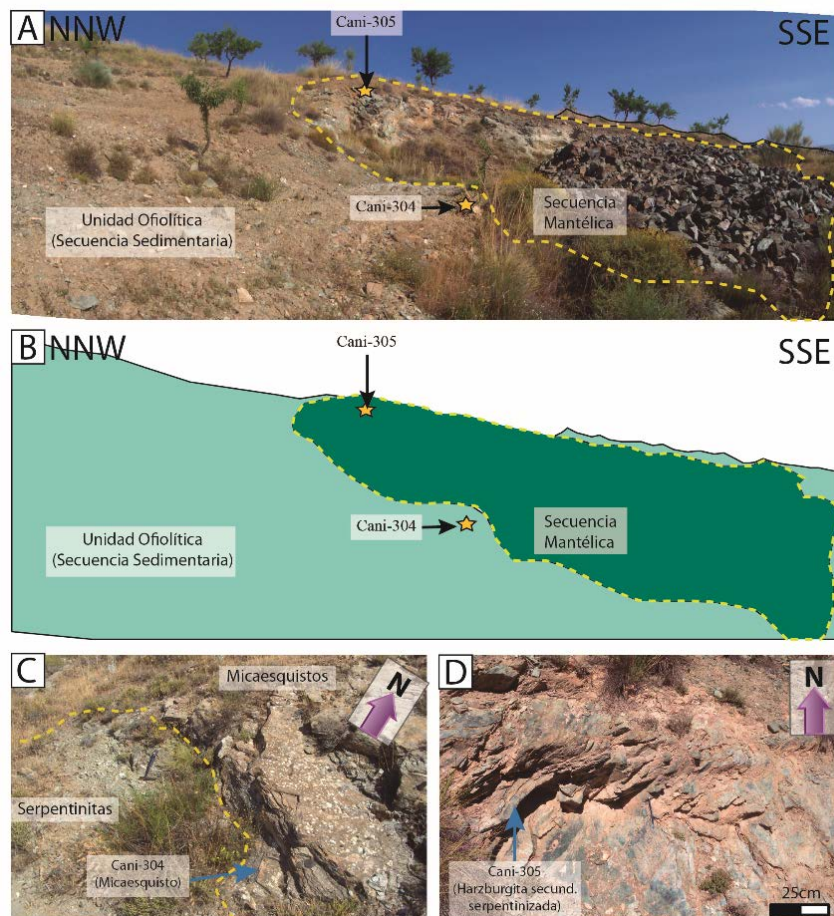


Figura 4.21.- A y B: Cantera de serpentinitas en un bloque rodeada por metapelitas; C: Situación de la muestra CANI-304 del micaesquisto con granate en contacto con la serpentinita; C y D: Situación de la muestra CANI-305.

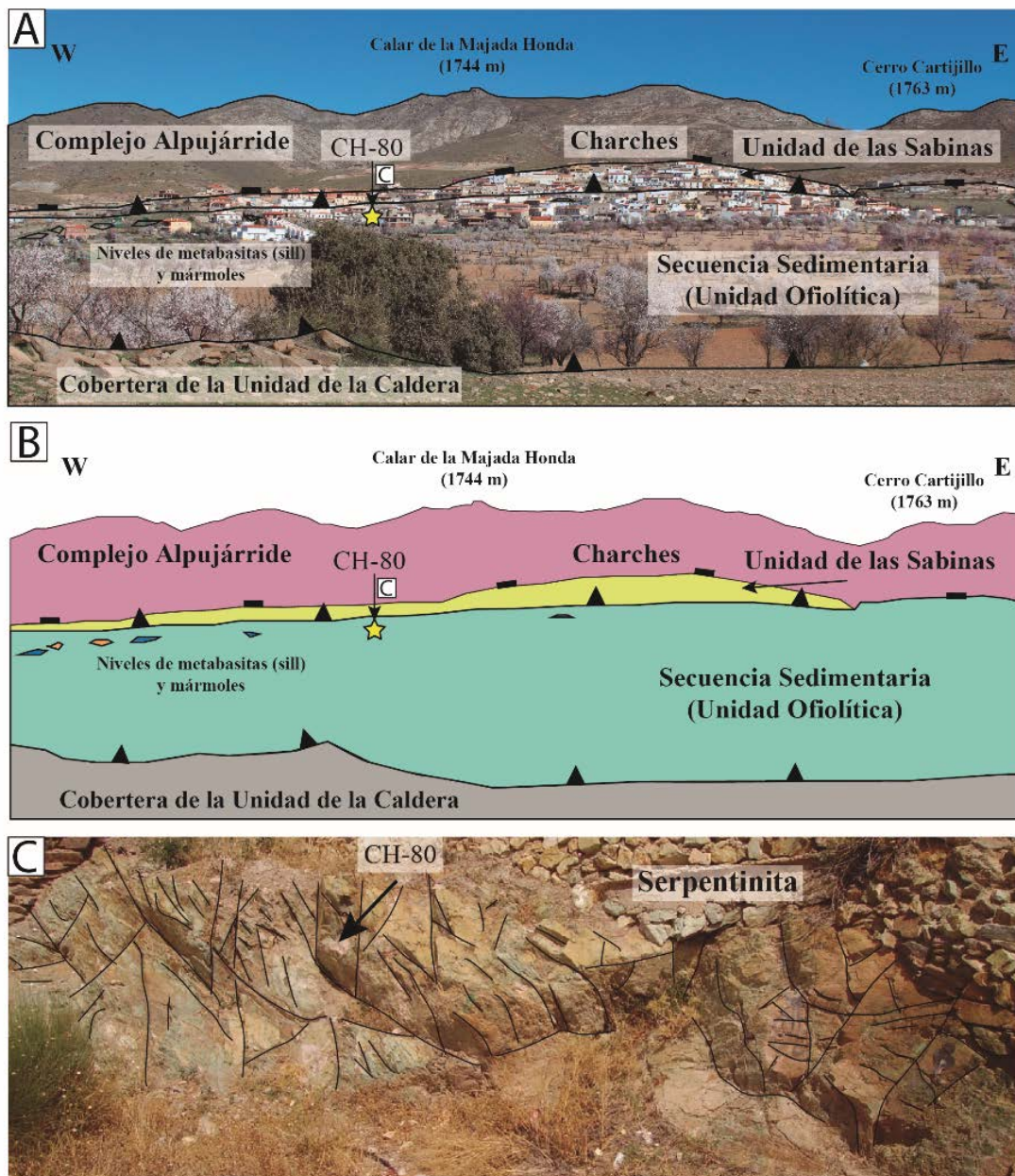


Figura 4.22.-A y B: Panorámica del área de Charches: las partes más altas del pueblo están situadas sobre mármoles de tipo Sabinas y las partes más bajas sobre niveles mármoles y metabasitas (sill) intercalados entre micaesquistos con granate y calcoesquistos de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica; C: Pequeño afloramiento de serpentinitas en el oeste de la parte baja del pueblo. CH-80 indica la situación de la serpentinita estudiada.

El área existente en torno a Rambla del Agua corresponde a la parte situada más al este del sector occidental de la cartografía. En ella afloran ampliamente tanto rocas de la Secuencia Plutónica, como de la Secuencia Volcánica, encontrándose ambas, a unos 450 m al oeste de la aldea. La Secuencia Volcánica está en contacto tectónico con la cobertera de la Unidad de la Caldera infrayacente (Unidad de Bodurria tipo Veleta para Rodríguez-Cañero et al., 2017), 550 m al noroeste de Rambla del Agua, (Figs. 4.17 y 4.23A y B).

En las rocas tanto la Secuencia Plutónica como de la Secuencia Volcánica descritas en esta área de Rambla del Agua, aparece la segunda de las dos únicas canteras de eclogitas, encontradas hasta la fecha en toda la Península Ibérica en las que se ha podido demostrar que fueron utilizadas para la fabricación de herramientas líticas en la Prehistoria Reciente (Lozano et al., 2017). Estos dos afloramientos son los más importantes de este tipo de rocas en el área cartografiada y aquéllos en los que el estado de conservación de las rocas es el mejor y sus dimensiones son mayores. Se han tomado muestras para el estudio petrográfico y geoquímico: CH-43 (eclogita procedente de gabro), CH-58 y CH-62 (eclogitas procedentes de dolerita: Fig. 4. 23) y CH-44 (eclogita procedente de un gabro olivínico piroxénico).

En la pista que discurre desde Charches a Rambla del Agua, unos 2 km antes de llegar a Rambla del Agua, en el paraje conocido como Barranco Hondo, existe un pequeño afloramiento (Fig. 4.24A y B) con vestigios de lavas almohadilladas transformadas durante el metamorfismo Alpino en eclogitas parcialmente anfibolitizadas (muestras CH-12 y CH-12B: Fig. 4.24C) También se han estudiado de eclogitas parcialmente anfibolitizadas procedentes de basaltos (Cani-138) y eclogitas procedentes de gabros piroxénicos (Cani-139 A, Cani-139B y Cani-139C) (Fig. 4.24D y E).

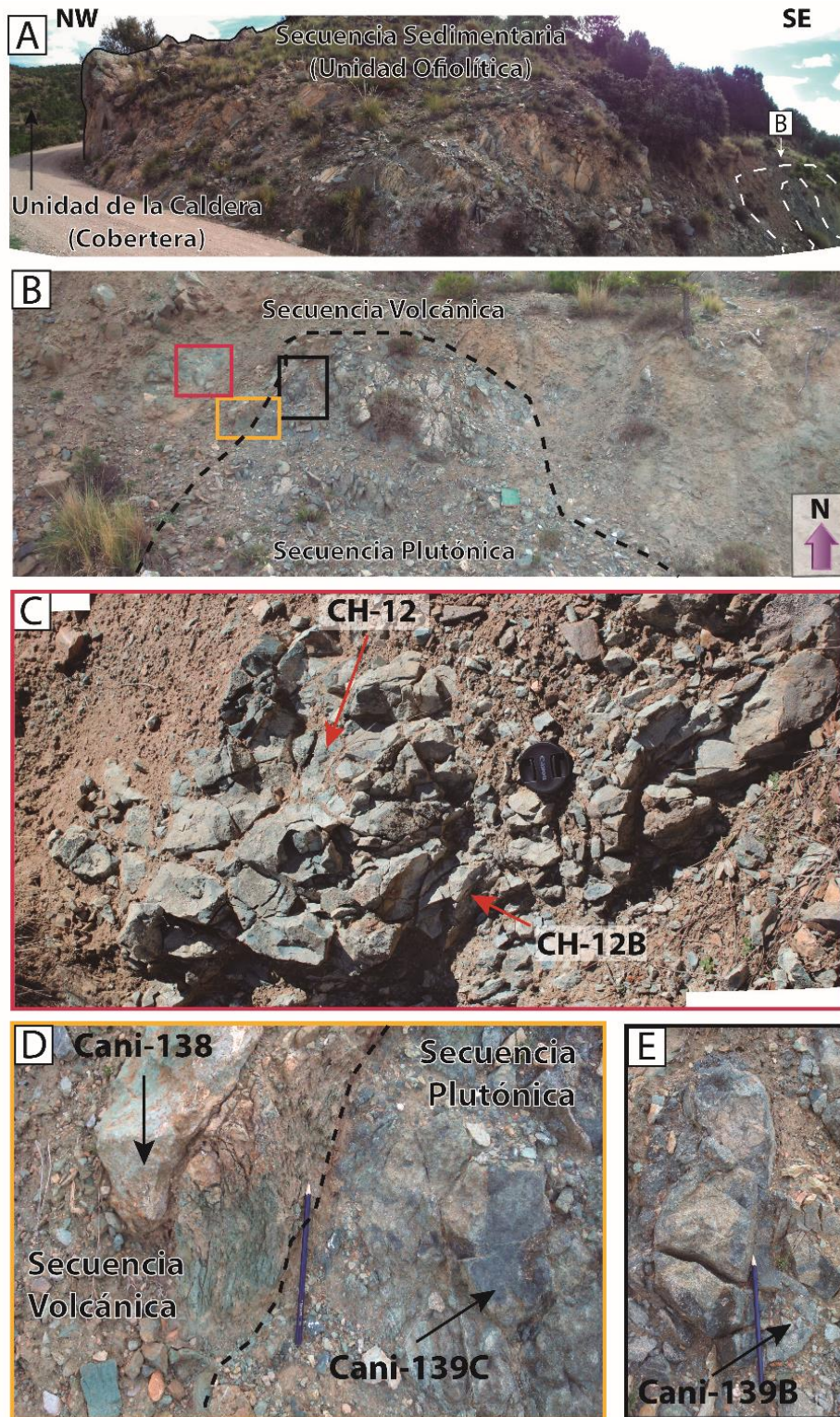


Figura 4.24.- A: Afloramiento de metabasitas en la pista de Charches a Rambla del Agua. Hacia el NW le siguen los micaesquistos de la Secuencia Sedimentaria. B eclogitas procedentes de gabros (Cani-139C, B) y el borde por eclogitas parcialmente anfibolitizadas procedentes de basaltos (Cani-138) con posible estructuras de lavas alhoadilladas (CH-12); C: Antiguas lavas transformadas a eclogita microcristalina, parcialmente anfibolitizada. En el centro de la foto se pueden observar dos posible almohadillas deformadas en contacto y en las que se puede distinguir una disyunción radial a pesar de la deformación; D: Localización de las muestras Cani-139C y Cani-138, CH-12); E: Disyunción en bolos de un gabro eclogitizado (Cani-139B).

Rodeados de metasedimentos de la Secuencia Sedimentaria, se pueden observar tres afloramientos correspondientes a la Secuencia Plutónica, con dimensiones que van desde los pocos metros a la decena de metros en el paraje conocido como Barranco de la Alfaguara (Fig. 4. 25A y B). Los tres afloramientos se encuentran más o menos alineados en torno a la parte alta de la Secuencia Sedimentaria, muy cerca del contacto tectónico con la cobertera de la Unidad de las Sabinas, suprayacente (Fig. 4.25A y B). El afloramiento situado más al sur también se caracteriza por la presencia de dos pequeños boudines de serpentinitas (Cani-295: harzburgita secundaria serpentinizada) por los metasedimentos de la Secuencia Sedimentaria, entre los que destacan niveles de mármoles (Cani-296) y metabasitas (Cani-250B: eclogita procedente de dolerita) (Fig. 4.25C). Tanto este afloramiento como los siguientes dos afloramientos situados al norte (Fig. 4.25D y E) han sido utilizados en este trabajo también para muestreo y posterior estudio petrográfico y geoquímico (véase capítulo correspondiente al estudio petrográfico y geoquímico), mediante las muestras Cani-298 (anfíbolita procedente de gabro piroxénico) y Cani-300 (Anfíbolita procedente de una ferro-dolerita).

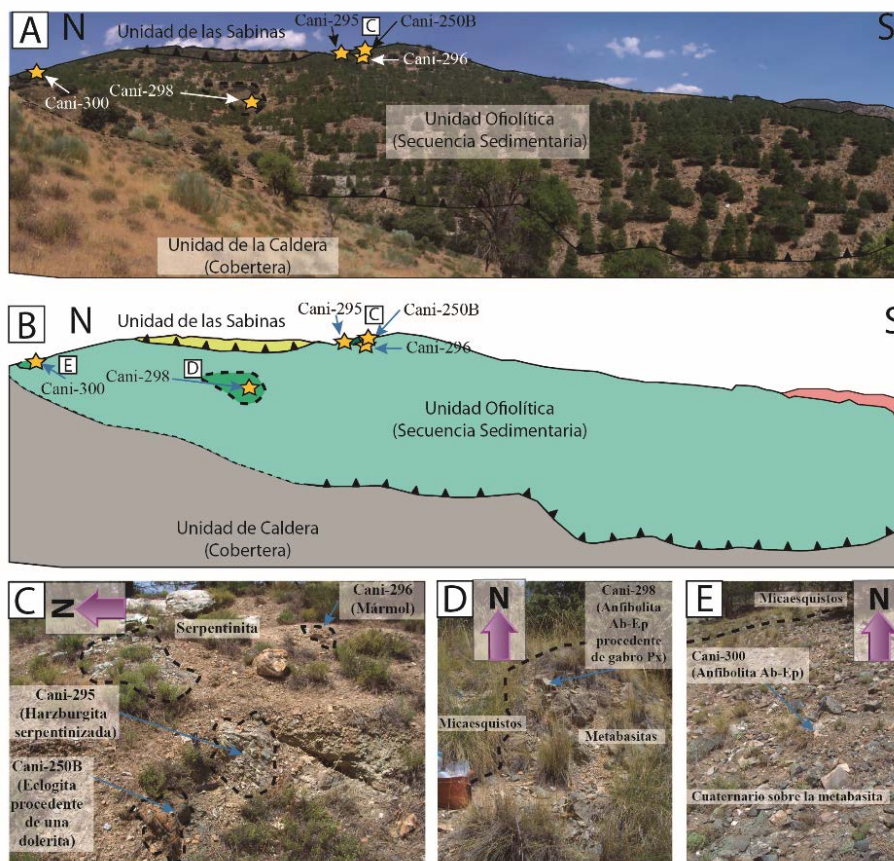


Figura 4.25.- A y B: Panorámica de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica intercalada tectónicamente entre la cobertera de la Unidad de la Caldera infrayacente (Unidad de Bodurria tipo Veleta para Rodríguez-Cañero et al., 2017) y la cobertera de la Unidad de las Sabinas suprayacente (Barranco de la Alfaguara). C. Bloques de serpentinitas inmersos en los micaesquistos con granate junto a niveles de mármoles y metabasitas; D y E. Contacto entre micaesquistos con granate y metabasitas en dos afloramientos diferentes (localización en A y B).

La Unidad de las Sabinas en este sector occidental está constituida por la cobertera, sin que aflore en ningún sitio el basamento de esta unidad. Predominan los mármoles, que afloran sobre la Unidad Ofiolítica, generando en la cartografía un arco por el norte, el oeste y el sur como consecuencia del cierre periclinal de un pliegue anticlinal (Fig. 4.17). En la base de estos mármoles es frecuente encontrar niveles discontinuos de ortogneises, de forma laminar y con un espesor variable entre 1 y 3 m. Se caracterizan por sus tonalidades blancas a grises, con un bandeo caracterizado por lechos más ricos en minerales melanocratos, y otros más ricos en leucocratos (Fig. 4.26).

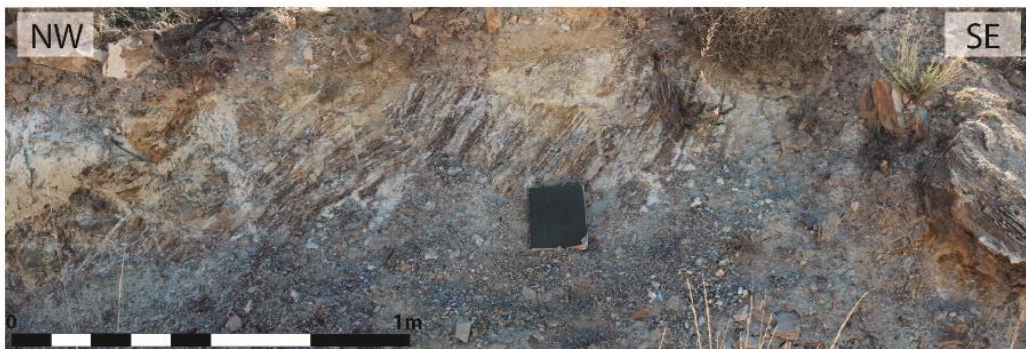


Figura 4.26.- Ortogneises de la cobertera de la Unidad de las Sabinas bajo los mármoles. Pista desde Charches a Rambla del Agua, a la salida de Charches.

Formación Soportújar

Son pocos los afloramientos de esta formación en el sector occidental de la cartografía, con dimensiones que van desde unos pocos metros de extensión a los 100 m. La totalidad de estos afloramientos se localiza sobre los mármoles de la cobertera de la Unidad de las Sabinas (Fig. 4.17).

4.3.2. Sector Central (Cortijo El Raposo y La Canaleja)

La parte central del área cartografiada ocupa el área que va desde las inmediaciones de Rambla del Agua, al oeste, hasta Casas de Santa Olalla, al este (Figs. 4.1 y 4.23). Se trata de la zona más estrecha de la Unidad Ofiolítica, afloramientos de apenas 200 m cerca del paraje conocido como la Canaleja (Fig. 4.27). Este sector central destaca, fundamentalmente, por la gran abundancia y tamaño de los afloramientos de rocas ultramáficas, algunos con dimensiones que rondan los 750 m de diámetro (La Canaleja, figuras. 4.27, 4.28A y B y 4.29). Sin embargo, las metabasitas prácticamente no están presentes en este sector: sólo se ha observado junto a las rocas ultramáficas de la Canaleja de los que se ha recogido la muestra Cani-284, figura 4.28C). Los niveles de mármoles y cuarcitas intercalados en las metapelitas de la Secuencia Sedimentaria son igual de abundantes que en los otros dos sectores cartografiados.

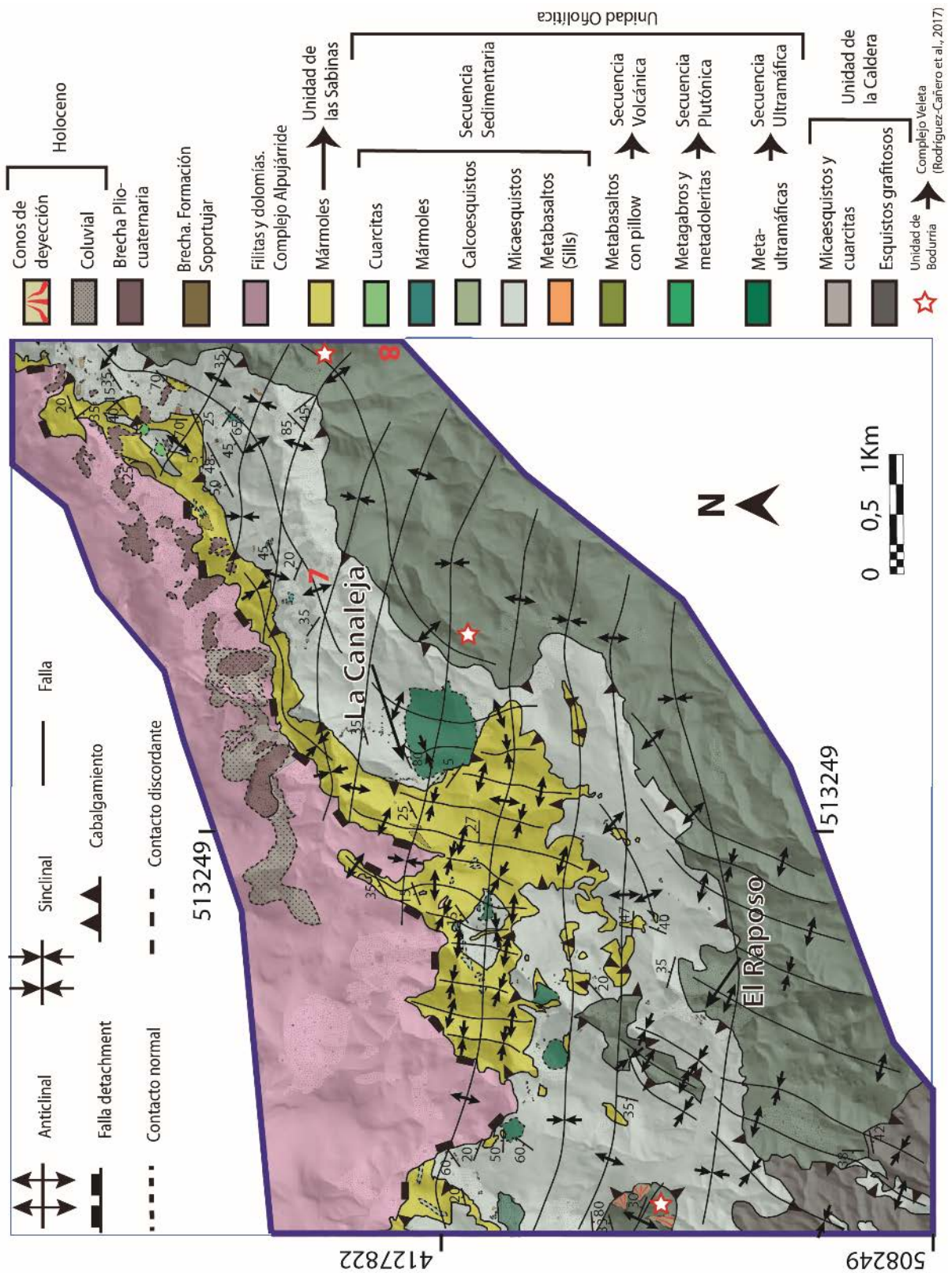


Figura 4.27.- Mapa geológico del sector central del Complejo del Mulhacén en Sierra de Baza. 7: Casas de Santa Olalla; 8: Mirador de Barea.

En el paraje conocido como La Canaleja se han muestreado dos lherzolitas serpentinizadas (Cani-284 y CH-27) y una harzburgita secundaria serpentinizada (CH-25). La situación de estas rocas puede verse en las Figs. 4.5 y 4.29. El cuerpo de ultramafitas está en contacto con micaesquistos con granate con algunos niveles de metabasitas, de las cuales se han tomado las muestras Cani-286 (micaesquisto con granate), Cani-285 y Cani-288A (ambas anfibolitas epidóticas procedentes de dolerita: figura 4.5). Al oeste y al norte de este afloramiento la Unidad de las Sabinas cabalga sobre la Unidad Ofiolítica y, por último, se superpone el Complejo Alpujárride formando los relieves más altos del Parque Natural de Sierra de Baza como son los picos de Calar de Rapa y Tejera con 2.221 m (Figs. 4.27 y 4.37A y B).

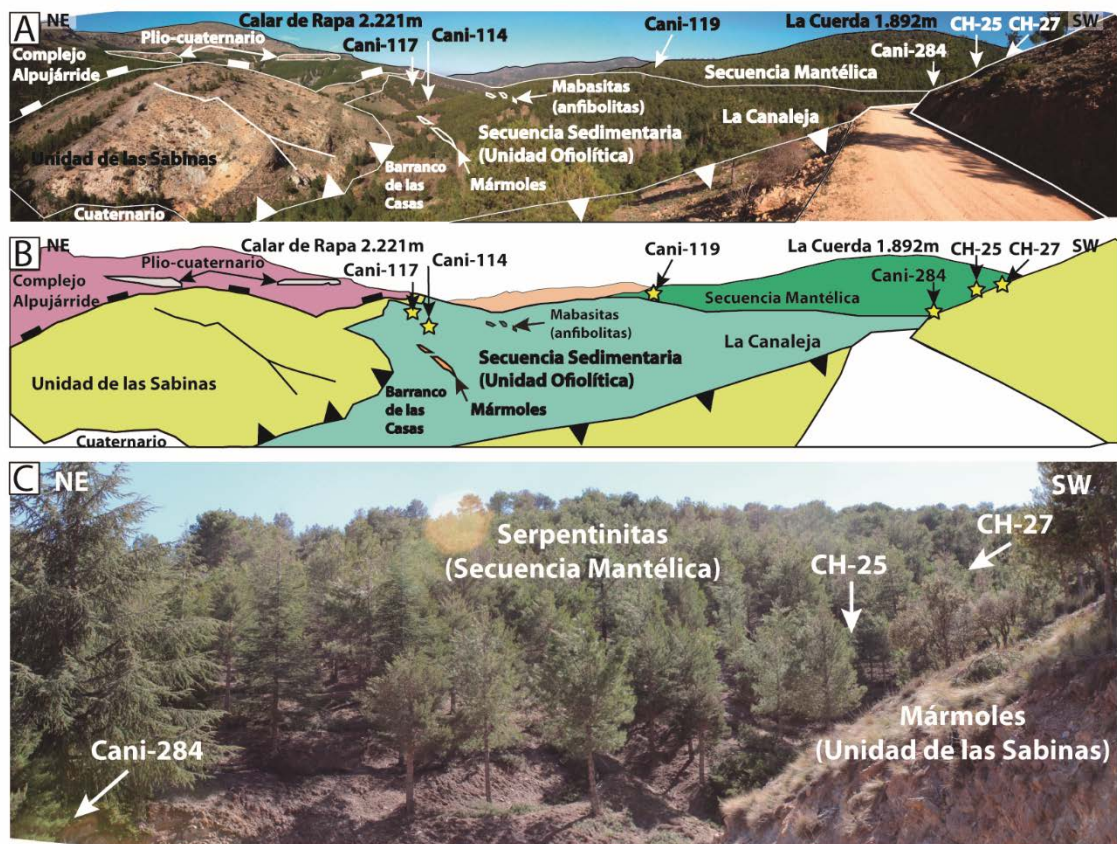


Figura 4.29.- A y B: Panorámica del paraje de la Canaleja, con el gran afloramiento de la Secuencia Mantélica junto a la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica cabalgado bajo los mármoles de Sabinas, que a su vez se encuentran bajo el Complejo Alpujárride. Ubicación de las muestras de roca tomadas sobre la secuencia sedimentaria ofiolítica (Cani-114, 117); C: Contacto tectónico entre los mármoles de la Unidad de las Sabinas y las serpentinitas de la Canaleja, donde han sido tomadas las muestras para estudio petrográfico y geoquímico Cani-119, 284 y CH-25, 27.

El área situada en torno al cortijo de El Raposo correspondería a la parte oeste dentro de este sector central de la cartografía. Su característica principal radica en la aparición de varios afloramientos de ultramafitas en buen estado de conservación y con unas dimensiones relativamente grandes, al menos en cinco de estos cuerpos de

serpentinitas, con longitudes comprendidas entre 100 y 300 m y anchuras que varían entre 100 y 200 m (Fig. 4.27). Los cuerpos serpentiniticos se encuentran inmersos entre los micaesquistos con granate de la secuencia sedimentaria ofiolítica, de donde se ha recogido la muestra Cani-209 (Fig. 4.30A y B). Los niveles de mármoles intercalados en la Secuencia Sedimentaria aparecen en la parte media alta de su estratigrafía, aunque, como consecuencia de la tectónica en esta área, se observan algo más dispersos, llegando a estar en contacto incluso con mármoles de la Unidad de las Sabinas. A su vez, los mármoles de esta Unidad, por efecto de la tectónica, forman pequeños isleos superpuestos a los micaesquistos de la secuencia Sedimentaria Ofiolítica, como puede verse en el sector central de esta área cartografiada (Fig. 4.27).

En la figura 4.30A y B, se muestra el contacto tectónico entre la cobertera de la Unidad de la Caldera infrayacente y los micaesquistos con granate de la Secuencia Sedimentaria suprayacente, que en esta área contienen pequeños niveles de mármoles y sills de metabasitas de pocos metros de espesor, muy dislacerados por la tectónica.

Varios kms al sur del cortijo del Raposo, afloran tectónicamente bajo el basamento de la Unidad de la Caldera los materiales más bajos en la serie de mantos empilados del dominio Nevado-Filábride, que corresponden al Complejo del Veleta (Fig. 4.30A y B).

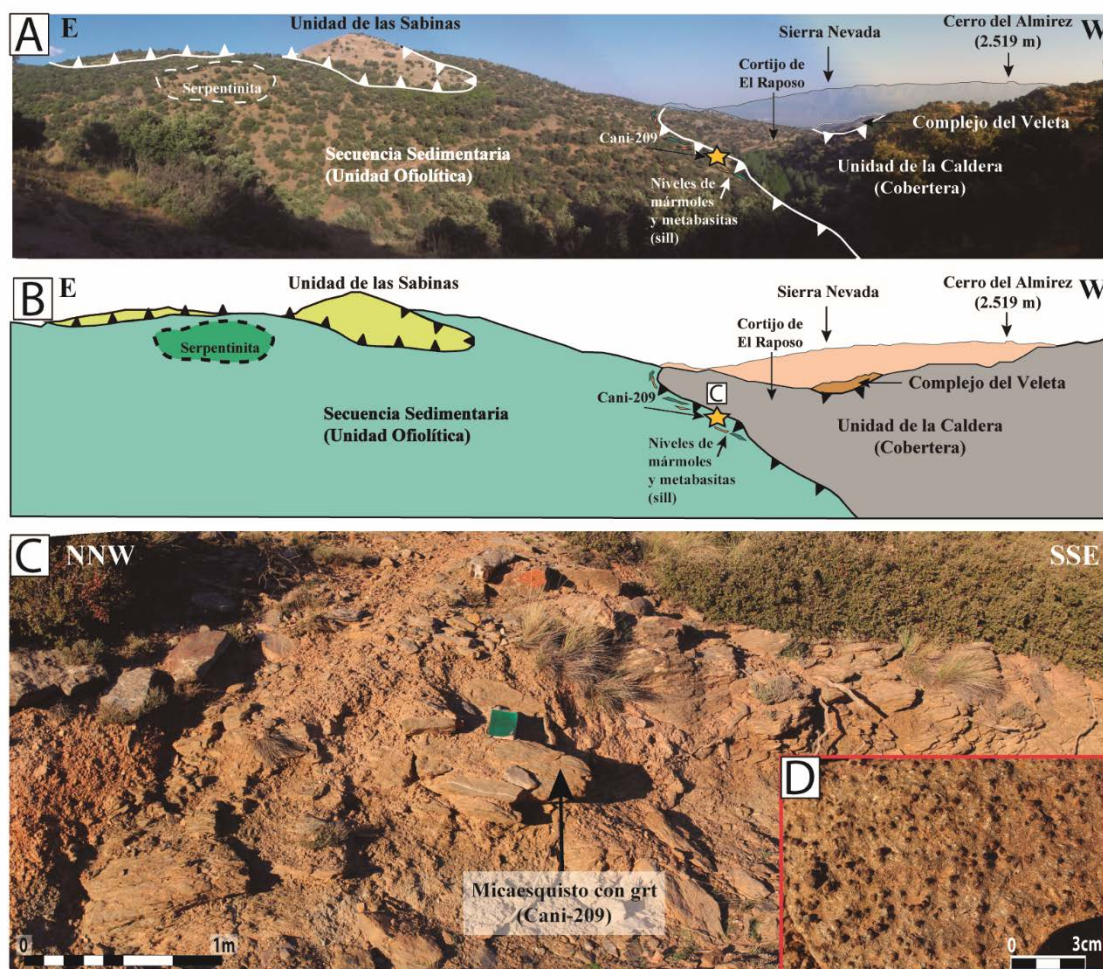


Figura 4.30.- A y B: Panorámica del área correspondiente al cortijo de El Raposo vista desde el norte, sobre la que se puede apreciar uno de los afloramientos de la Secuencia Mantélica inmerso en los micaesquistos con granate de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica, muy cerca del contacto con los mármoles de la Cobertera de la Unidad de las Sabinas. Al fondo de la fotografía, hacia el sur, aparecen los materiales del Complejo del Veleta. C: Localización de la muestra Cani-209; D: Aspecto macroscópico de los micaesquistos con granate muestreados.

Además de los cinco grandes afloramientos de serpentinitas, que ya se han mencionado anteriormente, en el área del cortijo El Raposo existen otros afloramientos menores de serpentinitas cuyo tamaño varía entre 5 y 25 m de diámetro. Uno de estos pequeños afloramientos, situado 500 m al norte del cortijo de El Raposo, tiene unos 20 m de diámetro y ha sido explotado a modo de cantera (Fig. 4.32A). Se encuentra también rodeado por micaesquistos con granate y calcoesquistos de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica (Fig. 4.31) y en él se han tomado las muestras CH-84 y CH-84B, correspondientes a lherzolitas serpentinizadas, para su estudio petrográfico y geoquímico.



Figura 4.31.- A: Cantera abandonada de serpentinitas de la Secuencia Mantélica cerca del cortijo de El Raposo, rodeada por micaesquistos con granate de la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica; B: Detalle de la serpentinita explotada, cuyas muestras se han utilizado para estudio petrográfico y geoquímico.

El área situada más al este del sector central de las ofiolitas de Sierra de Baza se encuentra en torno a las casas de Santa Olalla (Fig. 4.27), en la confluencia entre el barranco de Las Casas y el arroyo Bodurria. Las Casas de Santa Olalla están situadas sobre la Secuencia Sedimentaria de la Unidad Ofiolítica que, en esta área, está constituida de forma muy monótona por micaesquistos con granate los cuales, muy localmente, presentan en la parte media y alta de sus series, intercalaciones de niveles de mármoles y sills de metabasitas, con espesores variables entre 2 y 10 m de potencia (Fig. 4.27). Las muestras para el estudio petrográfico y geoquímico han sido tomadas en la parte media y alta de la sucesión de micaesquistos con granate (Cani-114 y Cani-117), cerca del contacto con los mármoles de Sabinas (Fig. 4.32A y B).

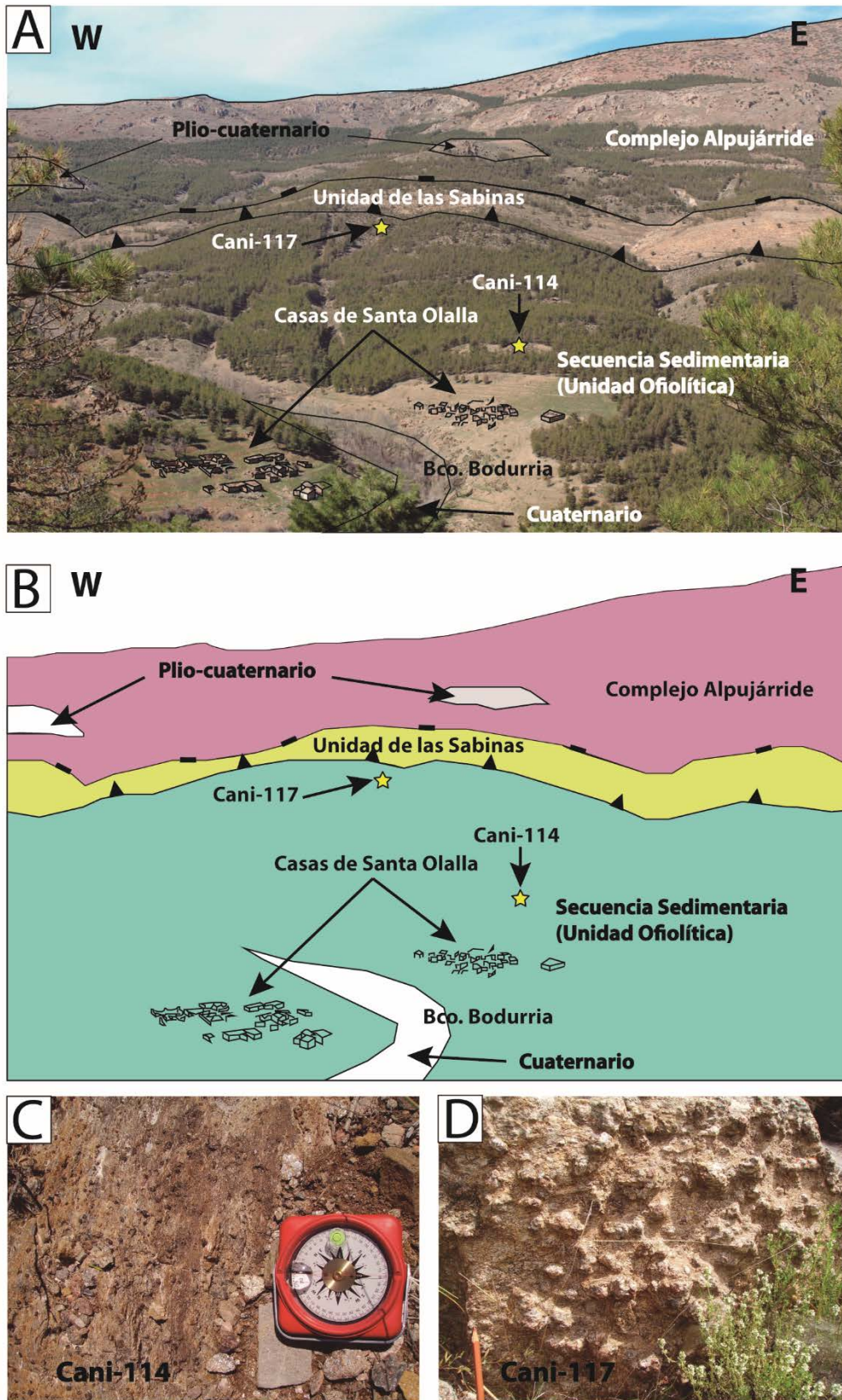


Figura 4.32.- A y B: Panorámica de las Casas de Santa Olalla y ubicación de las muestras Cani-114 y Cani-117. C y D: Aspecto macroscópico de los micaesquistos con granate, cuyo tamaño varía entre varios milímetros (Cani-114) y más de 1 cm (Cani-117).

4.3.3. Sector Oriental (Los Olmos y Cortijo Foranes)

El sector oriental del área cartografiada va desde las inmediaciones del mirador de Barea, al oeste al paraje conocido como Los Olmos, al este. El sur del mapa está ocupado por la Cobertera de la Unidad de la Caldera, situada tectónicamente bajo la Unidad Ofiolítica, como en los otros sectores de Sierra de Baza cartografiados. Rodríguez-Cañero et al., 2017 determinan dos ventanas tectónicas al E de la Canaleja y al SW del Cortijo Foranes, atribuidas al Complejo Veleta datadas por conodontos en carbonífero (Unidad de Bodurria, véase figura 4.27). Sin embargo, al este, la Unidad de la Caldera se desliza mediante un despegue extensional (*detachment*) sobre la Unidad Ofiolítica, generando duplicaciones de mantos, con filitas del Complejo Alpujárride intercaladas tectónicamente entre la Unidad Ofiolítica y la Unidad de las Sabinas (Figs. 4.3, 4.33 y 4. Esta última aparece en este sector cada vez más adelgazada hacia el oeste (Fig. 4.33). Este es el mejor sector para observar la sucesión de la Unidad de las Sabinas, compuesta por micaesquistos claros, en concreto en la zona que se encuentra unos 800 m al oeste de cortijo Bastida (Fig. 4.33). Por otro lado, este sector oriental también es característico por ser el mejor lugar donde poder apreciar la Formación Soportújar, que se encuentra discordante sobre el techo de los mármoles de la Cobertera de la Unidad de las Sabinas, con potencias que llegan a alcanzar los 25 m (Figs. 4.15 y 4.33). Al noreste del mapa aparecen, discordantes sobre los materiales del Complejo del Mulhacén, depósitos compuestos por conglomerados, gravas y arenas (Formación Serón-Caniles: Vera, 1970).

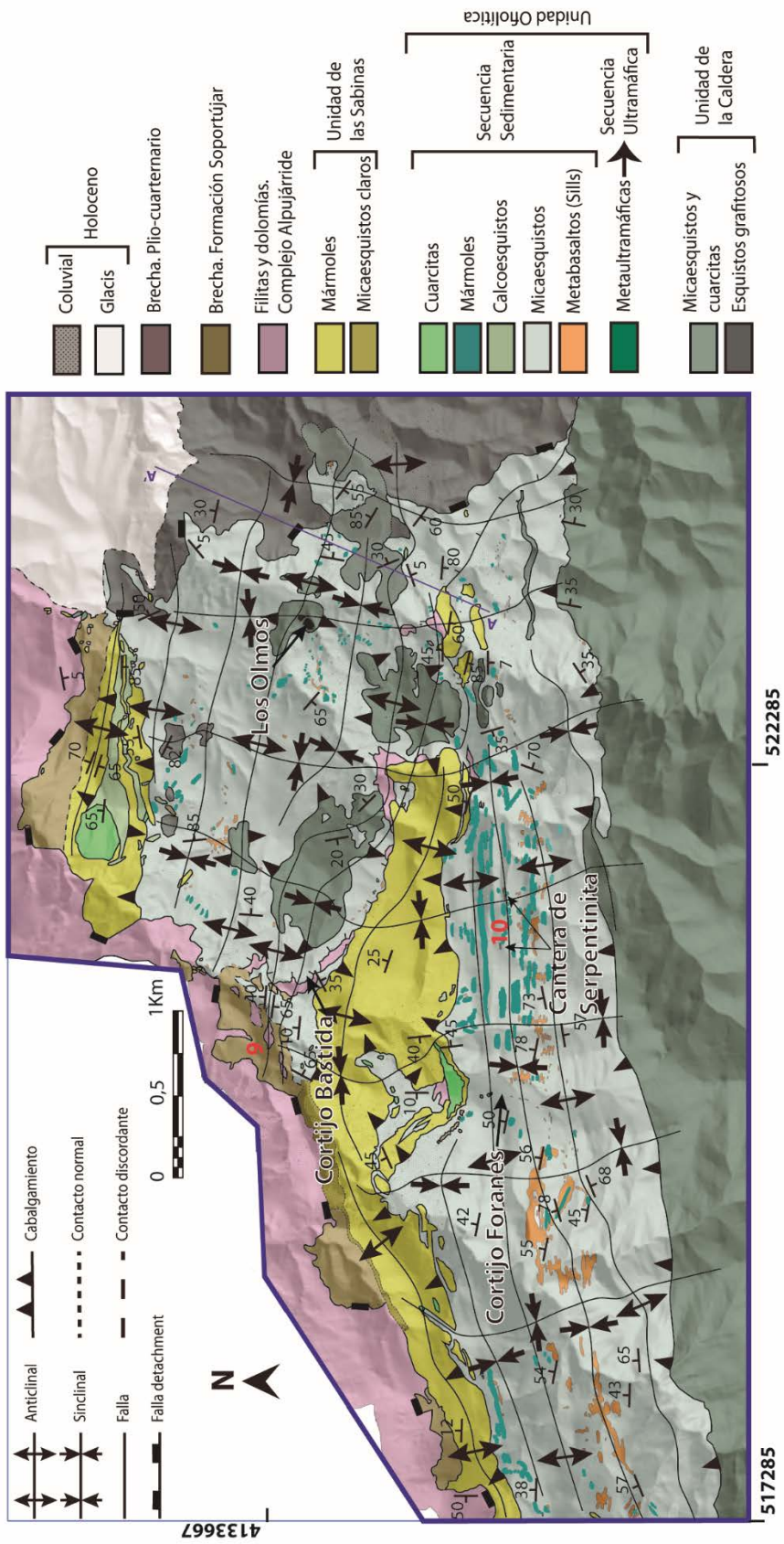


Figura 4. 33.- Mapa geológico del sector oriental. El corte A-A' en la figura 4.34.

En este sector, la unidad Ofiolítica es muy rica en niveles de metabasitas (sills) y niveles de mármoles intercalados entre los micaesquistos con granate y calcoesquistos de la Secuencia Sedimentaria (Fig. 4.33). Una vez más, los afloramientos de metabasitas y los niveles de mármoles se encuentran ubicados en la parte media y alta de la sucesión metasedimentaria y forman lentes claramente alineadas y lateralmente discontinuas (Fig. 4.33). Existen pocos afloramientos de ultramafitas en este sector y con cuerpos en general más pequeños que en los otros dos sectores. Las serpentinitas se encuentran en la parte media y alta de la Secuencia Sedimentaria a modo de bloques (véase nº 10 en la figura 4.33), con la excepción de un afloramiento (no cartografiable por su pequeño tamaño de unos dos metros de diámetro), que se encuentra en la mitad inferior de la Secuencia Sedimentaria. Otra característica a señalar en este sector es la existencia de un potente paquete de cuarcitas de color verde en la parte alta de la Secuencia Sedimentaria, en contacto con los mármoles de la Cobertera de la Unidad de las Sabinas (Fig. 4.33).

La Unidad Ofiolítica, también aparece en el extremo oriental del mapa, en concreto en el paraje de Los Olmos, superpuesta sobre terrenos de la Unidad de las Sabinas, debido a la existencia de una duplicación de mantos como las más arriba mencionadas (Figs. 4.10, 4.33 y 4.34A y B), que también dan lugar a superposiciones locales del Nevado-Filábride sobre el Alpujárride, que llega a aflorar en ventanas tectónicas bajo el Nevado-Filábride (Jabaloy Sánchez, 1993) (Figs. 4.10, 4.33 y 4.34A y B). Las estructuras S-C observables en la zona de falla frágil existente entre la Unidad Ofiolítica y la Unidad de la Caldera nos indican dirección y sentido de movimiento del bloque de techo hacia N30E (Fig. 4.34C).

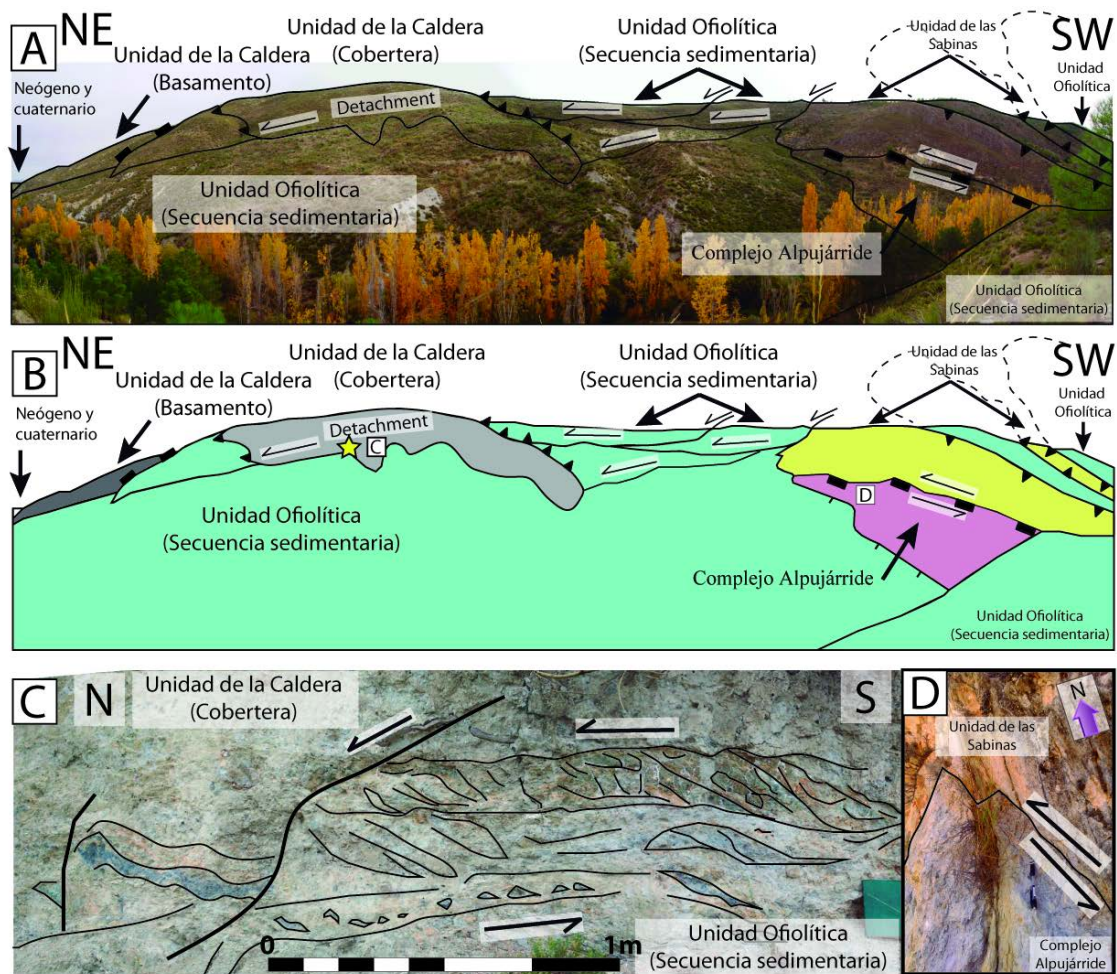


Figura 4.34.-A y B: Duplicación de unidades del Complejo del Mulhacén sobre el Complejo Alpujarride en el paraje de Los Olmos; C: Estructuras frágiles S-C sub-vertical en la zona de falla que coloca la Unidad de la Caldera sobre la Unidad Ofiolítica; D: Dirección y sentido de movimiento de los mármoles de la Unidad de las Sabinas sobre las filitas ocre del Complejo Alpujarride debajo.

Al sureste de Los Olmos, a unos 2 km, se encuentran tres afloramientos de rocas ultramáficas rodeados por micaesquistos con granate con abundantes niveles de mármoles y metabasitas (sill) de la Secuencia Sedimentaria (ver nº 10 en la figura 4.33 y Figs. 4.35 y 4.36C), hacia la parte media de la sucesión de micaesquistos, formando tres lentejones entre ellos de dimensiones variables entre 2,5 m de largo por 2 m de ancho (Fig. 4.35A), 5 m de largo por 2 de ancho (Fig. 4.36A) y aproximadamente 35 m de largo por 8 de ancho (Fig. 4.37A). Del primer afloramiento se ha muestreado para estudio petrográfico y geoquímico la roca Cani-4A, correspondiente a una lherzolita serpentinizada (Fig. 4.35A y B).

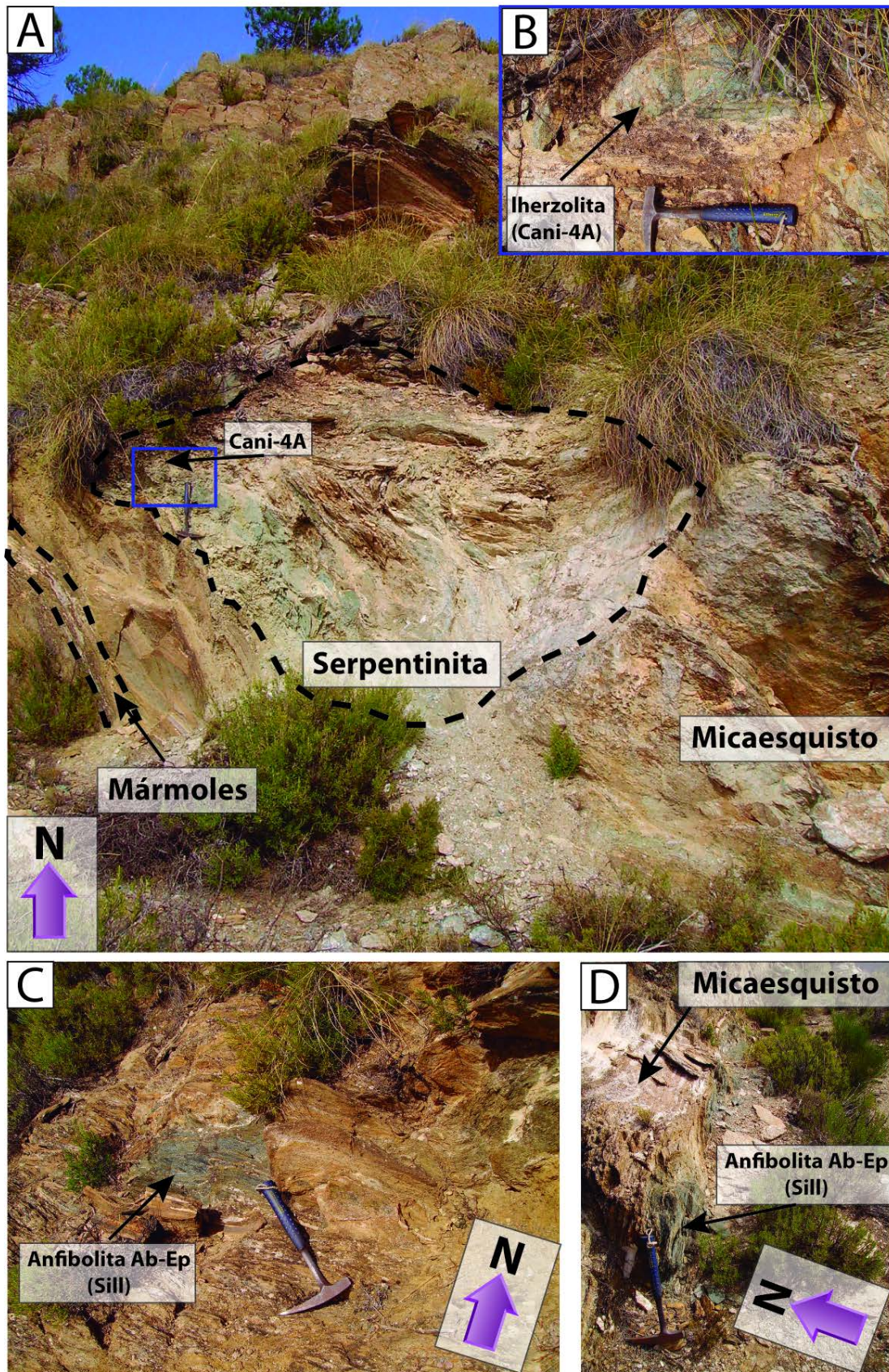


Figura 4.35.- A: Bloques de ultramafitas entre micaesquistos con granate y niveles de mármoles al suroeste de Los Olmos; B: Recuadro morado de la fig. A, Localización de la muestra Cani-4A (Iherzolita serpentinizada); C y D: Bloques de anfibolitas de Ab-Ep correspondientes a Sills entre los micaesquistos con granate.

El segundo cuerpo de serpentinitas se localiza a unos 80 m al este del anterior y también se encuentra inmerso entre los micaesquistos con granate con algunos niveles de mármoles y bloques de metabasitas (Fig. 4.36A). El cuerpo serpentínico tiene incorporado en su interior una lente de turmalinita rodeada por cloritoesquisto, de 50 cm de largo por 10 de ancho (Fig. 4.36B).

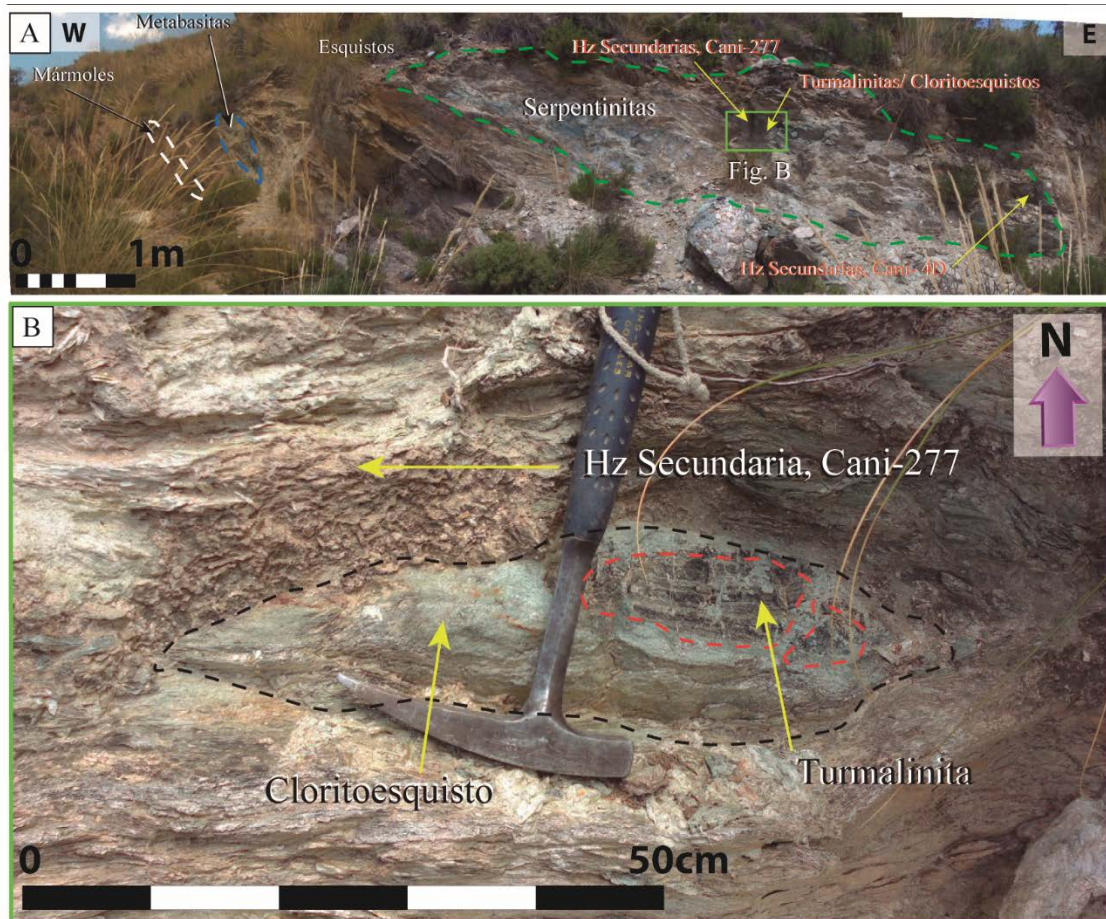


Figura 4.36.- A: Bloque de serpentinita incorporado entre micaesquistos con granate y niveles de mármoles y metabasitas al suroeste de Los Olmos; B: turmalinita rodeada por cloritoesquisto en el interior de harzburgita secundaria serpentinizada y localización de la muestra Cani-277.

El tercer y último cuerpo serpentínico se encuentra a 50 m al este del anterior y es el más grande de todos. Ha sido explotado como cantera y como consecuencia de ello, se pudo apreciar muy bien el contacto entre el cuerpo en sí y los metasedimentos de la Secuencia Sedimentaria (Fig. 4.37A). Se han obtenido dos muestras para su estudio petrográfico y geoquímico: Cani-4C y Cani-4E que son harzburgitas secundarias serpentinizadas (Fig. 4.36B y C).

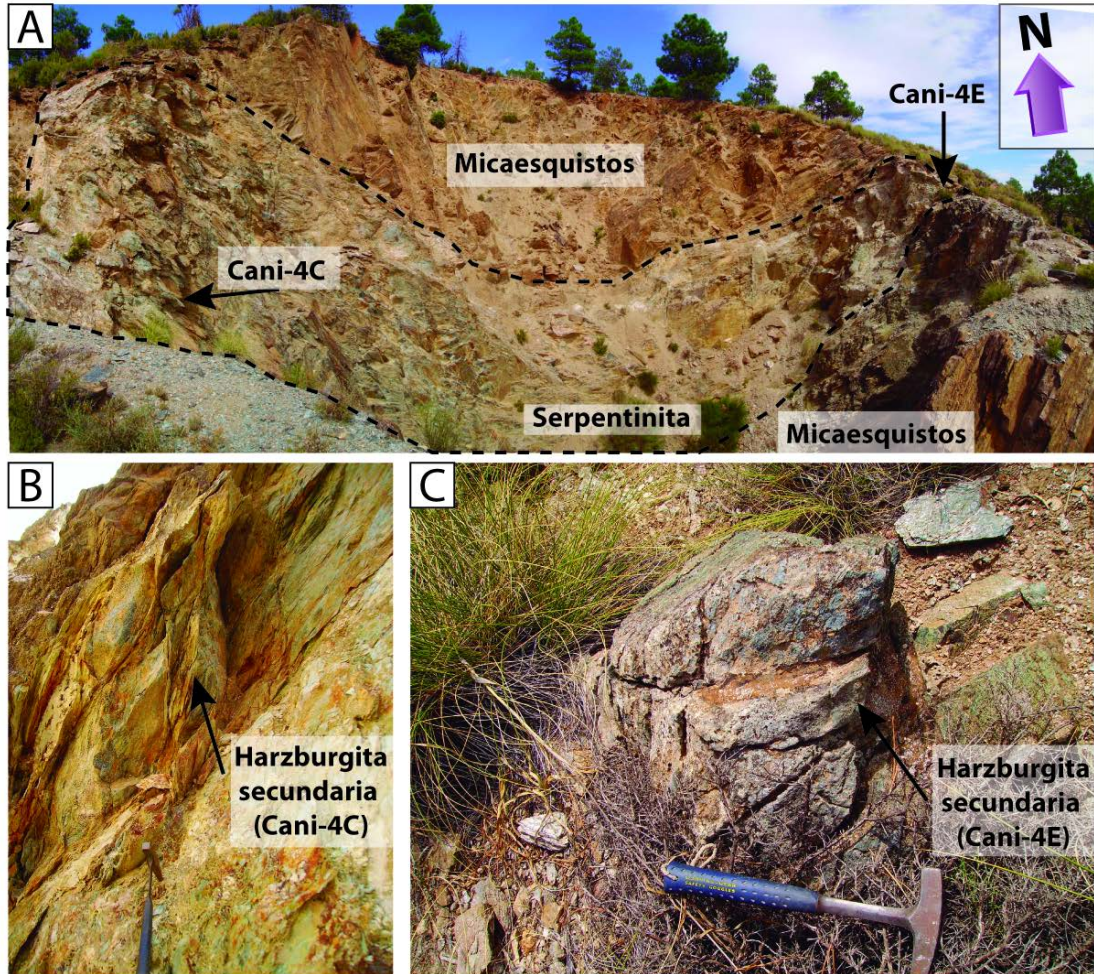


Figura 4.37.- A: Bloque de serpentinita entre metasedimentos al suroeste de Los Olmos; B y C: Localización de las muestras Cani-4C y Cani-4E.

Unos 800 m al oeste de estos afloramientos de ultramafitas, afloran buenos ejemplos de sills de metabasitas, asimismo incorporadas entre metasedimentos, llegando a medir algunos de estos cuerpos en torno a los 20 m de longitud con potencias de incluso 4 m (Fig. 4.33), aunque lo normal es que no superen los 5 m de longitud y 1.5 m de potencia, como el de la figura 4.38, del cual se han estudiado para petrografía y geoquímica dos muestras (Cani-42 y Cani-43, de anfibolitas de Ab-Ep). En detalle, estas metabasistas se encuentran también muy afectadas por la tectónica, con pliegues isoclinales característicos (Fig. 4.38C).

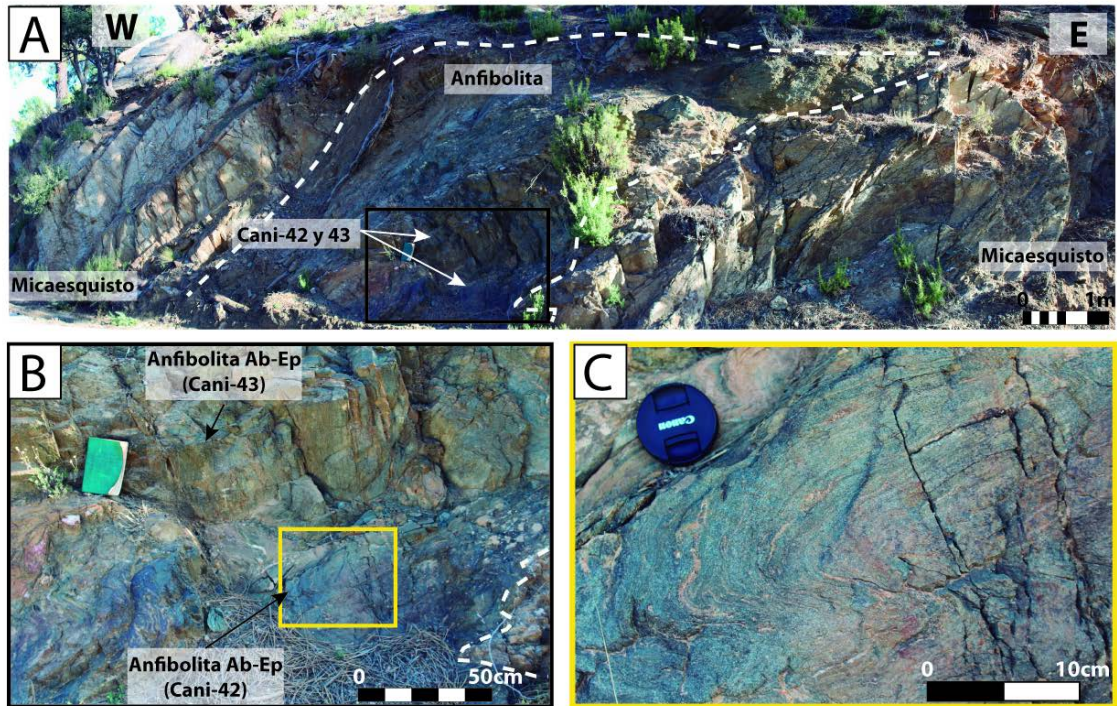


Figura 4.38.- A: Sill de anfibolita de Ab-Ep entre micaesquistos con granate 2,5 km al WSW de Los Olmos; B: Localización de las anfibolitas de Ab-Ep correspondientes a las muestras Cani-42 y Cani-43; C: Detalle del recuadro en amarillo en B, donde se aprecia el bandeo tectónico de la muestra Cani-42.

Un km al E del cortijo Floranes, la Unidad Ofiolítica sigue presentando niveles de metabasitas, en muchos casos como lentes, incorporadas entre metasedimentos y pequeños cuerpos de no más de 1.5 m de largo por 0,50 m de espesor de serpentinitas (Fig. 4.39A). Aparecen entre esquistos intensamente plegados, con pliegues muy apretados y con sus flancos tendiendo a verticales (Fig. 4.39A). En este ejemplo, en el contacto entre el bloque de metabasita y los micaesquistos con granate aparece una pequeña banda de cloritoesquisto (muestra Cani-283) con un espesor en torno a los 5 cm, que hacia el interior pasa a anfibolita de Ab-Ep (muestras Cani-91 y Cani-281) formando una banda con un espesor de unos 20 cm, que da paso a una epidotita (muestra Cani-282) en el techo.

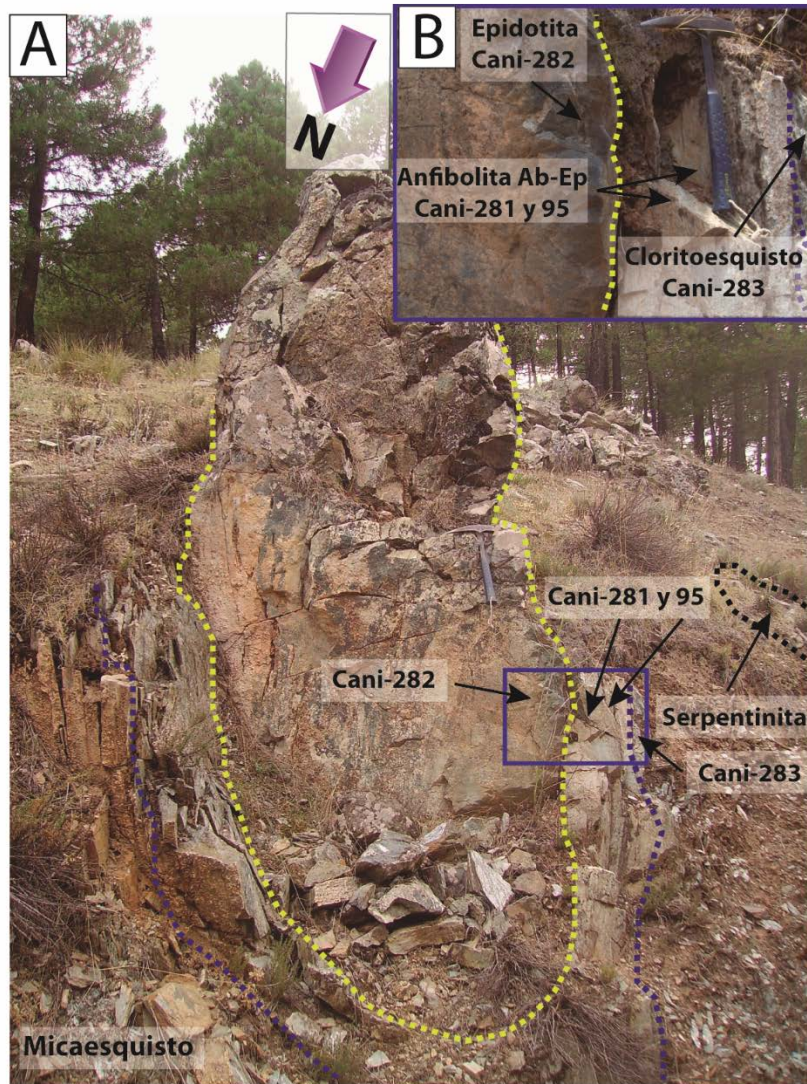


Figura 4.39.- A: Pliegue sinclinal de un nivel de anfibolitas de Ab-Ep centrimétrico (Cani-95 y Cani-291), flanqueado a muro por una alteración a cloritoesquisto en el contacto con los micaesquistos con granate de la Secuencia Sedimentaria (Cani-283) y a techo por una alteración a epidotita (Cani-282). Intercalado entre los metasedimentos, también existe un pequeño cuerpo de serpentinitas; B: Recuadro morado en la fig. A, donde se observa los respectivos bandeados anteriormente citados.

El área correspondiente al Cortijo Bastida (Fig. 4.33) se caracteriza por su complejidad tectónica, debido a las duplicaciones tardías entre terrenos Nevadofilábrides y Alpujárrides (Figs. 4.33 y 4.40 A y B). Estas fallas se generan en condiciones frágiles postmetamórficas en un régimen de cizalla simple heterogénea con movimiento del bloque de techo hacia el NW (Jabaloy Sánchez, 1993). En esta zona también aparecen intercalaciones de metabasitas y mármoles entre los micaesquistos con granate y calcoesquistos, y se observan alineados siguiendo una dirección E-W en el área del Cortijo Floranes (Figs. 4.33 y 4.40D), en la que se han tomado las muestras Cani-5B y Cani-5C (anfibolitas de Ab-Ep). Estos mismos materiales afloran de modo mucho más heterogéneo en el área del Cortijo Bastida (Cani-83, anfibolita procedente de gabro, figura 4-40).

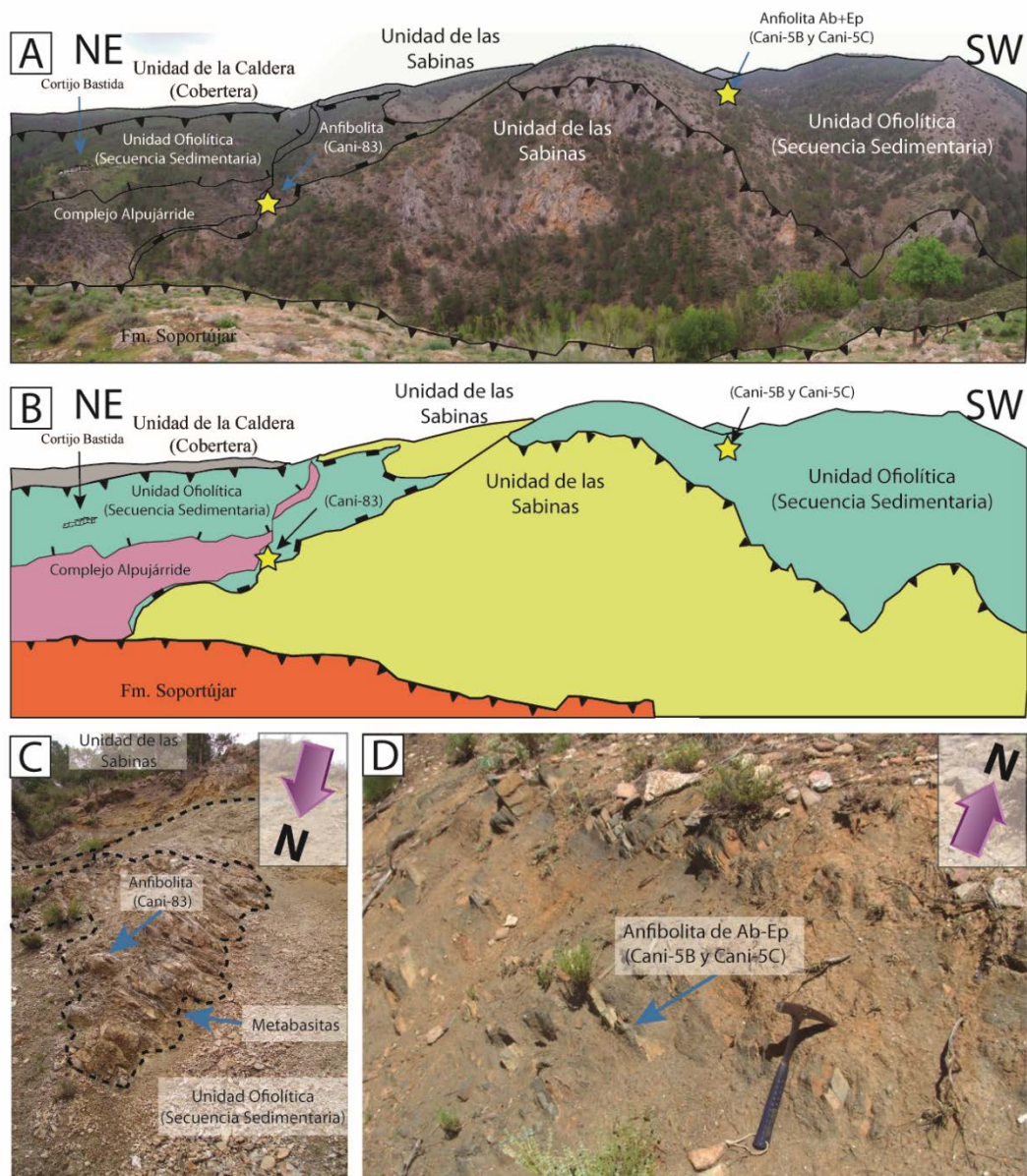


Figura 4.40.- A y B: Panorámica de la duplicación de unidades por despegues y fallas de bajo ángulo en el área de cortijo Bastida. En primer plano la Formación Soportújar sobre la Unidad de las Sabinas y sobre la Unidad Ofiolítica; C y D: Afloramientos representativos de metabasitas entre metasedimentos ofiolíticos. C: Localización de la anfibolita Cani-83). D: Niveles de sill de anfibolita de Ab-Ep entre metasedimentos (muestras Cani-5B y Cani-5C).

La Unidad de las Sabinas en este sector presenta poca extensión de afloramientos como consecuencia de pliegues apretados con dirección de charnela WSW-ENE. Esta dirección cambia en la parte central y oriental hacia WNW-ESE aflorando con mayor extensión, debido a una disminución de dichos pliegues.

Capítulo 5. Petrografía

Las litologías que componen la AOB en Sierra de Baza son las siguientes: a) lherzolitas con espinela, parcialmente serpentinizadas, con tránsitos graduales hacia harzburgitas secundarias formadas por agregados aciculares de olivino y enstatita (Fig. 5.1A y B); b) Gabros, atravesados por diques de dolerita, y transformados mayoritariamente en eclogitas y/o anfibolitas, que preservan estructuras plutónicas o filonianas (Fig. 5.1C, D y E) y, solo muy localmente, las paragénesis ígneas; c) basaltos olivínico-piroxénicos, que preservan a veces estructuras de flujo y formas almohadilladas (*pillow lavas*), y que están localmente atravesados por diques de composición basáltica o ligeramente más diferenciada (Fig. 5.1F); d) micaesquistos (Fig. 5.1G y H) y cuarcitas micáceas, con tránsitos hacia calcoesquistos con nódulos de ankerita, que son más abundantes en la parte superior. Los gabros, basaltos y las litologías sedimentarias en Sierra de Baza son semejantes a litologías ígneas y metamórficas de otros afloramientos de la AOB previamente descritos (Puga et al., 2017). En la ilustración de la petrografía que sigue, salvo indicación contraria, las fotografías a la izquierda se han obtenido con nícoles paralelos y las situadas a la derecha con nícoles cruzados. Las abreviaturas de los minerales son según Kretz (1983). La caracterización petrográfica, mineralógica y ubicación de una selección de las metabasitas y ultramafitas estudiadas en la Sierra de Baza se muestra en las Tablas 5.1 y 5.2.

Tabla 5.1.- Caracterización petrográfica y localización geográfica de las metabasitas estudiadas en la Sierra de Baza. Abreviatura de los minerales según Kretz (1983): Ab: albita; Act: actinolita; Alm: almandino; Amp: anfíbol; Brs: barrosita; Bt: biotita; Carb: carbonato; Chl: clorita; Cpx: clinopiroxeno; Czo: clinzoisita; Ed: edenita; Ep: epidota; Gln: glaucofana; Hbl: hornblenda; Ilm: ilmenita; Ktp: katoforita; Ky: distena; Mic inc: mica incolora; Mt: Magnetita; Omp: onfacita; Ph: fengita; Pg: paragonita; Prg: pargasita; Qtz: cuarzo; Rt: rutilo; Sd: siderita; Trm: tremolita; Ttn: titanita; Zo: zoisita; Zrn: circón.

Siglas	Litotipo ígneo	Mineralogía metamórfica	Textura metamórfica	Roca metamórfica	Coorden. X	Coorden. Y	Altitud
Cani-5B	Gabro	Amp Na-Ca, Ab, Ep, Rt, Ttn, Mt	Porfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	520700	4131833	1527
Cani-5C	Gabro	Amp Na, Ab, Ep, Rt, Ttn, Mt	Porfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	520700	4131833	1527
Cani-22	Dolerita	Brs, Hbl, Czo, Ab, Bt, Rt, Mt, Carb Fe	Porfidonematoblastica	Anfibolita Ab-Ep, Calcoesq. Anfíbolico	521062	4131764	1519
Cani-23	Dolerita	Brs, Ab, Ep, Mt, Rt, Chl	Granoporfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	521146	4131765	1504
Cani-31	Basalto (sill)	Brs, Ab, Ep, Chl, Rt	Nematoporfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	518003	4131227	1483
Cani-35A	Dolerita	Amp Ca, Zo-Czo, Ab, Rt	Porfidonematoblastica	Anfibolita Ep	520764	4131851	1530
Cani-42	Basalto (sill)	Brs, Zo-Czo, Pg, Ph, Ab, Ep, Chl, Rt	Nematoblastica	Anfibolita Ab-Ep	521276	4131720	1484
Cani-43	Basalto (sill)	Prg, Mg-Ktp, Ab, Czo, Rt, Ed, Carb, Sd	Granoporfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	521276	4131720	1484
Cani-48	Dolerita	Amp Ca, Ab, Zo-Czo, Alm, Chl, Ph	Porfidoblastica	Anfibolita epidotica granatífera	520592	4131594	1532
Cani-83	Gabro Px-ol	Gln, Ab, Czo, Prg, Alm, Amp Marrón, Bt, Ilm, Rt, Ttn, Zrn	Granoblastica	Anfibolita Ab-Ep	520831	4133235	1238
Cani-136B	Basalto	Amp Ca, Ab, Ep, Rt, Mt, Qtz	Granonematoblastica	Anfibolita Ab-Ep	505157	4127561	1462
Cani-136C	Basalto	Omp, Alm, Amp Na-Ca, Czo, Ilm, Rt, Ab, Ph	Porfidonematoblastica	Eclogita	505157	4127561	1462
Cani-137A	Ferrogabro-ferrodolerita	Gln, Omp, Rt, Alm, Ab, Ep, Qtz	Porfidoblastica	Anfibolita epidotica granatífera	505046	4127410	1471
Cani-137B	Ferrogabro-ferrodolerita	Gln, Omp, Rt, Alm, Ab, Ep, Qtz	Porfidoblastica	Anfibolita epidotica granatífera	505046	4127410	1471
Cani-138	Basalto	Gln, Omp, Rt, Alm, Ttn	Porfidoblastica	Eclogita parcialm. anfíbolitiz.	506648	4127121	1602
Cani-139A	Gabro Px	Omp, Gln, Ab, Alm, Czo, Rt, Ilm, Carb, Mic inc	Porfidoblastica, coronitica	Eclogita coronitica	506648	4127121	1602
Cani-139B	Gabro Px	Omp, Alm, Ab, Zo-Czo, Rt, Ilm	Coronitica	Eclogita coronitica	506648	4127121	1602
Cani-139C	Gabro Px	Omp, Amp Na-Ca, Ab, Alm, Rt, Czo, Bt, Ep	Porfidoblastica	Eclogita	506648	4127121	1602
Cani-250B	Dolerita	Gln, Alm, Rt, Amp Na-Ca, Ep, Mic inc	Porfidoblastica	Eclogita parcialm. anfíbolitiz.	508220	4127843	1597
Cani-253	Basalto (Pillow-lava)	Amp Ca, Ab, Cpx, Ep, Carb	Porfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	509408	4128745	1662
Cani-281	Basalto	Amp Ca, Ep, Mic inc, Rt, Chl, Ttn	Nematoblastica	Anfibolita epidotica	521058	4131511	1515
Cani-282	Basalto	Zo-Czo, Ab, Chl, Carb	Nematoblastica	Epidotita	521058	4131511	1515
Cani-285	Dolerita	Amp Ca, Ep, Mic inc, Chl	Nematoblastica	Anfibolita epidotica	513801	4128228	1749
Cani-288A	Dolerita (sill)	Amp Ca, Ep, Ab, Rt, Czo, Chl, Ttn, Zrn	Nematoblastica	Anfibolita Epidotica	513801	4128228	1749
Cani-298	Gabro px	Omp, Alm, Amp Na-Ca, Czo, Ilm, Rt, Ep	Porfidoblastica	Eclogita	508064	4127586	1557
Cani-300	Ferrodolerita	Gln, Brs, Ktp, Ab, Rt, Ep, Chl, Ilm, Qtz	Porfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	507928	4127809	1519
Cani-303	Basalto (sill)	Ep, Ab, Brs, Amp Na-Ca, Alm, Chl, Rt, Ilm, Bt, Qtz	Porfidonematoblastica	Epidotita Anfíbolica	505109	4127255	1462
CH-10A	Gabro	Onf, Anf Na, Rt, Ep, Ab	Porfidoblastica	Eclogita Anfíbolitizada	506648	4127131	1598
CH-12	Basalto Px	Gln, Alm, Rt, Ky, Gln, Ab, Ep	Porfidoblastica	Eclogita parcialm. anfíbolitiz.	506648	4127131	1598
CH-12B	Basalto Px	Gln, Alm, Rt, Ky, Gln, Ab, Ep, Chl	Porfidoblastica	Anfibolita Ab-Ep	506648	4127131	1598
CH-21	Dolerita	Anf, Ab, Ep, Rt, Mt, Chl, Ap	Nematoblastica	Anfibolita Ab+Ep	513783	4128225	1741
CH-30	Basalto	Omp, Alm, Czo, Trm, Ab, Pg, Rt, Ilm	Porfidoblastica	Eclogita	507498	4126095	1462
CH-40	Basalto	Amp Ca, Ab, Ep, Omp, Rt, Px, Amp Na, Ilm	Porfidoblastica	Anfibolita Ab+Ep	507498	4126095	1462
CH-43	Gabro Ol	Omp, Brs, Trm, Alm, Ilm, Ab, Czo, Rt	Coronitica	Eclog coronitica parcialm. anfíbolitiz.	507638	4126457	1482
CH-44	Gabro Ol-px	Alm, Omp, Prg, Ktp, Trm, Ab, Zo-Czo, Rt, Brs, Ky, Act, Pg, Ph	Coronitica	Eclog coronitica parcialm. anfíbolitiz.	507638	4126457	1482
CH-58	Dolerita	Amp Na-Ca, Alm, Czo, Ab, Ilm, Rt, Mic inc	Coronitica	Eclogita coronitica	507690	4126511	1462
CH-62	Dolerita Px	Omp, Alm, Amp Na-Ca, Czo, Ilm, Rt, Ep	Coronitica	Eclogita coronitica	507761	4126185	1429
RA-33A	Basalto (Pillow lava)	Gln, Alm, Omp, Ab, Czo, Amp marrón, Ilm, Rt	Porfidoblastica, fluidal	Eclogita	507724	4126356	1452
RA-33B	Basalto (Pillow lava)	Amp Na, Alm, Omp, Rt, Ilm, Czo, Ab	Porfidoblastica, fluidal	Eclogita	507724	4126356	1452

Tabla 5.2.- Caracterización petrográfica y localización de las ultramafitas de Sierra de Baza. Abreviatura de los minerales según Kretz (1983): Act: actinolita; Atg: antigorita; Aug: augita; Carb: carbonato; Chl: clorita; Chr Mt: magnetita de cromo; Clc: clinocloro; Di: diópsido; En: enstatita; Ol: olivino; Pen: penninita; Pist: pistacita; Rt: rutilo; Tlc: talco; Trm: tremolita; Tur: turmalina.

Siglas	Litotipo ígneo	Mineralogía metamórfica	Textura metamórfica	Roca metamórfica	Coorden. X	Coorden. Y	Altitud
Cani-4A	Lherzolita	Atg, Tr, Chr Mt, Chl, Carb	Porfiroblástica, veteadada	Serpentinita	521407	4131896	1520
Cani-4C	Harzburgita Secund.	Atg, Chr Mt, Tr	Porfiroblástica, veteadada	Serpentinita	521407	4131896	1520
Cani-4D	Harzburgita Secund.	Atg, Tlc, Chr Mt, Tr	Porfiroblástica	Serpentinita	521407	4131896	1520
Cani-4E	Harzburgita Secund.	Atg, Chr Mt, Tur, Pist, Di, Rt, Chl Mg	granoblástica	Serpentinita, Cloritoesqu.	521407	4131896	1520
Cani-52	Harzburgita Secund.	Atg, Mt	Porfiroblástica	Serpentinita	519771	4131410	1615
Cani-53	Harzburgita Secund.	Atg, Tlc, Mt, Chl	Porfiroblástica, veteadada	Serpentinita	519898	4131438	1589
Cani-119	Lherzolita	Atg, Di, Mt, Tr	Porfiroblástica	Serpentinita	514465	4128214	1754
Cani-277	Harzburgita Secund.	Atg, Chr Mt, Tlc, Pen, Clc, Ilm, En	Porfiroblástica, veteadada	Serpentinita	521261	4131697	1526
Cani-284	Lherzolita	Atg, Chr Mt, Ilm, Ti-Chu, Pen, Di, Aug, Ol	Porfiroblástica	Serpentinita	513801	4128228	1749
Cani-295	Harzburgita Secund.	Atg, Chr Mt, Tlc, Ilm, Tr	Porfiroblástica	Serpentinita	508223	4127622	1582
Cani-305	Harzburgita Secund.	Atg, Chr Mt, Chl, Tlc, Ilm	Porfiroblástica	Serpentinita	505139	4127188	1476
CH-25	Harzburgita Secund.	Atg, Ilm, Tr, Rt	Porfiroblástica	Serpentinita	513801	4128228	1749
CH-27	Lherzolita	Atg, Chr Mt, Tur, Tlc, Chl	Porfiroblástica	Serpentinita	513801	4128228	1749
CH-80	Harzburgita Secund.	Atg, Mt, Tr, Tlc, Chl, Act	Porfiroblástica, veteadada	Serpentinita	503737	4127681	1424
CH-84	Lherzolita	Atg, Chr Mt, Di, Rt, Chl	Porfiroblástica, veteadada	Serpentinita	511850	4127175	1678
CH-84B	Lherzolita	Atg, Tr, Ilm	Porfiroblástica	Serpentinita	511850	4127175	1678

5.1. Rocas ultramáficas

Las rocas estudiadas son en su mayoría serpentinitas que, frecuentemente, están formadas por una matriz de antigorita en la que se desarrollan neoblastos diopsídicos y en ocasiones tremolita, durante los sucesivos eventos metamórficos (Fig. 5.2A-1, A-2). No obstante, algunas de estas serpentinitas preservan reliquias de clinopiroxeno que, según su mineralogía y composición química, derivarían de un protolito de lherzolita con espinela. La paragénesis metamórfica está formada por olivino, diópsido, enstatita, clinohumita y/o magnetita de cromo, reemplazadas posteriormente por antigorita con clorita, talco y tremolita-actinolita, en todo caso minoritarias (Figs. 5.2B-1, B-2, C-1 y C-2). La matriz de antigorita, que suele rodear a los porfidoblastos de los otros minerales metamórficos deriva probablemente de cristales de olivino. Los agregados de clorita de cromo y magnetita de cromo (Figs. 5.2 y 5.3), probablemente reemplazan a una cromita preexistente procedente del manto y, junto a diópsido y tremolita, se formaron en eventos metamórficos sucesivos, de alta y media presión.

Entre las muestras estudiadas coexisten serpentinitas procedentes tanto de lherzolitas como de harzburgitas secundarias. Las primeras están constituidas por antigorita, penninita, magnetita de cromo y magnetita de aluminio, diópsido, augita, titano-clinohumita y forsterita (Figs. 5.3A-1, A-2 y A-3). La composición química de estos minerales puede verse en las tablas 6.1.1, 2, 3, 4, 5 y 6. Las segundas contienen antigorita, penninita, magnetita de cromo y magnetita de aluminio, talco, clinocloro y enstatita (Figs. 5.3B-1, B-2 y B-3; tablas 6.1.7, 8, 9 y 10).

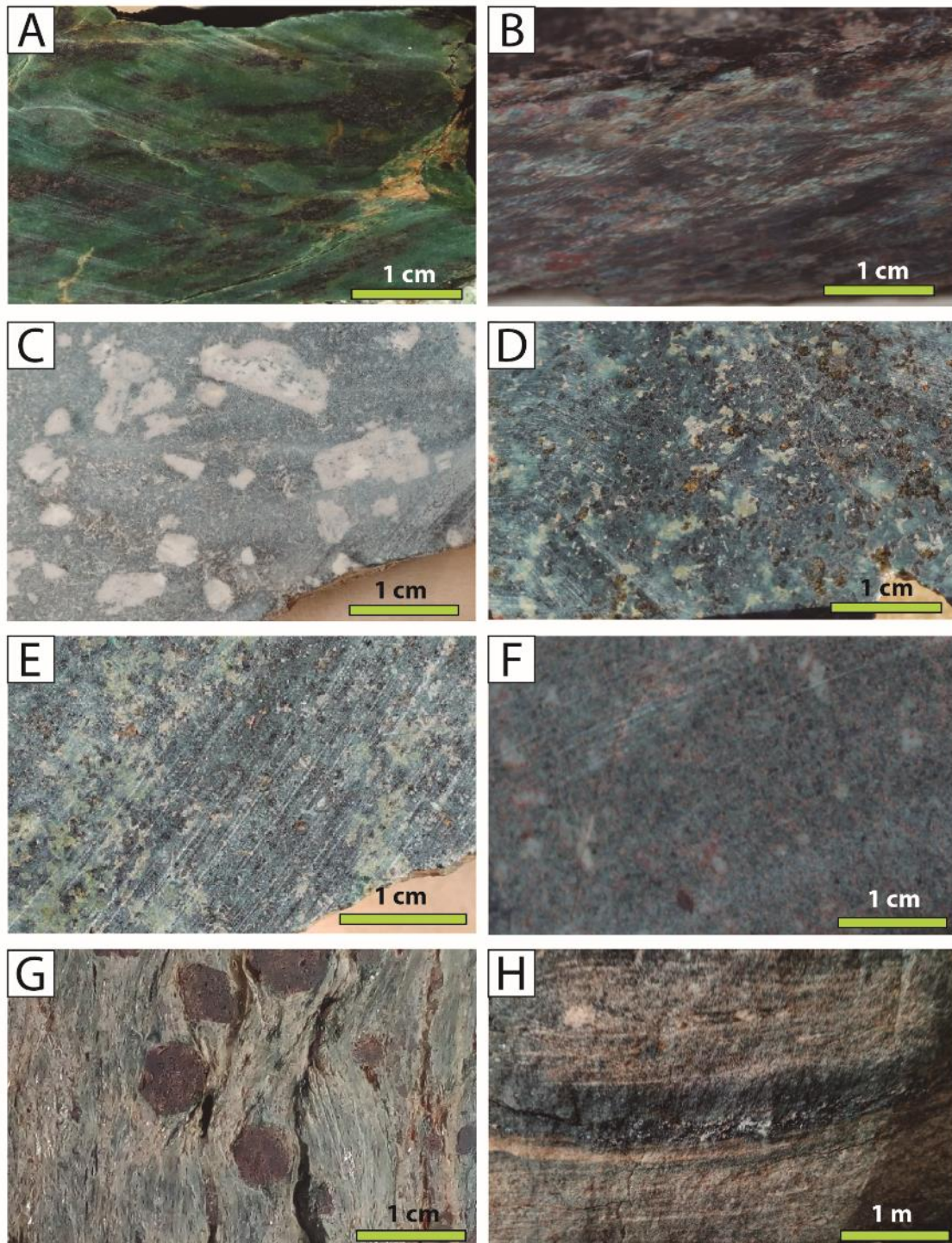


Figura 5.1.- Aspecto macroscópico de algunas rocas de la AOB en Sierra de Baza. A: Serpentinita procedente de una harzburgita secundaria con abundantes cristales subparalelos de espinela (CH-80, Charches). B: Serpentinita procedente de Iherzolita (Cani-284) (sector central de las ofiolitas de Sierra de Baza: La Canaleja). C: Anfibolita procedente de un gabro con textura porfídica, formado por fenocristales blancos de plagioclasa en una matriz dolerítica (Cani-83, Cortijo Bastida). D: Eclogita procedente de un gabro piroxénico (Cani-139B, Barranco Hondo). E: Eclogita procedente de una dolerita (CH-62, Rambla del Agua). F: Eclogita procedente de un basalto (CH-37, Cerro de San Cristóbal);. G: Micaesquisto con grandes porfidoblastos de granate procedente de una metapelita de la secuencia sedimentaria ofiolítica (Cani-209, El Raposo). H: Anfibolita epidotica procedente de un sill de dolerita insertado entre micaesquistos (Cani-285, Las Canteras).

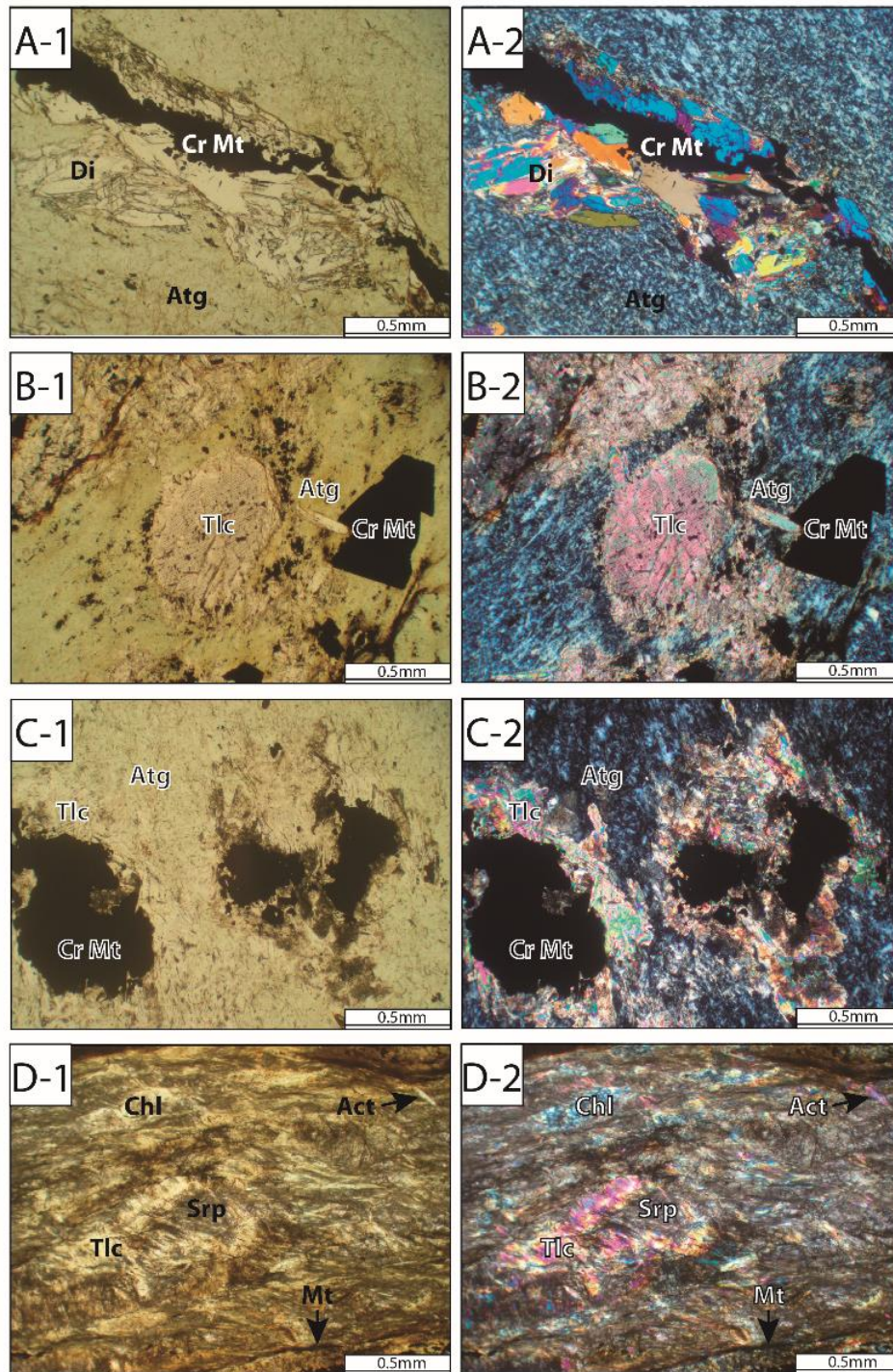


Figura 5.2.- Rocas ultramáficas con diferentes grados de alteración. A-1 y A-2: Lherzolita serpentinizada formada por una matriz de antigorita (Atg) rodeando a agregados de magnetita de cromo (Cr Mt) y diópsido (Di). (CH-84, Cortijo El Raposo). B-1 y B-2: Harzburgita secundaria serpentinizada formada por una matriz de Atg que rodea a porfidoblastos de magnetita de cromo (Cr Mt) y de talco (Tlc), (Cani-4D, Las Canteras); C-1 y C-2: Harzburgita secundaria serpentinizada con matriz de Agt que rodea a porfidoblastos de Cr Mt parcialmente transformada en Tlc (Cani-295, Barranco de la Alfaguara); D-1 y D-2: Harzburgita secundaria serpentinizada con abundante serpentina (Srp) siguiendo una foliación también marcada por mena metálica (magnetita, Mt) clorita (Chl) y actinolita (Act) que rodea a Tlc (CH-80, Charches). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

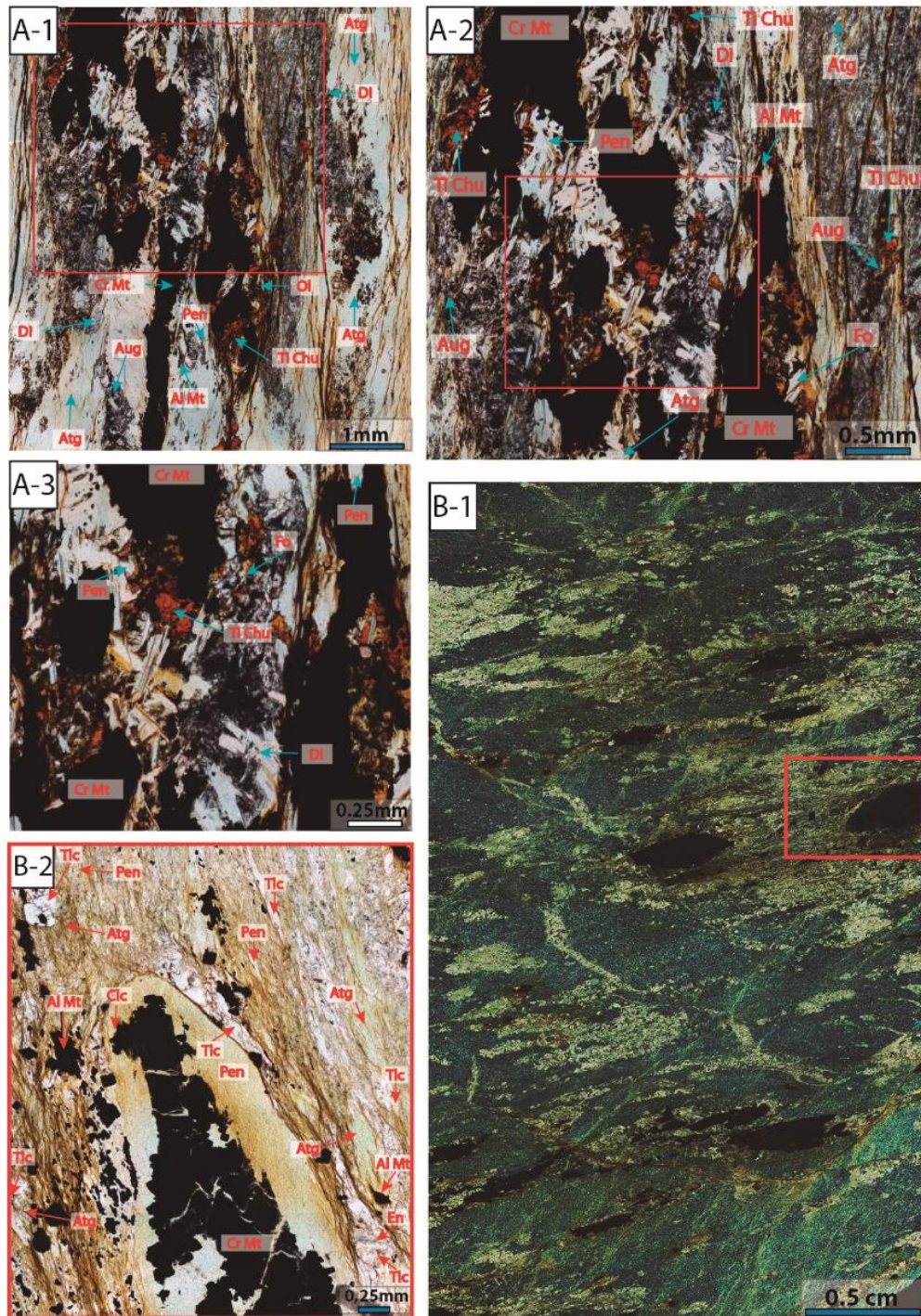


Figura 5.3.- A-1: Serpentinita (Cani-284, La Canaleja) procedente de una lherzolita formada por augita (Aug) residual del clinopiroxeno (Cpx) mantélico, neoblastos de diópsido (Di) y olivino forsterítico (Fo) en una matriz de Srp; (Figura 4.1B). A-2 y A-3: Zonas ampliadas A-1 con agregados de magnetita de cromo (Cr Mt) alterada a penninita (Pen) y Ti-clinohumita (Ti-Chu) coexistente con Fo, formando una paragénesis eoalpina de alta P. B-1: Serpentinita (Cani-277, Las Canteras) procedente de una harzburgita secundaria, con cristales de Mt de gran tamaño, rodeados por Srp de tipo Atg, junto a Chl y Tlc minoritarios. B-2: área encuadrada en B-1, donde se observa la transformación de Cr Mt a Chl variedad penninita (Pen) en su borde externo. El ortopiroxeno (Opx) corresponde a enstatita (En) que se encuentra en una matriz formada también por Atg y Tlc. A1-3 y B-2 nicoles paralelos, B-1 nicoles cruzados. Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

En algunos casos se observan en las harzburgitas secundarias numerosos nódulos milimétricos a centimétricos formados por porfidoblastos relictos de olivino y cromita, rodeados por minerales hidratados de baja P, como clorita y serpentina (lizardita o crisotilo) con abundantes inclusiones salinas de halita y silvita (Ruiz-Cruz et al., 1999; Puga et al., 1999b). Durante el evento mesoalpino, el talco, la antigorita y la clorita de Cr, se formaron a partir de algunas reliquias de sus minerales mantélicos (olivino y cromita), así como de la paragénesis en condiciones de alta P eoalpina (Figs. 5.2B-1, B-2 y C-1, C-2).

La paragénesis eo-alpina en las lherzolitas está formada principalmente por diópsido y Ti-clinohumita, con olivino, Cr-magnetita y clorita, que son minoritarios (Figs. 5.3A-1, A-2 y A-3), ya que aparecen reemplazados en siguientes etapas metamórficas por antigorita, a veces acompañada por tremolita.

Los relictos de clinopiroxeno en las lherzolitas suelen aparecer transformados especialmente en sus bordes a neoblastos de diópsido, magnetita, clorita, tremolita (Figs. 5.2A1 y A-2) y ocasional ilmenita. Los agregados de Clorita y los cristales de magnetita, tienden a alargarse dentro de la matriz de antigorita durante el desarrollo de la esquistosidad alpina (Figs. 5.3A-1 y A-2).

En algunos casos, las serpentinitas contienen en su interior lentes de cloritoesquisto con actinolita, con tránsitos hacia actinolitita, que en muchos afloramientos forman los bordes externos de rodingitas (*cf.* Puga et al, 1999a y Figs. 5.4A1-2 y B1-2). La actinolitita (Fig. 5.4 B1-2) también forma bordes de espesor decimétrico alrededor de serpentinita en zonas de contacto con micaesquistos con los que puede sufrir interacción química durante los procesos orogénicos. Las lentes de cloritoesquisto pueden resultar también, en algún caso, de la reacción de las serpentinitas con metasedimentos pelíticos de la secuencia sedimentaria enriquecidos en turmalina. En estas lentes la zona interna del cloritoesquisto, con grandes cristales de titanita (Figs. 5.4C-1 y C-2), envuelve nódulos formados por un agregado de turmalina con abundante rutilo intersticial (Figs. 5.4D-1 y D-2).

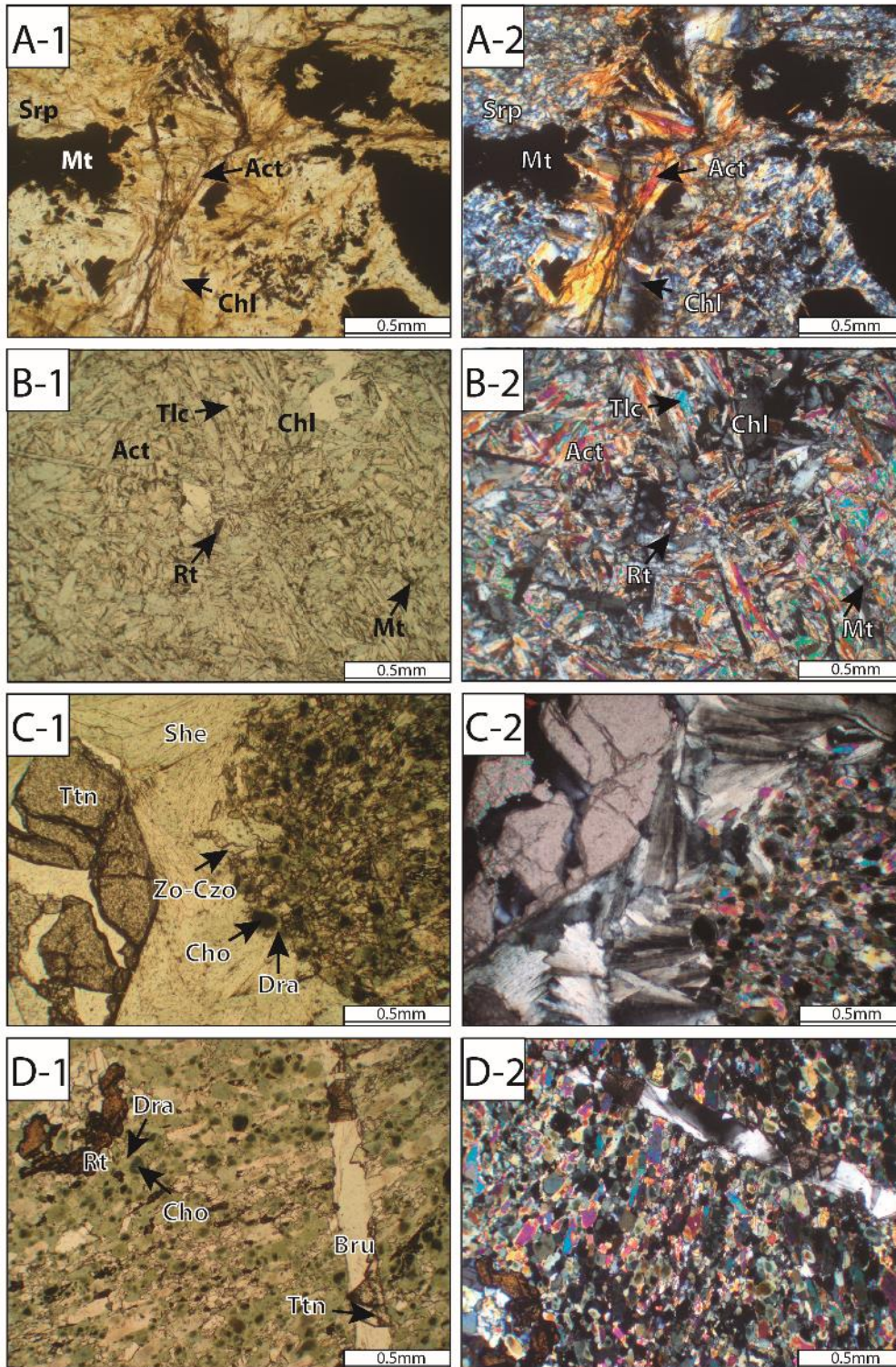


Figura 5.4.- Serpentinitas. A-1 y A-2: Harzburgita secundaria serpentinizada formada por una matriz de Srp con cristales de Mt cortada por venillas rellenas por Act y Chl. (Cani-305, Cortijo de la Higuera). B-1 y B-2: Actinolita en el borde de un cuerpo serpentinitico, formada por un entramado de cristales aciculares de Act con Chl y Tlc, con abundante Rt intersticial y Mt (Cani-84, Cortijo Bastida). C-1 y C-2: Cloritoesquisto formado por agregados aciculares de Chl variedad sheridanita (She) con grandes cristales de titanita (Ttn) rodeando un nódulo formado por turmalina, variedad dravita (Dra) y chorlo (Cho), con zoisita-clinozoisita (Zo-Czo) y Rt; (Cani-4-6, Las Canteras) D-1 y D-2: Parte interna de un nódulo de turmalinita (Cani-4-5, Las Canteras). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

5.2. Rocas plutónicas

En el sector occidental de la Unidad Ofiolítica de Sierra de Baza abundan las eclogitas y las anfibolitas –particularmente en Charches y Rambla del Agua-, procedentes de gabros y doleritas, de color verdoso, en los que, a simple vista, se observan estructuras ígneas porfídicas, gabroídicas o doleríticas, formadas fundamentalmente por intercrecimientos de plagioclasas y piroxenos de diferentes tamaños, junto con olivino, preexistentes al metamorfismo que los ha transformado en eclogitas y/o anfibolitas (Figs. 5.1C, D y E).

Los minerales identificados macroscópicamente como ígneos por su forma, tamaño y color aparecen pseudomorfizados, parcial o totalmente, por agregados de varios minerales, durante los procesos metasomáticos y metamórficos que han afectado posteriormente a estas rocas. Puede apreciarse también, que sus protolitos correspondían en su mayor parte a gabros olivínico-piroxénicos, de grano grueso, o bien a doleritas de composición mineralógica similar, pero de tamaño de grano inferior, del orden de 1 mm.

Los minerales que constituyen paragénesis ígnea no se han conservado en los afloramientos estudiados y solo han sido identificados mediante análisis microtextural, en algunas metabasitas y metagabros de las ofiolitas de Cóbdar, donde, se preservan también relictos de una paragénesis ígnea formada por: labradorita \pm forsterita \pm augita e ilmenita (Puga 2005; Puga et al., 1999b, 2000, 2009). Muchas de las metabasitas estudiadas en Sierra de Baza, muestran una gran complejidad mineralógica desarrollada por la superposición de diferentes procesos post-magmáticos a lo largo de su evolución temporal.

Las anfibolitas con textura porfidoblástica, son abundantes. Buenos ejemplos son las muestras Cani-137A y 137B (Figs. 5.5A-1, A-2 y B-1, B-2). Ambas anfibolitas derivan de eclogitas con diferentes grados de retrogresión, pero conservan todavía relictos de granate, rutilo y onfacita de una fase metamórfica anterior (eoalpina). La matriz de estas anfibolitas, (o más propiamente eclogitas anfibolitizadas) está formada por agregados de cristales de anfíbol con orientación subparalela y en menor proporción albita y epidota de menor tamaño de grano, resultantes de la transformación metamórfica de la plagioclasa ígnea cálcica, junto a rutilo y cuarzo. En las eclogitas más retrogradadas a anfibolitas, los porfidoblastos eoalpinos mejor conservados son de granate almandínico (Fig. 5.5A1-2), mientras que en las que se ha conservado mejor la paragénesis eclogítica, coexisten también, como relictos eoalpinos, porfidoblastos de onfacita, parcialmente simplectitizada en los bordes, dando un intercrecimiento de cristales diminutos de anfíbol y epidota (Figs. 5.5B1 y B-2). Tanto en la matriz como en el interior del granate, suelen encontrarse restos de ilmenita de origen ígneo, junto a agregados de rutilo, más abundante, que son

producto de la transformación de la ilmenita en la facies eclogitas. Es común también que el anfíbol y el granate se encuentren parcialmente transformados en sus bordes, en una asociación de minerales hidratados propios de las paragénesis de las facies de anfibolita de Ab-Ep y de los esquistos verdes, durante dos episodios metamórficos sucesivos que, en adelante, serán denominados mesoalpino y neoalpino respectivamente. Estos minerales retrometamórficos son fundamentalmente anfíboles sodo-cálcicos (tipo barroisita, taramita y katoforita), junto con epidota, albita, cuarzo, clorita y moscovita.

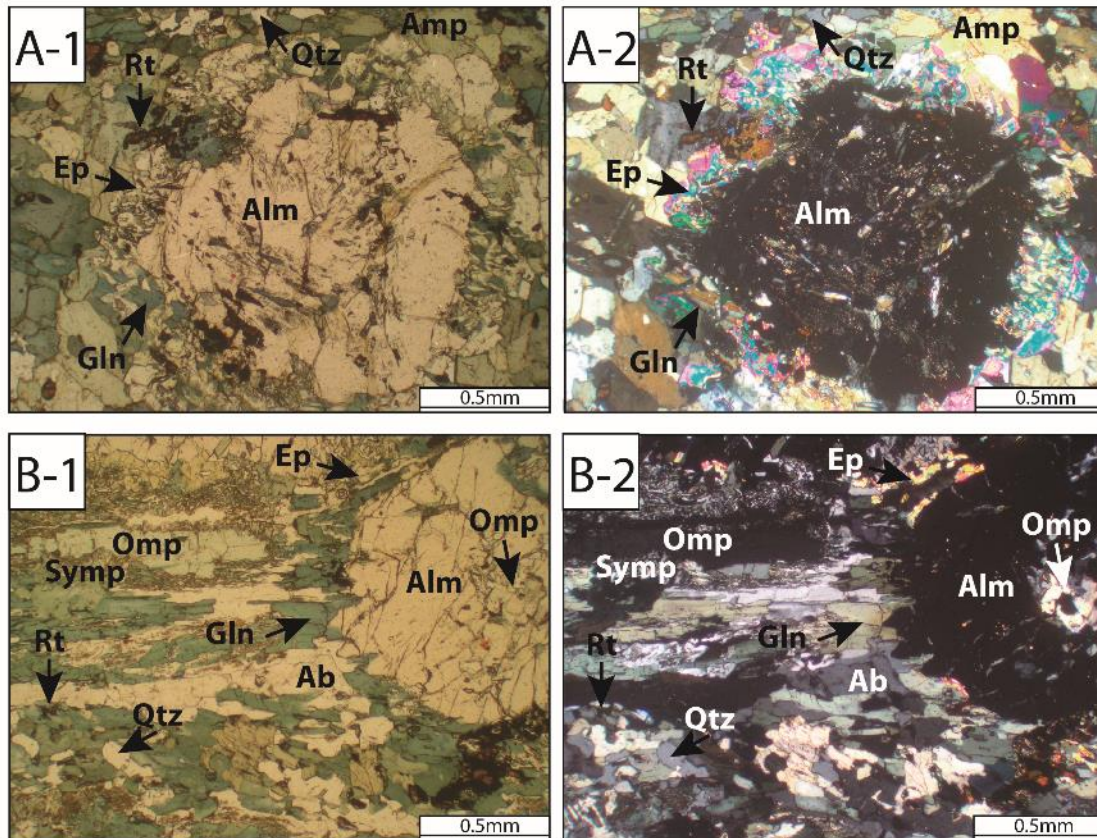


Figura 5.5.- Anfibolitas y eclogitas procedentes de ferrodoleritas. A-1 y A-2: Anfibolita epidótica con relictos de granate, con textura porfidoblástica, formada por peciloblastos de almandino (Alm) con inclusiones de Rt y glaucofana (Gln), y con bordes irregulares por su transformación a un agregado de Ab-Ep-Amp predominante en la matriz (Cani-137A, Cortijo de la Higuera). B-1 y B-2: Eclogita parcialmente anfibolitizada con porfidoblastos de almandino (Alm) que contienen en su interior onfacita (Omp) paragenética del granate; ésta forma también cristales prismáticos milimétricos de color verde amarillento, con bordes simplectíticos y orientación subparalela a la de los anfíboles (Gln) que, junto con albita (Ab), epidota (Ep), cuarzo (Qtz) y Rt, completan la matriz de la roca. (Cani-137B, Cortijo de la Higuera). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

Son abundantes las anfibolitas de Ab-Ep procedentes de gabros piroxénicos y olivínicos, con textura nematoblástica, propias del evento mesoalpino en el que se generan facies de anfibolitas de Ab-Ep y de esquistos verdes (*cf.* Puga et al., 1989a, 1999b, 2002b). La paragénesis más común está formada por los siguientes minerales: anfíboles sódicos y sodo-cálcicos, que reemplazan a onfacita y almandino, paragonita

más clinozoisita reemplazando a fenocristales de plagioclasa, y epidota más titanita, que crecen sobre clinozoisita y rutilo respectivamente (Figs. 5.6A-1 y A-2). La clorita y las micas también suelen ser comunes en estas paragénesis. En algunos casos las anfibolitas de Ab-Ep presentan porfidoblastos de almandino con inclusiones de zoisita-clinozoisita y anfíboles del tipo tremolita, barroisita y pargasita (Figs. 5.6B-1 y B-2).

También existen eclogitas procedentes de gabros con textura porfidoblástica, con agregados de grandes cristales de piroxeno onfacítico, diversamente orientados, y pequeños cristales de rutilo en forma de agujas exseltas en su interior, ambos procedentes del metamorfismo eoalpino de la augita titanífera ígnea (Figs. 5.6C-1 y C-2). El granate almandínico en ocasiones forma grandes cristales, aunque puede aparecer como pequeños cristales dispersos si derivan de la deformación de una eclogita coronítica. La matriz está formada por un intercrecimiento de clinozoisita y albíta, de menor tamaño de grano, resultante de la transformación metamórfica de la plagioclasa ígnea cálcica. En estas rocas se puede observar en ocasiones el piroxeno ígneo transformándose hacia el borde en onfacita más rutilo (Figs. 5.6C-1 y C-2). En la matriz también pueden observarse restos de ilmenita de origen ígneo, junto a agregados de rutilo, más abundante, resultante de la transformación de la ilmenita durante el metamorfismo en facies eclogita y, por tanto, en paragénesis con la onfacita y el granate almandínico (Figs. 5.6D-1 y D-2).

Las eclogitas con textura porfiroblástica con agregados de grandes cristales de piroxeno onfacítico diversamente orientados y en menor proporción cristales grandes de granate (Figs. 5.7B-1 y B-2) también presentan una matriz formada por un intercrecimiento de albíta y epidota, de menor tamaño de grano, resultante de la transformación metamórfica de la plagioclasa ígnea cálcica (Figs. 5.7C-1 y C-2). En la matriz de ambos tipos de eclogitas suelen encontrarse restos de ilmenita de origen ígneo, junto a agregados de rutilo, más abundante, resultante de la transformación de la ilmenita durante el metamorfismo en facies eclogita y, por tanto, en paragénesis con la onfacita y el granate almandínico (Fig. 5.7). En muchos casos el rutilo se presenta como pequeñas agujas exseltas dentro de la onfacita (Figs. 5.7C-1 y C-2), indicando que ambos minerales se originaron durante el metamorfismo eclogítico a partir de fenocristales preexistentes de augita titanífera ígnea, más rica en Ti que la onfacita. Es común también que la onfacita y el granate se encuentren parcialmente transformados en sus bordes, y en el núcleo de algunas coronas de granate, en una asociación de minerales hidratados propios de las paragénesis de las facies de anfibolita de Ab-Ep y de esquistos verdes, que reemplazaron parcialmente a la paragénesis eclogítica eoalpina durante los episodios posteriores mesoalpino y neoalpino. Estos minerales retrometamórficos son fundamentalmente anfíboles sodocálcicos (tipo barroisita, taramita y katoforita: Figs. 5.8B-1 y B-2), y mica incolora (fengita: Fig. 5.8).

Es frecuente también encontrar eclogitas con textura coronítica como consecuencia de la transformación de olivino en contacto con la plagioclasa cálcica, ambos derivados de sus litotipos ígneos originarios (gabros Ol y Px-Ol). La reacción entre estos dos tipos de minerales ígneos (Ol y Pl) durante el metamorfismo en facies eclogitas origina, una corona de granate de tipo almandínico que rodea agregados poliminerálicos formados principalmente por onfacita y anfíbol, mientras que la plagioclasa cálcica es reemplazada por un agregado de albita y clinozoisita de grano fino que constituye la matriz de la roca (Figs. 5.9). También pueden encontrarse eclogitas parcialmente anfibolitizadas con textura granoblástica o simplectítica (Fig. 5.10A y B).

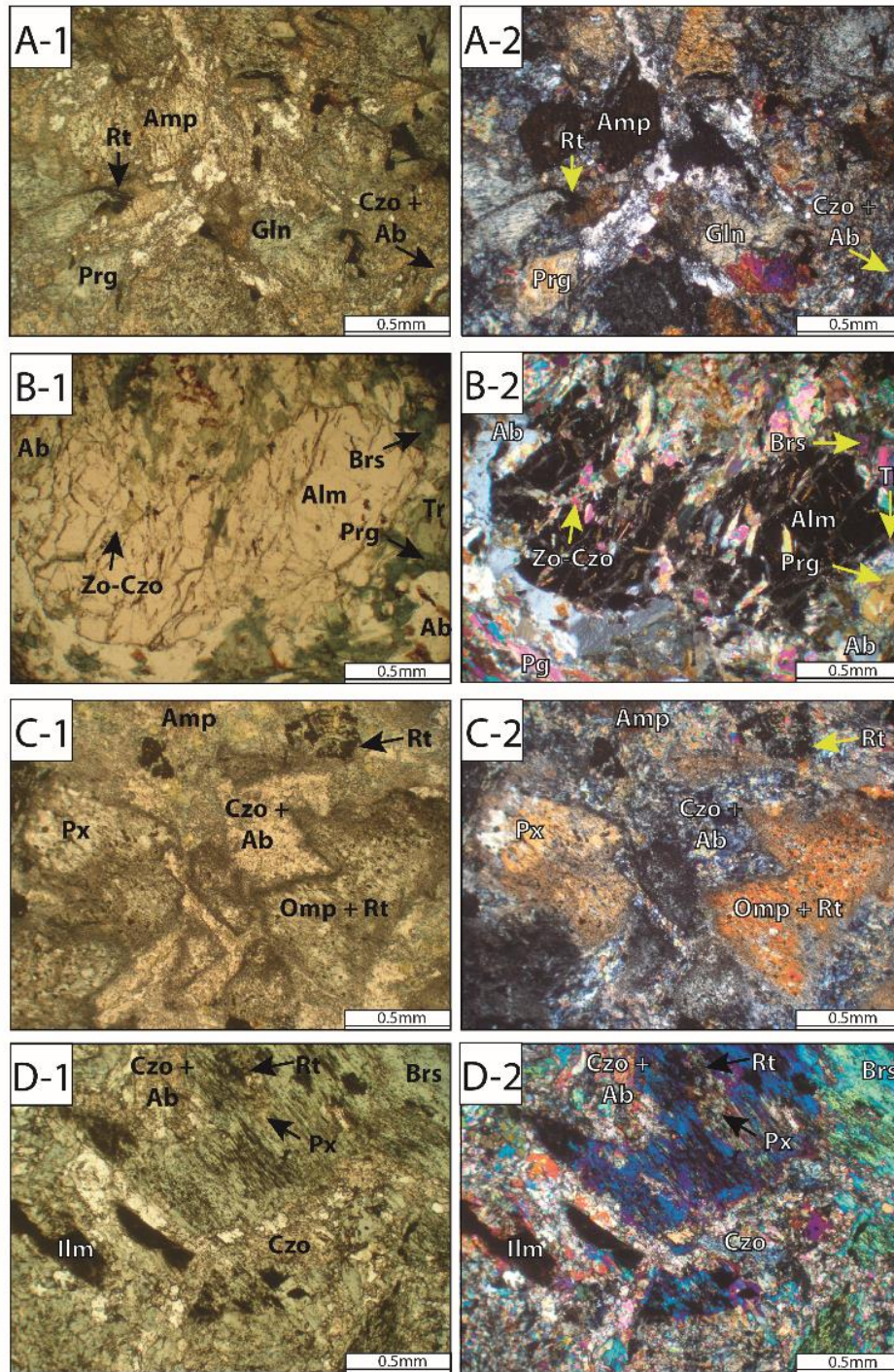


Figura 5.6.- Anfibolitas y eclogitas procedentes de gabros piroxénicos. A-1 y A-2: Anfibolita con textura granoblástica, formada por agregados de cristales de anfíbol (Amp) cálcico (pargasita, Prg) y Amp sódico (glaucófana, Gln) rodeados por una matriz compuesta por Czo y Ab, procedentes de la plagioclasa ígnea (Cani-83, Cortijo Bastida). B-1 y B-2: Anfibolita epidótica procedente de una eclogita con textura porfidoblástica, formada por grandes cristales de Alm inmersos en una matriz de barroisita (Brs), tremolita (Tr), Prg, Ab y paragonita (Pg), (Cani-48, Cortijo Floranes). C-1 y C-2: Eclogita de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa pseudomorfizados por un agregado de Czo y Ab, y porfidoblastos del piroxeno ígneo (Px) pseudomorfizado por onfacita (Omp) con inclusiones de rutilo (Rt); (Cani-139C, Barranco Hondo). D-1 y D-2: Anfibolita con textura porfidoblástica, con Brs que pseudomorfiza fenocristales de Px con inclusiones de Rt en una matriz de Czo y Ab procedente de la pseudomorfosis de la plagioclasa ígnea. (Cani-298, Barranco de la Alfaguara). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

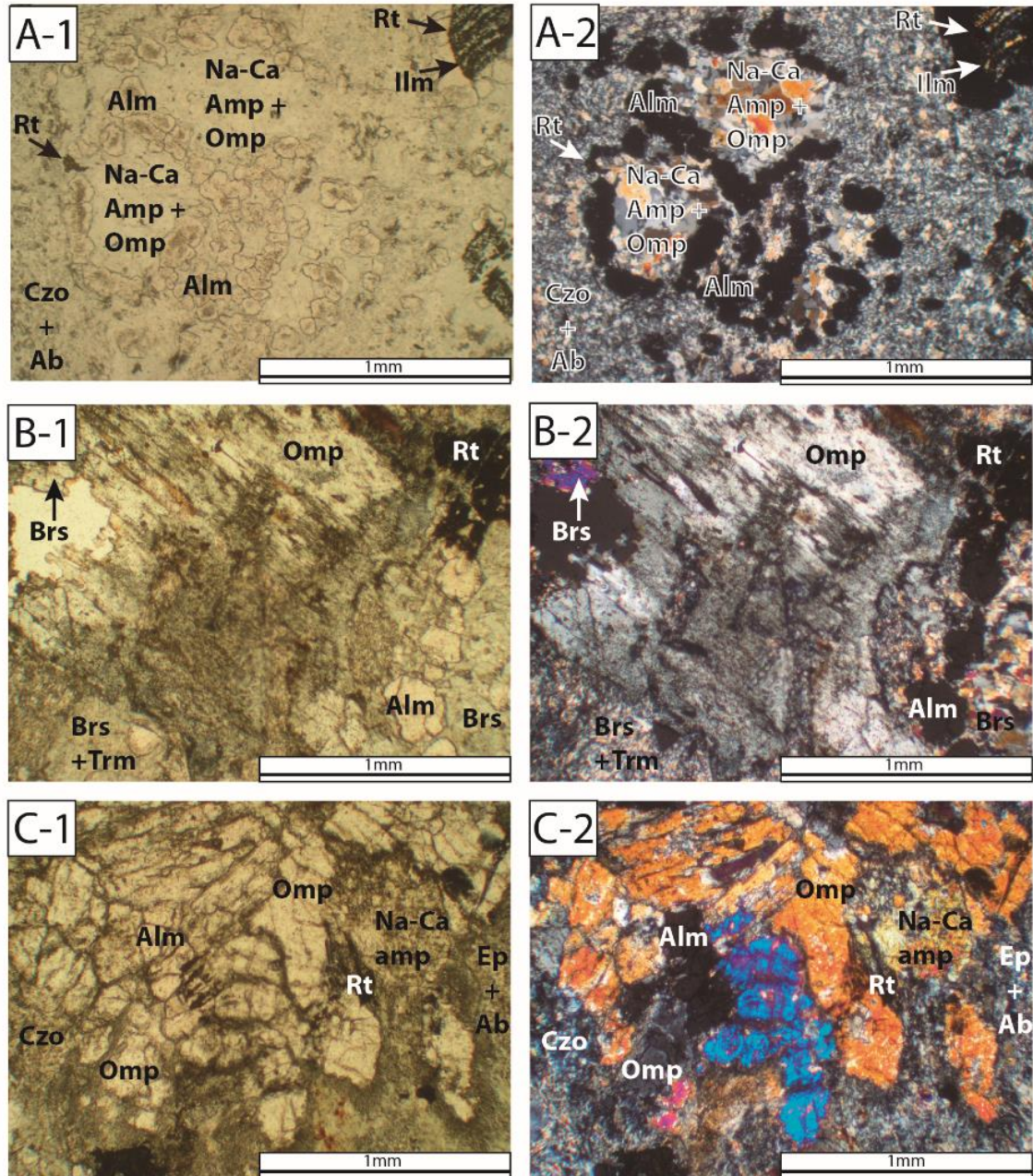


Figura 5.7.- Microfotografías de eclogitas procedentes de gabros piroxénicos y olivínicos, con nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Abreviaturas según Kretz (1983). A-1 y A-2: Eclogita parcialmente anfibolitizada (CH-43, Rambla del Agua) con textura coronítica en la que el olivino ha sido reemplazado por Omp, paragenética con la corona de Alm y posteriormente transformada en anfíbol sodo-cálcico (Na-Ca Amp). B-1 y B-2: Eclogita de grano grueso, con textura porfidoblástica, con grandes cristales de Omp transformándose en Brs más taramita (Trm) y cristales de Alm que forman parte de una corona que rodeaba olivino (RAA-24, Rambla del Agua). C-1 y C-2: Eclogita con textura granoblástica, formada por agregados de cristales de Omp parcialmente transformados en anfíboles sodo-cálcicos (Na-Ca Amp), y pequeños granates (Alm), rodeados por una matriz compuesta por Ep y Ab procedente de la plagioclasa ígnea (RAA-9, Rambla del Agua). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

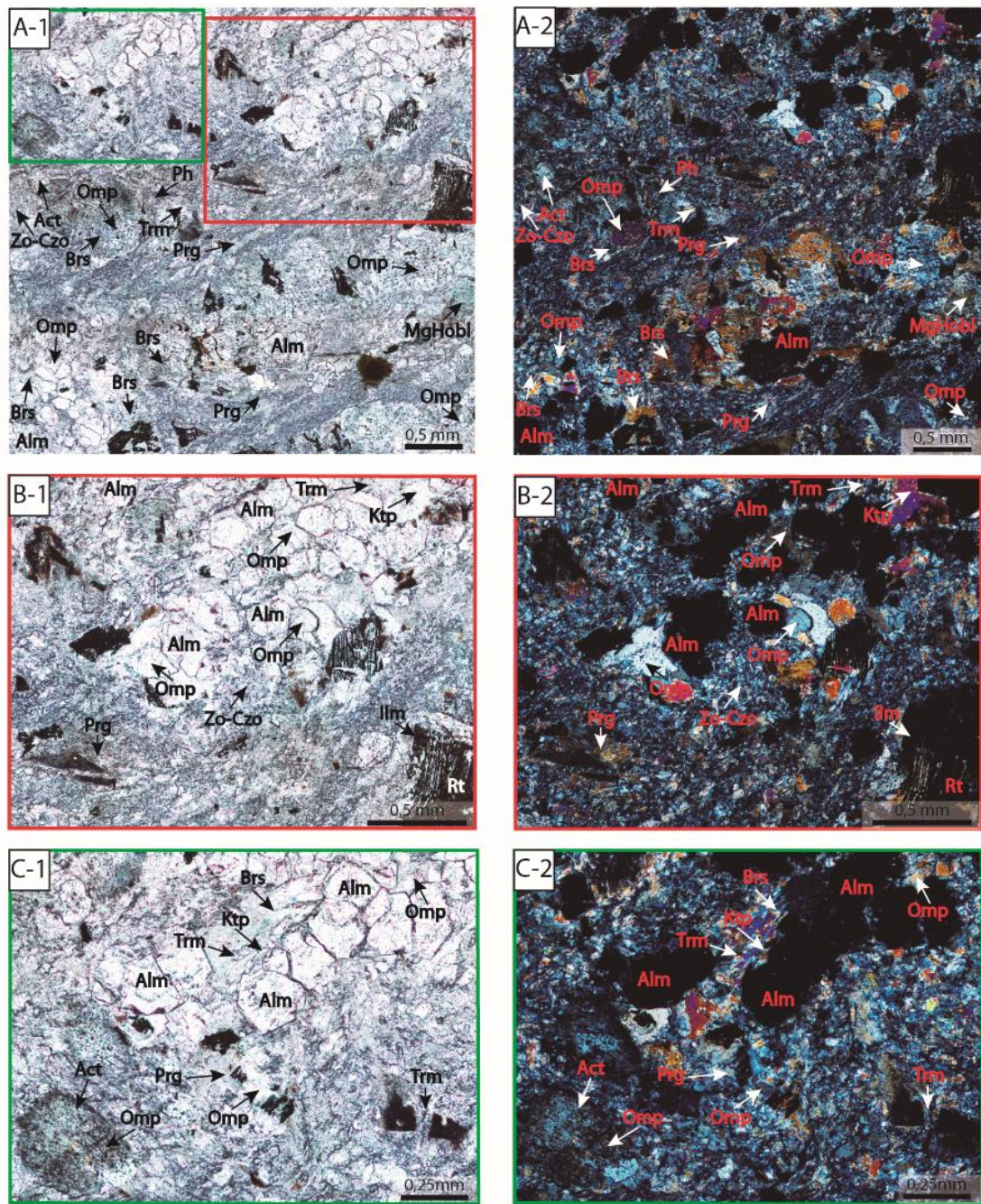


Figura 5.8.- A-1 y A-2: Eclogita (CH-44, Rambla del Agua) con nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha), procedente de un gabro Ol-Px, mostrando una zona con peciloblastos de almandino (Alm), fenocristales de clinopiroxeno ígneo reemplazados por onfacita (Omp) que contienen inclusiones de rutilo (Rt) y agregados de rutilo (Rt) que reemplaza ilmenita, en una matriz con anfíboles Na-Ca (barrosita Brs y taramita Trm). B-1 y B-2: Recuadros marcados en rojo sobre las fotos A-1 y A-2, en los que se puede distinguir mejor ilmenita (Ilm) transformada en rutilo (Rt) y almandino (Alm) coronítico rodeando a agregados de onfacita (Omp) que reemplazan a olivinos ígneos preexistentes. C-1 y C-2: Recuadros marcados en verde sobre las fotos A-1 y A-2, que muestran una parte de una corona deformada, en la que la onfacita eclogítica ha sido parcialmente reemplazada, por un agregado de anfíboles (barrosita, taramita, katoforita, actinolita), junto con epidota (clinozoisita) procedente de plagioclasa ígnea que rodeaba cristales de olivino. Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

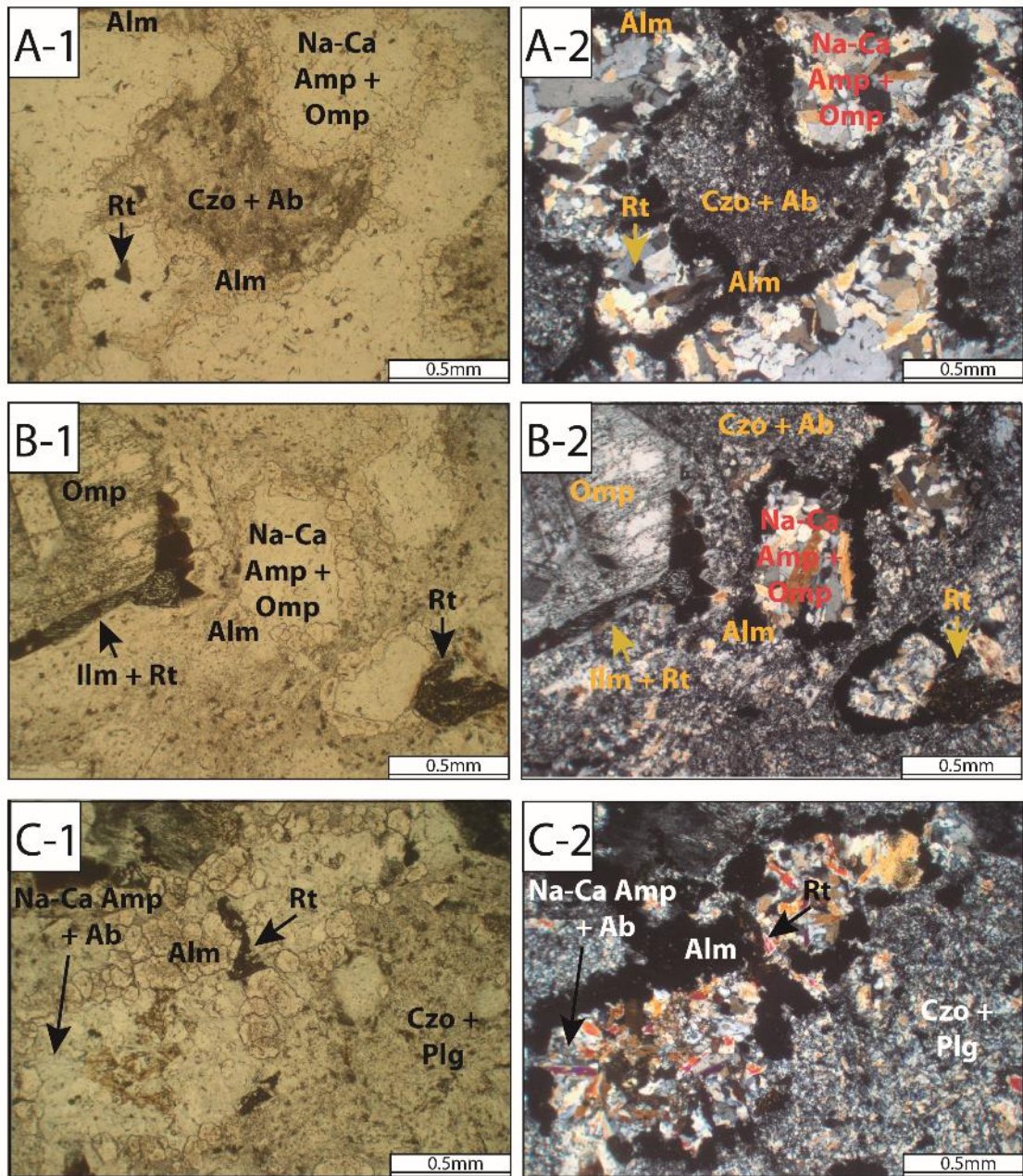


Figura 5.9.- A-1, A-2 y B-1, B-2: Eclogita con textura coronítica procedente de un gabro olivínico, en la que el olivino ha sido reemplazado por Omp con coronas de Alm paragenético, y posteriormente transformada en Na-Ca Amp (Cani-139B, Barranco Hondo. C-1, C-2: Ídem anteriores (CH-62, Rambla del Agua). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

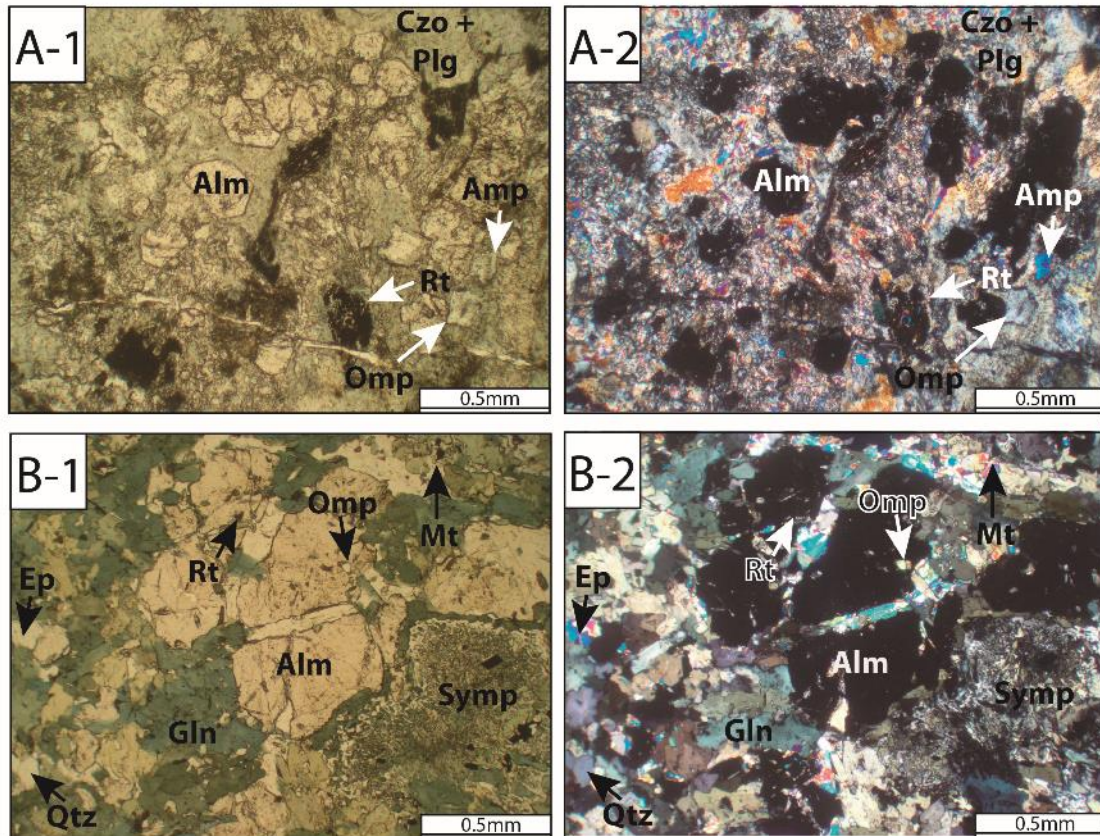


Figura 5.10.- A-1, A-2: Eclogita con textura granoblástica procedente de una dolerita con el olivino reemplazado por Omp, posteriormente transformada en Na-Ca Amp, y Alm (CH-58, Rambla del Agua); B-1, B-2: Eclogita parcialmente anfibolitizada con textura granoblástica y simplectítica procedente de una dolerita (Cani-250B, Cerro de la Fraguara). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

5.3. Rocas volcánicas

Como ya hemos adelantado en el capítulo 4, algunos de los metabasaltos aquí representados fueron, en origen, lavas masivas localmente con disyunción columnar y, en menor medida, lavas almohadilladas y diques subvolcánicos que atravesaban a las coladas basálticas. Los metabasaltos suelen preservar texturas variolíticas o porfídicas de matriz vítrea o de grano muy fino, inferior a 1 mm, bien conservadas, aunque los fenocristales ígneos y la matriz primaria hayan sido completamente reemplazados por minerales metamórficos durante el metamorfismo en facies eclogitas o anfibolitas (Figs. 5.11 y 5.12C-1, C-2). Estos basaltos presentan una secuencia de cristalización típica de series toleíticas, en las que se suele formar olivino, seguido por un entramado de microcristales plagioclasa cálcica y clinopiroxeno. Este último mineral puede presentarse también como pequeños fenocristales reemplazados por onfacita y rutilo durante el metamorfismo eclogítico (Figs. 5.11A-1 y A-2), en el que la plagioclasa cálcica suele transformarse en un agregado de clinzoisita y paragonita, y puede formarse también glaucofana minoritaria.

Esta paragénesis eclogítica suele presentarse parcialmente retrogradada en condiciones de facies anfíbolitas de Ab-Ep, formando albita, pistacita y diversos tipos de anfíboles, como barroisita, pargasita, edenita y tremolita, que se forman a expensas de la onfacita (Fig. 5.12A-1, A-2, B-1, B-2 y C-1, C-2). El almandino es transformado en su borde a un agregado de cristales de anfíbol Na-Ca y fengita con textura simplectítica (Fig. 5.11B-1 y B-2). La plagioclasa cálcica se transforma a clinozoisita intercrecida con albita (Fig. 5.11A-1 y A-2) o con paragonita (Fig. 5.12C-1 y C-2). El olivino, suele ser reemplazado por anfíbol verde (tipo Mg-hornblenda o actinolita). En estas metavulcanitas, también se puede encontrar texturas fluidales, formadas por agregados subparalelos de grano muy fino de clinozoisita más albita procedente de plagioclasa ígnea, alternantes con lechos más ricos en almandino y onfacita originados en la paragénesis eclogítica a expensas de olivino y clinopiroxeno.

5.4. Rocas sedimentarias

Las rocas metasedimentarias de la AOB están constituidas por diversos tipos de esquistos claros y oscuros, frecuentemente granatíferos, cloritoesquistos y esquistos anfibólicos, cuarcitas, calcoesquistos y mármoles (Figs. 5.13, 14, 15 y 16). Los micaesquistos más abundantes de la AOB contienen porfidoblastos de granate a menudo bastante grandes (entre los 2mm y los 1,8 cm), paragenéticos de algunos de los minerales siguientes: distena, cloritoide, estaurolita, plagioclasa y/o anfíbol. Los granates presentan abundantes inclusiones compuestas principalmente por cuarzo, minerales opacos y rutilo, entre los cuales pueden encontrarse pequeñas cantidades de algunos de los siguientes minerales: cloritoide, paragonita, distena, fengita, glaucofana, titanita, turmalina, estaurolita, epidota y/o clinozoisita (Figs. 5.13 y 5.14). El resto de la matriz está compuesto por cuarzo y mica blanca fengítica (Aerden et al., 2013). Durante el metamorfismo retrógrado, se generó una corrosión en el borde de algunos granates formándose pequeñas cantidades de clorita, mica incolora y ocasionalmente anfíbol.

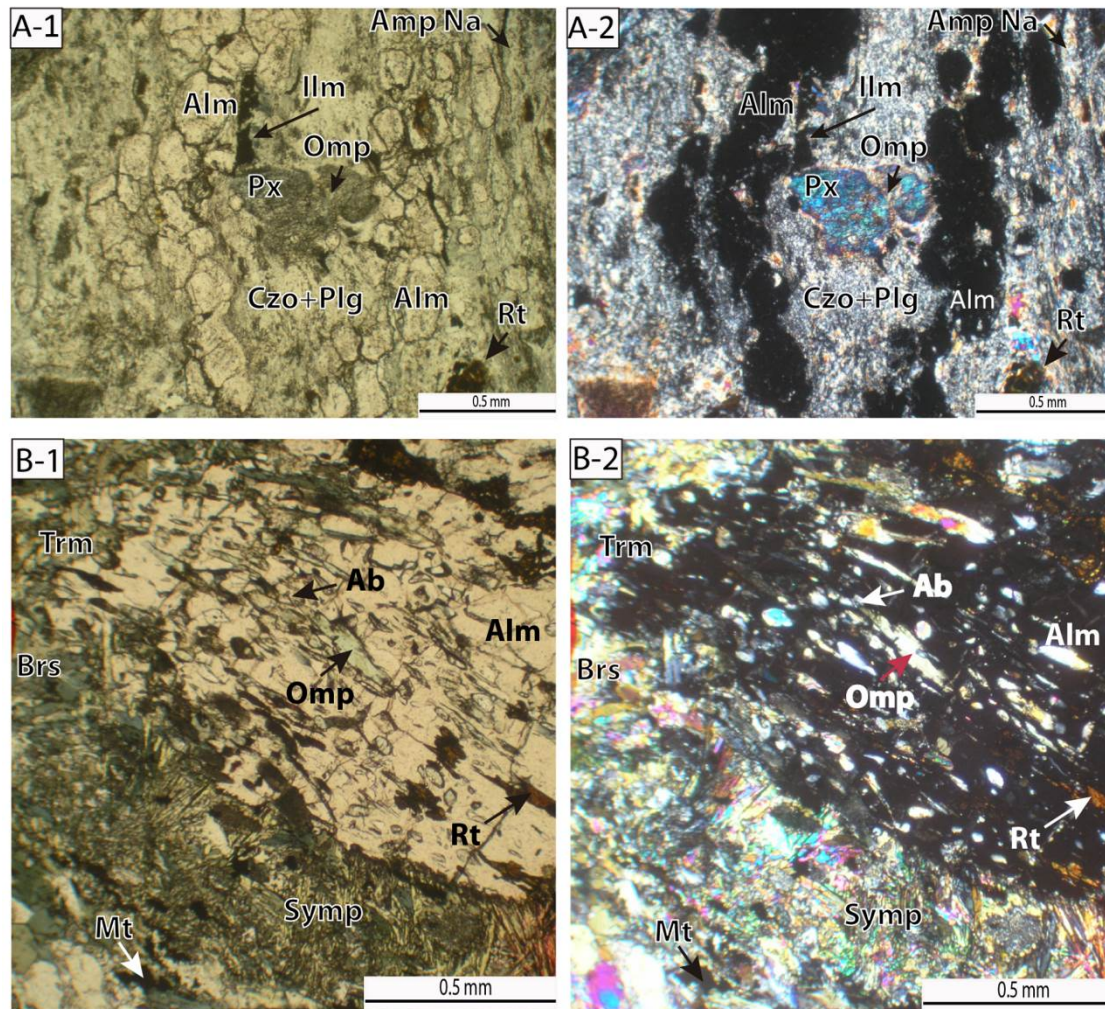


Figura 5.11.- Metabasaltos eclogitizados. A-1 y A-2: Eclogita con textura fluidal, pseudomorfizada por un agregado de grano muy fino de Czo y Ab procedente de plagioclasa ígnea, alternante con lechos de Alm y Omp originados en la paragénesis eclogítica (RA-33B, Rambla del Agua). B-1 y B-2: Peciloblastos de Alm con textura hipidiomorfa con microlitos de Omp, Ab y Rt, en su interior y orientación subparalela a la esquistosidad de la etapa eclogítica (eoalpina). Los bordes del Alm contactan con un agregado de anfíboles aciculares y fengita (textura simplectita) procedentes de la alteración mesoalpina del Alm (Cani-136C, Cortijo de la Higuera). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

Estas metapelitas se encuentran en general muy deformadas por la tectónica, que origina una foliación muy acentuada definida por una alternancia entre bandas más ricas en mica y otras más ricas en cuarzo (Fig. 5.13A). Ésta foliación tiende a adaptarse entorno a los porfidoblastos de granate, más rígidos, generando colas de presión (Fig. 5.13A). Los granos de cuarzo de la matriz presentan bordes suturados y, algunos, extinción ondulante, lo que indica una fragmentación seguida de una recristalización sintectónica. Las inclusiones de cuarzo en los peciloblastos de almandino son muy pequeñas, mientras que en los lechos de cuarzo de la matriz su tamaño es netamente mayor lo que indica que el cuarzo ha experimentado una recristalización intensa después de su inclusión en el interior del almandino. En las figuras 5.13A, B-1 y B-2 se puede apreciar que los porfidoblastos de granate han seguido desarrollándose postectónicamente, ya que su borde de recrecimiento más externo no presenta

inclusiones de cuarzo que, por el contrario, sí que son abundantes, formando una foliación de crenulación, en la zona más interna. Junto al cuarzo, estos porfidoblastos presentan también inclusiones de rutilo, cloritoide y paragonita (Fig. 5.13B-1 y B-2). Sin embargo, no hay anfíbol cálcico (pargasita) en el interior del almandino, sino que éste existe sólo en la matriz. Por el contrario, el cloritoide sí existe en el interior del almandino pero no se encuentra en la matriz (Fig. 5.13C-1 y C-2). Estas inclusiones son relictos “protegidos” en el interior del granate, mientras que en la matriz probablemente se han transformado a clorita, sericita o incluso óxidos de hierro. Junto a la pargasita en la matriz de estos micaesquistos, también se encuentran turmalina, espinela de hierro, epidota, clorita y cuarzo (Figs. 5. 13D-1 y D-2).

En la figura 5.14 puede verse otro ejemplo de micaesquisto granatífero, pero en esta roca (Cani-114) se observa que, en la zona externa de los porfidoblastos centimétricos de almandino y en la matriz de la roca, hay peciloblastos milimétricos de distena y cloritoide, con inclusiones de rutilo y cuarzo similares a las que presenta el almandino. Los peciloblastos están envueltos en una matriz compuesta por bandas de mica (fundamentalmente paragonítica) y otras más delgadas de cuarzo, que generan una esquistosidad en la roca muy bien marcada (Fig. 5.14A). En la matriz también aparece titanita junto al rutilo. Este micaesquisto Cani-114, junto al descrito anteriormente Cani-209, pueden considerarse como productos de la transformación metamórfica que afectó a ambas rocas de composición pelítica. Durante su evolución metamórfica el micaesquisto Cani-209 alcanzó el pico metamórfico con una asociación mineral en la que fueron estables las fases de cloritoide y almandino, además de cuarzo y mica (Fig. 5.13), mientras que en el micaesquisto Cani-114 las fases estables fueron distena, cloritoide y almandino además de cuarzo y mica (Fig. 5.14).

Algunas de las cuarcitas que forman parte de la secuencia sedimentaria, pueden proceder de radiolaritas como se ha determinado en otros afloramientos de la AOB (Tendero et al., 1993). Están afectadas por el metamorfismo alpino, que ha generado en ellas una textura foliada muy marcada por el alargamiento subparalelo de pequeños cristales de moscovita y clorita que separan bandas formadas por cuarzo con bordes suturados (Fig. 5.15A-1 y A-2). Otra de las litologías propias de la secuencia sedimentaria son los mármoles (Fig. 5.15B-1, B-2 y C-1, C-2). Estos mármoles suelen presentar textura porfidoblástica (Fig. 5.15B-1 y B-2) y localmente se pueden apreciar mármoles con carbonato poligonal granoblástico de grano fino interpenetrado con cristales porfidoblásticos de calcita (Fig. 5.15C-1 y C-2). Tanto unos como otros contienen carbonato de hierro siguiendo fisuras y planos de exfoliación, micas diversamente orientadas (Fig. 5.15D1-D2) y ocasionalmente grandes cristales idiomorfos de albita (Fig. 5.15B1-B2).

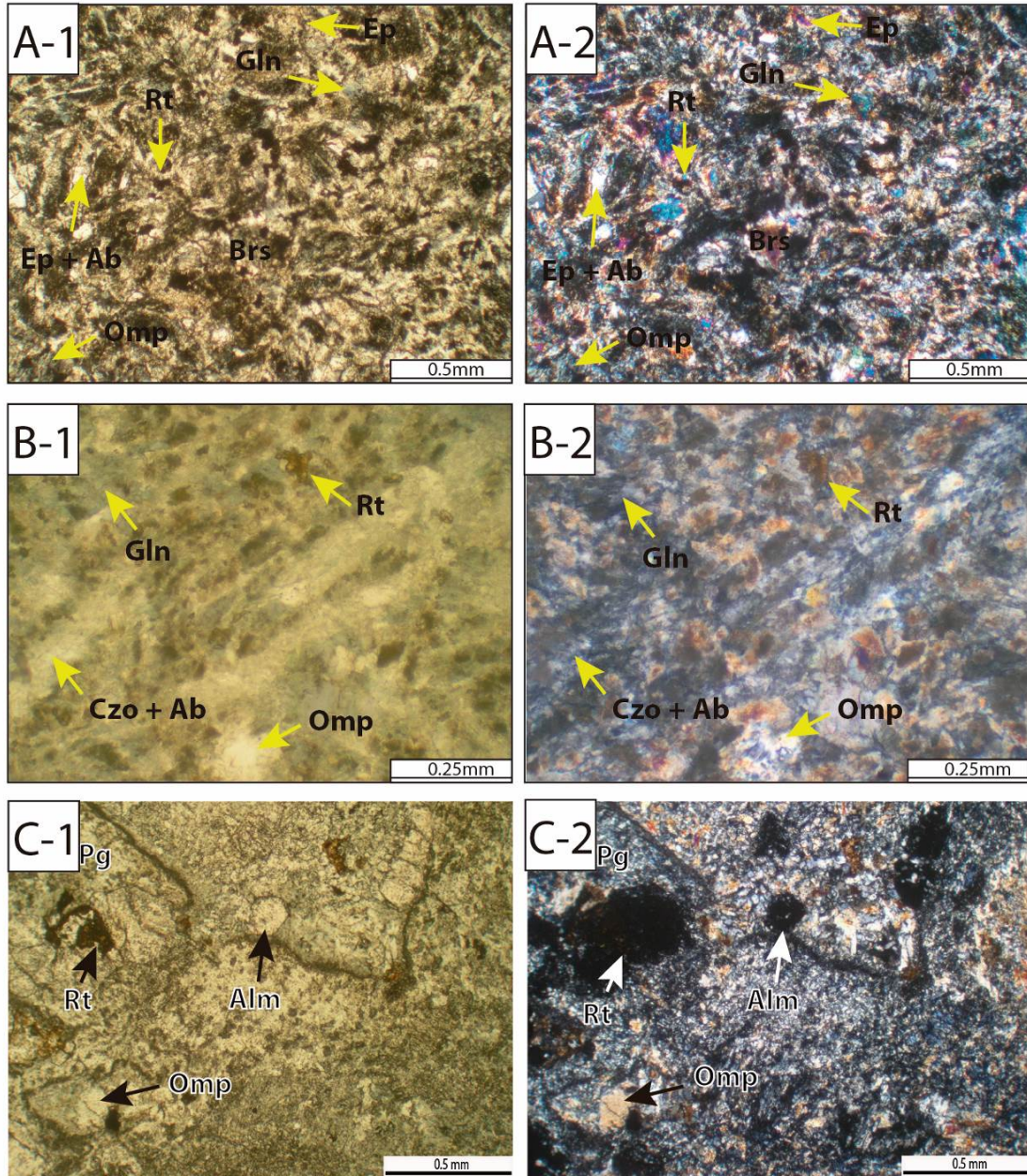


Figura 5.12.- A-1 y A-2: eclogita parcialmente anfibolitizada procedente de basalto, con textura variolítica, pseudomorfizada por un agregado de grano muy fino de Ep más Ab procedente de plagioclasa ígnea, alternante con agregados de Omp y Gln, originados en la paragénesis eclogítica (CH-12, Barranco Hondo). B): B-1 y B-2: Eclogita parcialmente anfibolitizada procedente de basalto con textura parcialmente vítrea, con pequeños cristales de plagioclasa cálcica pseudomorfizada por Czo y Ab en una matriz de grano muy fino en la que, junto a Czo, se encuentran otros minerales eclogíticos como Rt y Omp (CH-12B, Barranco Hondo). C-1 y C-2: Eclogita, procedente de un basalto de textura porfídica con fenocristales de Pl pseudomorfizados por un agregado de Czo y Pg de alta presión, con inclusiones de Alm, en una matriz de grano muy fino en la que también se encuentran otros minerales eclogíticos como Rt y Omp parcialmente transformada en Trm (CH-30, Cerro de San Cristóbal). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

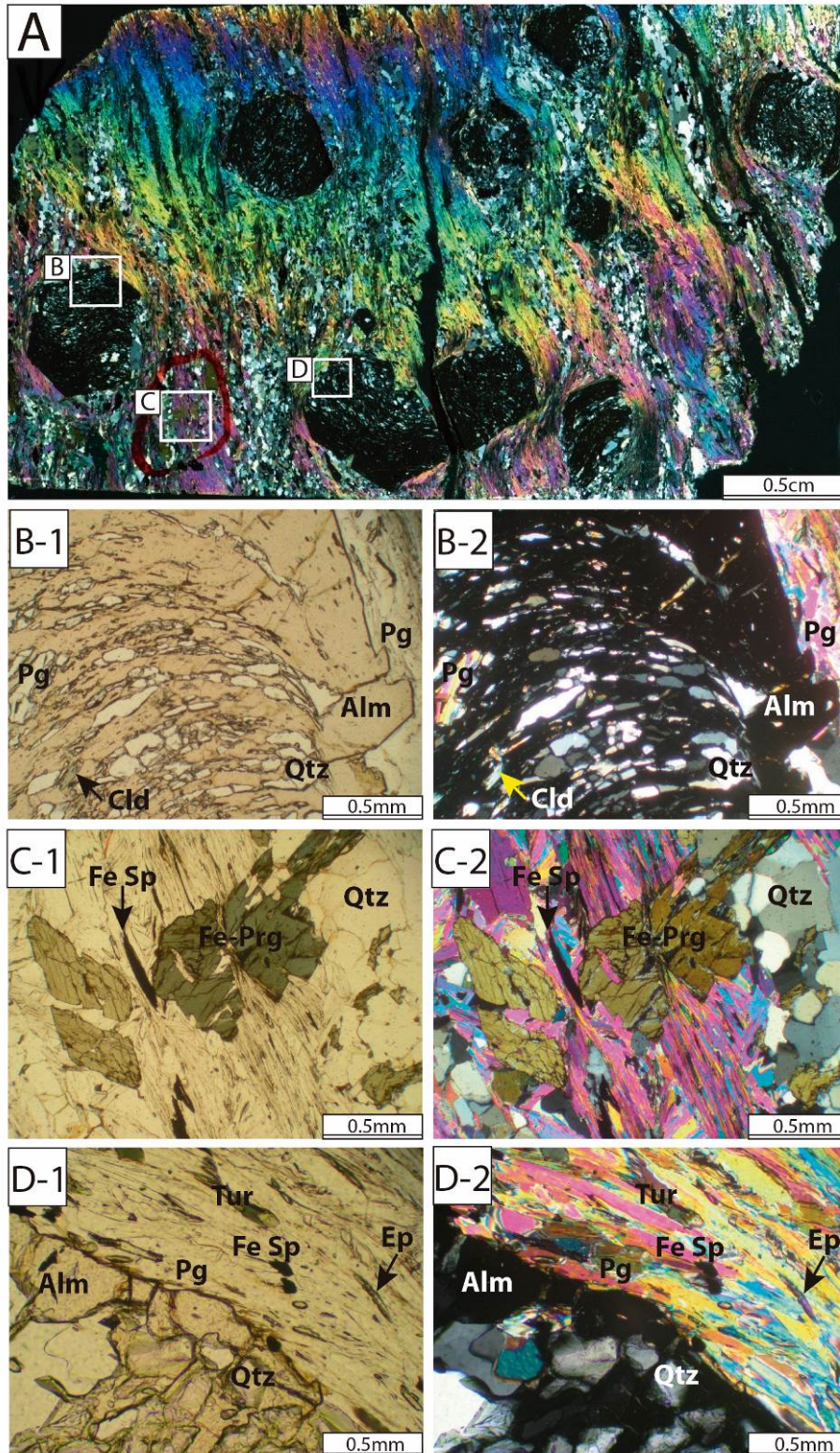


Figura 5.13.- A: Micaesquisto granatífero (Cani-209, Rambla del Agua). B-1 y B-2: área correspondiente al recuadro B en A, que muestra el borde de un peciloblasto de Alm con inclusiones de Pg, Qtz y Cld. C-1 y C-2: área del anfibol recuadro C en A, correspondiente a la matriz del micaesquisto, formada por lechos micáceos, con cristales de anfibol ferropargasítico (Fe-Prg) y de espinela de hierro (Fe-Sp), alternantes con lechos de Qtz con bordes suturados. D-1 y D-2: área del recuadro D en A, correspondiente al borde de otro porfidoblasto de Alm con abundantes inclusiones de Qtz en contacto con una matriz compuesta por Pg, que incluye pequeños cristales de Tur, Ep y Fe-Sp. Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

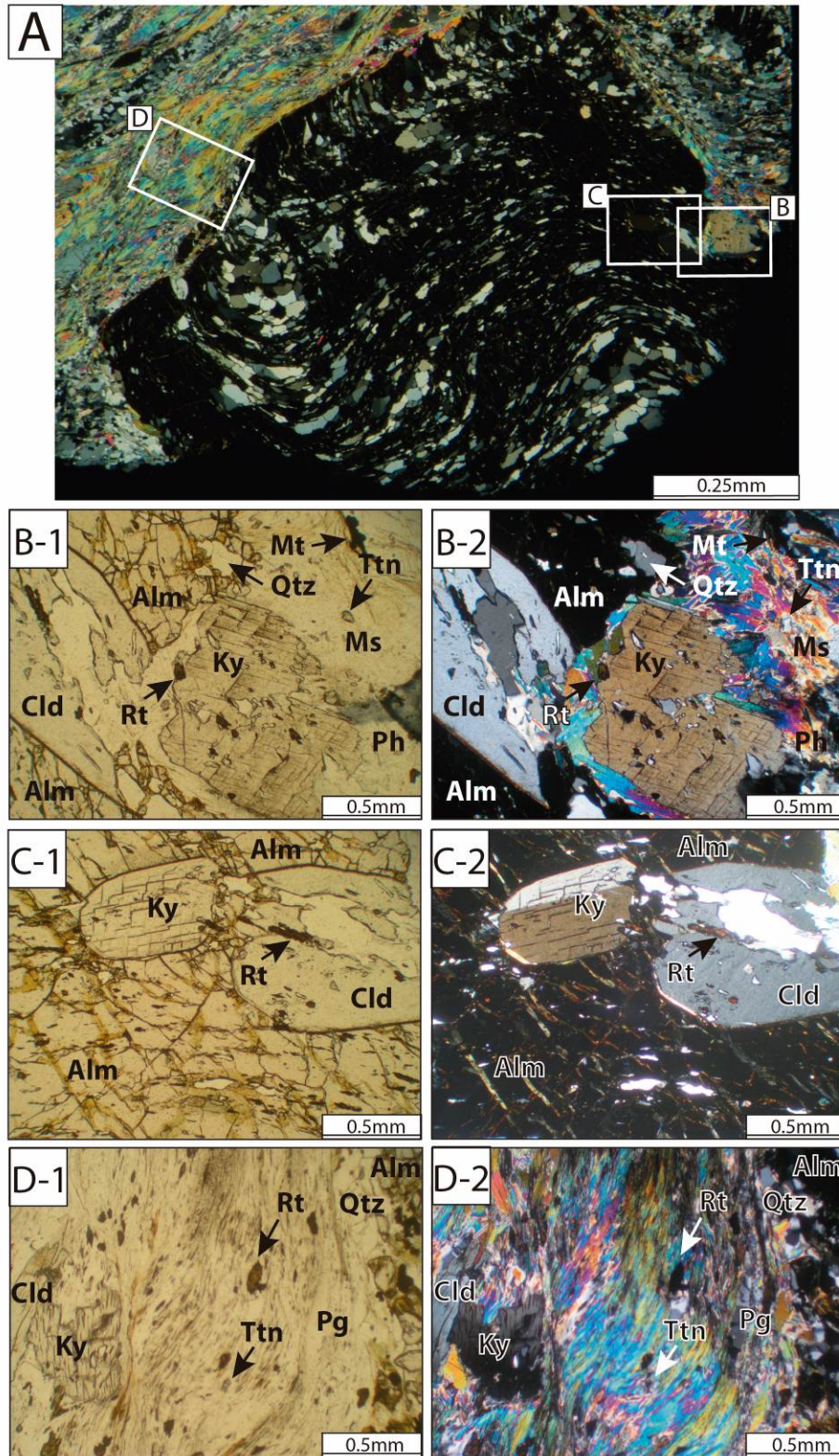


Figura 5.14.-A: Micasquisto granatífero con distena y cloritoide (Cani-114, Casas de Santa Olalla). B-1 y B-2: área correspondiente al recuadro B en A, que muestra grandes cristales de distena (Ky) y Cld en el borde externo del porfidoblasto de Alm con la matriz micácea. C-1 y C-2: área correspondiente al recuadro C en A, que muestra cristales de Ky, Cld y Rt como inclusiones en el borde del Alm. D-1 y D-2: área correspondiente a la matriz del micasquisto (recuadro D en A), mostrando, además de Ky y Cld, pequeños cristales de Rt, Ttn, Pg y Qtz. Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

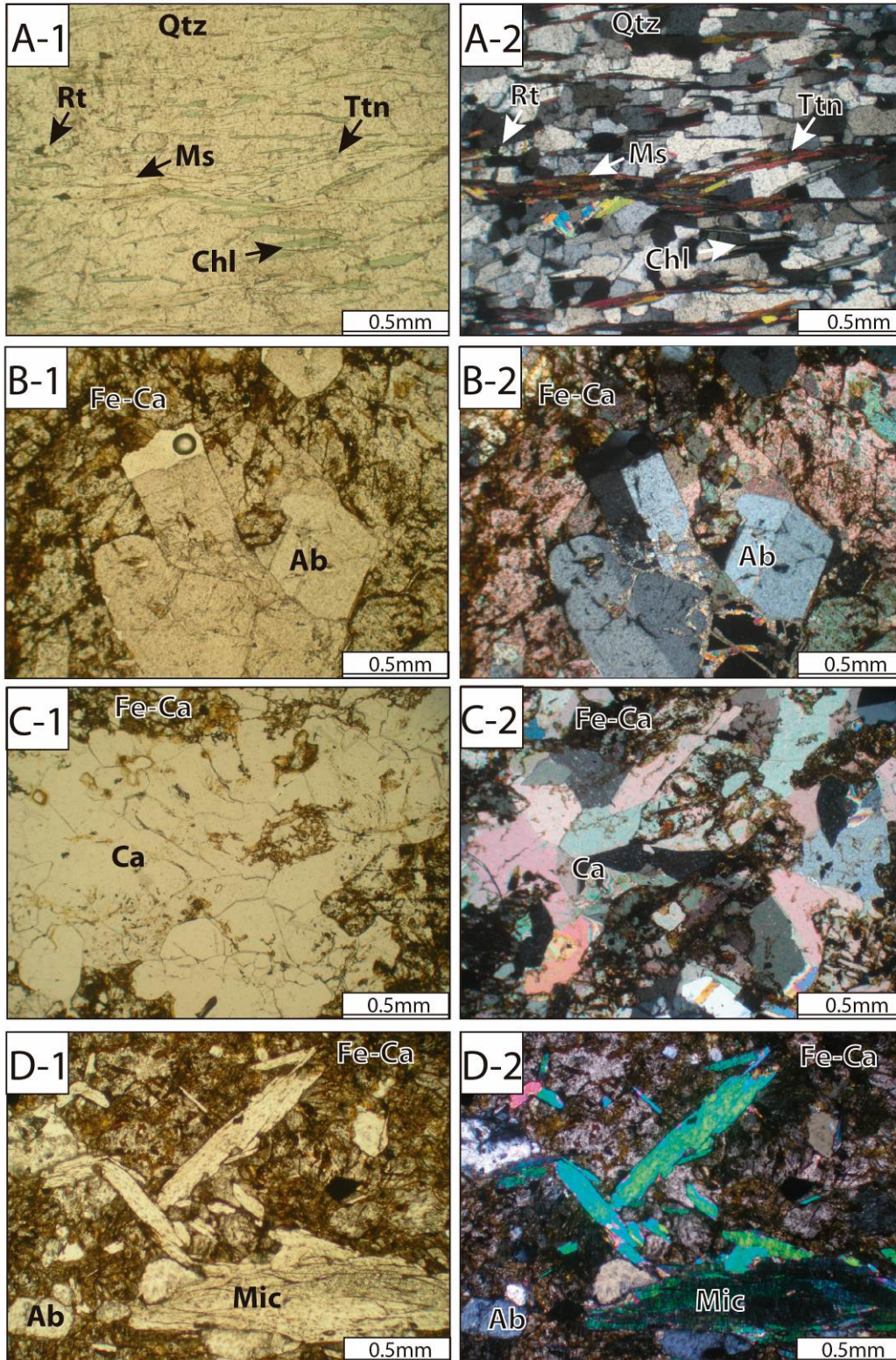


Figura 5.15.- A-1 y A-2: cuarcita con textura foliada en delgadas bandas discontinuas formadas por Ms y Chl, alternantes con bandas de mayor grosor de Qtz. El Rt y la Ttn en cristales muy pequeños también son abundantes (Cani-46, Las Canteras9). B-1 y B-2: mármol con textura porfídica y cristales idiomorfos de Ab. Abunda el carbonato de hierro (Fe-Ca) (Cani-29B, Cortijo Floranes). C-1 y C-2: mármol con cristales de calcita poligonales con textura granoblástica de grano fino, interpenetrados con calcita porfidoblástica (Cani-29A, Cortijo Floranes). D-1 y D-2: mármol con abundancia de Fe-Ca, cristales idiomorfos de Ab y paquetes de mica (Mic) sin orientación preferente (Cani-296, Barranco de la Alfaguara). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

Otra de las litologías existentes en la secuencia sedimentaria de la unidad ofiolítica de Sierra de Baza son los micaesquistos anfibólicos (Fig. 5.16A-1 y A-2). Esta roca está constituida por una asociación mineral de anfíbol sodo-cálcico, rutilo, mica, cuarzo y mena metálica. La textura de la roca es porfidoblástica con cristales idiomorfos o subidiomorfos de barroisita transformados en el borde a magnesio-hornblenda. Estos cristales presentan inclusiones en su interior de cuarzo, ilmenita, mica y rutilo. La matriz está compuesta por bandas de mica (fundamentalmente fengita) y cuarzo con pequeños cristales en la matriz de rutilo e ilmenita (Fig. 5.16A-1 y A-2). Las inclusiones de cuarzo en los porfidoblástos de anfíbol sodo-cálcico son algo más pequeñas que las existentes en la matriz y ello indica que el cuarzo ha experimentado una recristalización después de la cristalización del anfíbol sodo-cálcico. Los porfidoblástos de anfíbol sodo-cálcico se han desarrollado posttectónicamente, ya que en su crecimiento engloban la foliación original existente en toda la lámina.

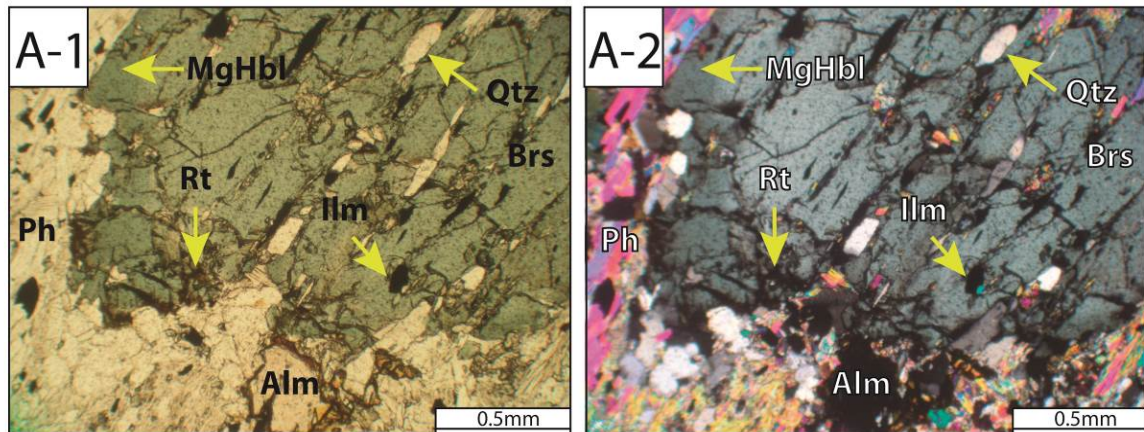


Figura 5.16.- Micaesquistos anfibólicos. A-1 y A-2: con granate (Cani-28, Las Canteras) con grandes porfidoblástos de Brs que en el borde pasan a MgHbl e inclusiones de Qtz, Ilm y Rt rodeados por una matriz rica en fengita (Ph), Qtz y Rt. Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

5.4.1. Metabasitas incluidas en metasedimentos (sills)

Las metabasitas asociadas a los metasedimentos de la AOB forman numerosos cuerpos discontinuos y de tamaño variable que oscila entre menos de un metro de longitud y los 50 m, con espesores que van desde los pocos centímetros a los 2 m en forma de sills intercalados entre metasedimentos, principalmente micaesquistos y localmente calcoesquistos con algunos lentejones de mármol (Fig. 5.17). Son apreciables sistemáticamente en la parte media y superior de la serie estratigráfica en la Secuencia Sedimentaria ofiolítica, mayoritariamente en el sector oriental del área cartografiada (Fig. 4.1B).

Los sills proceden fundamentalmente de basaltos y doleritas que han sido transformados por el metamorfismo alpino en anfibolitas epidóticas como consecuencia de intrusiones ígneas entre micaesquistos (Fig. 5.17A-1 y A-2), en anfibolitas de albita-

epidota cuando son generada por intrusiones entre carbonatos (Fig. 5.17B-1, B-2 y D-1, D-2) y/o en anfibolititas epidóticas, también generadas por intrusiones ígneas entre rocas carbonatadas (Fig. 5.17C-1 y C-2), donde la titanita reemplaza en parte al rutilo. En las figuras 5.17D-1 y D-2 se muestra una anfibolita de Ab-Ep (Cani-26A) que presenta una asociación mineral en equilibrio de anfíbol, epidota, albita, mica, clorita y cuarzo. Es muy notable la orientación preferente que todos los componentes minerales de estas metabasitas presentan según la foliación principal, incluyendo los porfidoblastos de anfíbol sodo-cálcico (Fig. 5.17D-1 y D-2) formando una textura nematoblástica, que parece indicar que todos sus minerales se han formado durante el proceso metamórfico, sin que permanezcan reliquias de minerales ígneos. (Fig. 5.17D-1 y D-2). El cuarzo es muy poco abundante, como corresponde a su origen a partir de una roca ígnea básica, aunque sus cristales forman agregados que muestran la misma orientación preferencial que el resto de la paragénesis.

Otra de las litologías estudiadas corresponde a micaesquistos anfibólicos como el ilustrado en la figura 5.16A-1 y A-2. Esta roca está constituida por una asociación mineral de anfíbol sodo-cálcico, rutilo, mica, cuarzo y mena metálica. La textura de la roca es porfidoblástica con cristales idiomorfos o subidiomorfos de barroisita transformados en el borde a magnesio-hornblenda. Estos cristales presentan en su interior inclusiones de cuarzo, ilmenita, mica y rutilo. La matriz está compuesta por bandas de mica (fundamentalmente fengita) y cuarzo con pequeños cristales en la matriz de rutilo e ilmenita (Fig. 5.16A-1 y A-2). Las inclusiones de cuarzo en los porfidoblastos de anfíbol sodo-cálcico son algo más pequeñas que las existentes en la matriz y ello indica que el cuarzo ha experimentado una recristalización después de la cristalización del anfíbol sodo-cálcico. Los porfidoblastos de anfíbol se han desarrollado postectónicamente, ya que en su crecimiento engloban la foliación original existente en toda la lámina.

Estos sills están compuestos fundamentalmente por anfibolititas de albita y epidota con textura nematoblástica de grano fino y foliación definida por la orientación preferente de bandas microscópicas subparalelas formadas generalmente por cristales prismáticos de anfíbol verde sodo-cálcico, fundamentalmente barroisita, magnesiótaramita y pargasita que, localmente, pseudomorfizan minerales relictos de origen ígneo como clinopiroxeno y olivino (Fig. 5.18A-1 y A-2). Existen también anfibolititas con microbandeado composicional de epidota y plagioclasa junto a las bandas de anfíboles (Fig. 5.18B-1 y B-2). Otro de los minerales de origen ígneo es la plagioclasa cálcica, que durante el metamorfismo Alpino, tanto sus microlitos como sus fenocristales son transformados en epidota, pudiéndose conservar, aunque en pocas ocasiones, su componente albítico (Fig. 5.18B1 y B2). La transformación parcial de algunos minerales relictos como la augitas rica en Ti se traduce en la aparición de anfíbol verde con abundante rutilo en el borde por exsolución (Fig. 5.18B1 y B2). La epidota aparece formando cristales subeuhedrales o incluso pseudoredondeados en la matriz y, en ocasiones, en el interior de algún cristal de anfíbol verde, e incluso como inclusiones en plagioclasa sódica, y su abundancia aumenta en la roca junto a la

actinolita, cuando las anfibolitas presentan un mayor grado de alteración como consecuencia de un mayor proceso de retrometamorfismo. La clorita crece orientada en bandas probablemente como alteración tardía de anfíboles que, junto a los carbonatos, suelen ser bastante frecuentes en estas rocas, aunque en cantidades variables. La plagioclasa sódica es otro mineral paragenético con los anfíboles sodo-cálcicos y, en algunos casos, aparece rodeada por cristales de rutilo y epidota (Fig. 5.18B-1 y B-2). Esta asociación sugiere que el anfíbol coexistió con una plagioclasa más cálcica que la que actualmente se conserva, y que la mayor parte de su calcio se consumió para formar epidota, y más concretamente zoisita-clinozoisita (Zo-Czo).

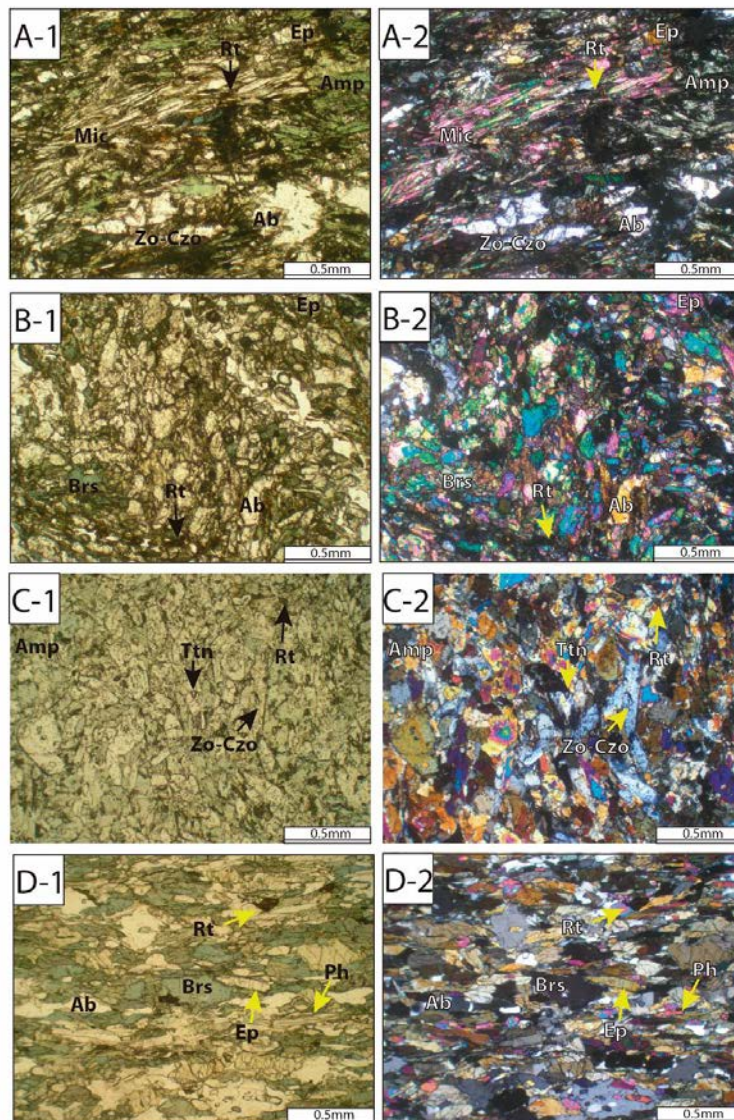


Figura 5.17.- A-1 y A-2: Anfibolita epidotica procedente de un sill de dolerita inserto entre micaesquistos, formada por porfidoblastos de Amp y Rt rodeados por una matriz rica en Ms, Chl y Ep (Cani-285, Las Canteras). B-1 y B-2: Anfibolita Ab-Ep procedente de un sill de dolerita intercalado entre carbonatos, formada por porfidoblastos de Brs, Ab y Rt en una matriz con abundante Ep (Cani-288A, Las Canteras). C-1 y C-2: Epidotita anfibólica con titanita procedente de un sill de basalto inserto entre carbonatos (Cani-281, Las Canteras). D-1 y D-2: Epidotita anfibólica con tránsito hacia anfibolita, originada en el contacto de un sill dolerítico y los sedimentos carbonatos entre los que se inserta. Esta anfibolita está compuesta por Brs, Ab, Ep, Ph y Rt (Cani-26A, Las Canteras). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

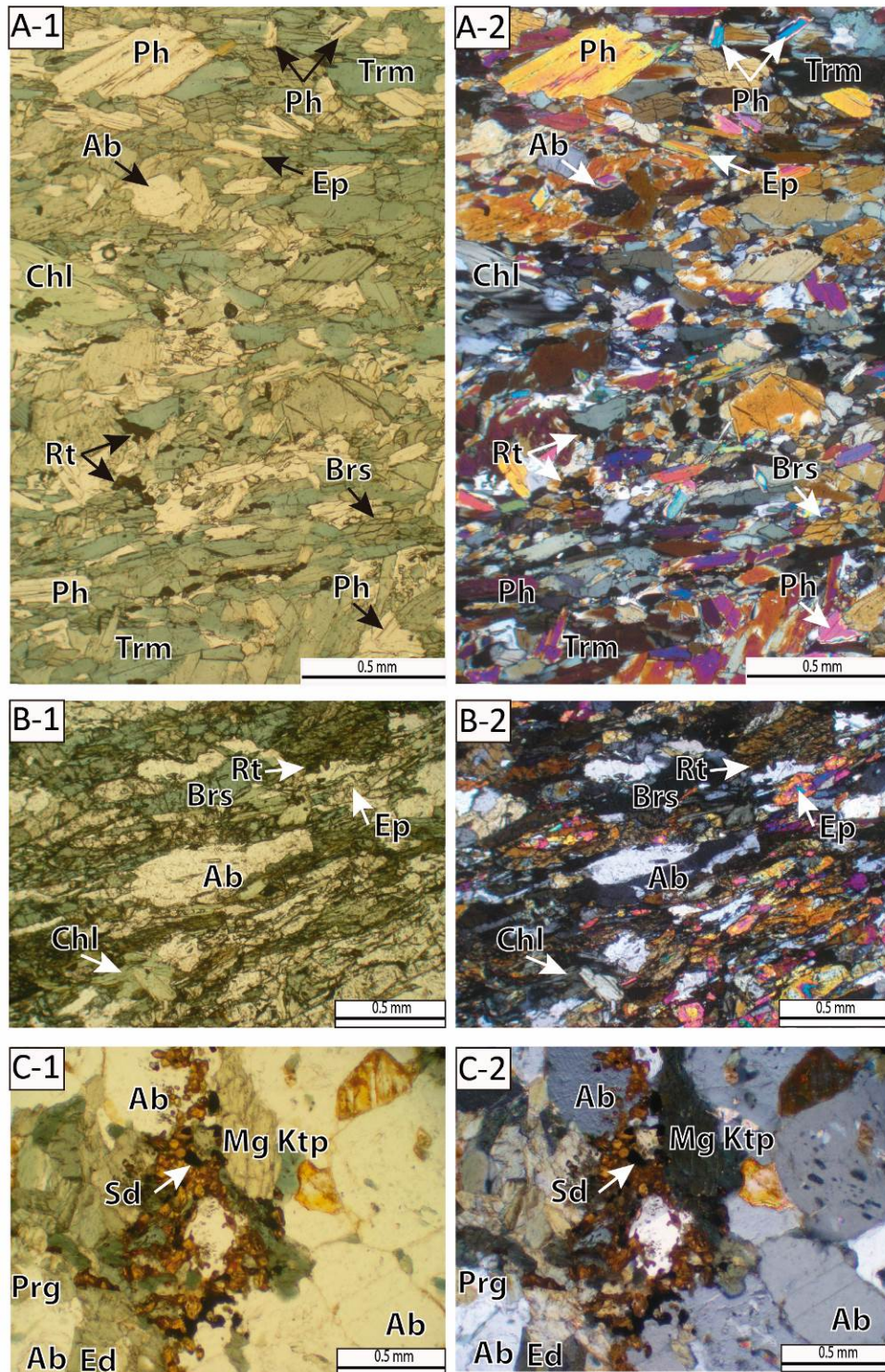


Figura 5.18.- Metabasitas procedentes de sills basálticos. En todos los casos son anfibolitas de Ab-Ep de textura nematoblástica originada por la elongación de cristales prismáticos de anfíbol, mica, epidota y albita. A-1 y A-2: Anfibolita constituida por anfíboles sodo-cálcicos (Brs y Trm, Ab, Zo-Czo, Pg, Ph, Chl y Rt (Cani-42, Las Canteras). B-1 y B-2: Anfibolita formada por Brs, Ab, Ep, Chl y Rt (Cani-31, Cortijo Floranes). C-1 y C-2: anfibolita inserta en un nivel de esquistos con alternancias de roca carbonatada, compuesta por pargasita (Prg), Mg katoforita (Mg-ktp), edenita (Ed) y siderita (Sd) (Cani-43, Las Canteras). Abreviaturas de minerales en Tabla 5.1.

Capítulo 6. Evolución metamórfica

Para el estudio detallado sobre la evolución metamórfica se han elegido dos metaultramafitas y una metabasita. Entre las primeras se han estudiado la serpentinita lherzólítica Cani-284 (Figs. 5.3A-1, A-2 y A-3), y la harzburgita secundaria Cani-277 (Figs. 5.3B-1, B-2). Las serpentinitas de origen lherzólítico están constituidas por antigorita, penninita, magnetita de cromo y magnetita de aluminio, dióxido, augita, Titan-clinohumita y forsterita (tablas 6.1.1, 2, 3, 6, 8 y 9), mientras que las harzburgitas secundarias están formadas por antigorita, penninita, magnetita de cromo y magnetita de aluminio, talco, clinocloro y enstatita (tablas 6.1.4, 5, 7 y 10). Entre las metabasitas se ha estudiado una muestra de eclogitas, CH-44, con abundante granate que coexiste en equilibrio con onfacita y rutilo. Este último reemplaza a la ilmenita en una matriz con anfíboles Na-Ca (Fig. 5.8).

6.1. Rocas ultramáficas: procesos petrogenéticos y génesis mineral

Las rocas metaultramáficas de Sierra de Baza, son lherzolitas y harzburgitas secundarias (Fig. 6.1), en su mayor parte serpentinizadas. Estas rocas presentan una historia petrológica compleja que, para rocas semejantes del Cerro del Almirez, se inició con procesos de metasomatismo de fondo oceánico, con rodingitización de diques básicos en ultramafitas y transformación parcial de lherzolitas a harzburgitas secundarias (Puga et al., 1999b).

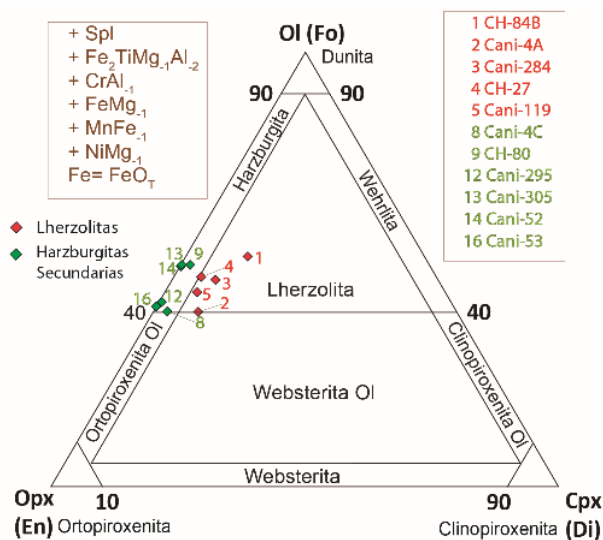


Figura 6.1.- Composición de las serpentinitas de Sierra de Baza en el diagrama de OI-Opx-Cpx (molar) de Streckeisen (1973). En este diagrama se diferencian las serpentinitas que conservan parcialmente su composición mantélica lherzólítica de las que muestran una transformación más avanzada de los minerales mantélicos, especialmente del clinopiroxeno. Estas últimas se proyectan en el campo de las harzburgitas, como consecuencia de procesos metasomáticos y metamórficos post-mantélicos que originan la descomposición, con pérdida de Ca, del Cpx formado en el manto.

En general, las peridotitas de Sierra de Baza presentan una fuerte serpentización, que se inicia en el fondo oceánico y perdura hasta el final del metamorfismo alpino, como resultado de la cual se forman antigorita, clorita (penninita y clinocloro), tremolita, talco, magnetita de aluminio, magnetita de cromo y, en menor medida, quedan relictos de olivino (forsterítico), así como de clinopiroxeno mantélico (augita-diópsido) en las peridotitas menos serpentizadas durante el metasomatismo de fondo oceánico.

Durante el metamorfismo de alta P (eoalpino) de las lherzolitas parcialmente serpentizadas, las reliquias de Ol mantélico se transforman en clinohumita y las de clinopiroxeno en diópsido con exsolución de óxidos de Ti y Cr (Fig. 5.3A-1, 3). En las harzburgitas secundarias, también intensamente serpentizadas, las reliquias de cromita se transforman en magnetita de Cr, en el núcleo, mientras que los bordes son pseudomorfizados por clorita de Cr (Fig. 5.3B-1,2), y en los bordes las escasas reliquias de Ol se transforman también en clinohumita y se produce la neoformación de enstatita y olivino, con texturas de nematoblásticas a aciculares, y localmente pseudospinifex, que presentan color marrón debido a las numerosas micro-inclusiones de ilmenita y espinela de Cr (Puga et al., 1999b; Ruiz Cruz et al, 1999). Durante el metamorfismo subsecuente de menor P (mesoalpino) se forman tremolita, talco, antigorita, clorita y magnetita, como resultado de la recristalización parcial de los minerales preexistentes (Figs. 5.3A, B).

La identificación de la composición química de los minerales constitutivos de las rocas ultramáficas, y de las relaciones texturales entre ellos, son fundamentales para poder deducir las condiciones P-T de génesis en las rocas ofiolíticas de Sierra de Baza, así como su evolución metamórfica. Con esta finalidad se han estudiado mediante el uso de mapas de Rayos X los diferentes minerales que forman estas rocas, cuyos resultados se exponen a continuación.

Olivino

En los mapas de rayos X de los principales elementos componentes del olivino de la muestra de serpentinita lherzólita Cani-284 (Fig. 6.2A), se evidencia la presencia de olivino, relictos: se trata de Fo con una proporción de Mg y de $Mg/(Mg+Fe)$ relativamente alta (Fig. 6.2B-C). Sin embargo, la proporción de Ti no es muy alta (Fig. 6.2D). El contenido varía entre Fo 90.52 y Fo 89.70, que corresponde al término forsterita y a su límite con el término crisolito, mientras que el contenido en NiO es inferior a 0,3%, más bajo que los olivinos propios del *mantle array* (Fig. 6.3). En comparación, algunas de las meta-ultramafitas del Cerro del Almirez, sí presentan valores de alto contenido en NiO, propios del *mantle array* (Fig. 6.3A). El gran contenido en Fo tanto en la muestra estudiada en Sierra de Baza, como en las serpentinitas del Cerro del Almirez, puede ser consecuencia de un aumento en el grado metamórfico. En esta línea, el contenido en MnO en los olivinos de la roca de Sierra de Baza es pobre (no llega a 0,7%), ya que disminuye generalmente con el

aumento de grado metamórfico en las serpentinitas con olivino. Sin embargo, el contenido en MnO en los olivinos del Cerro del Almirez, es aún más bajo, lo que indica su mayor grado de metamorfismo con relación a la roca Cani-284 de Sierra de Baza.

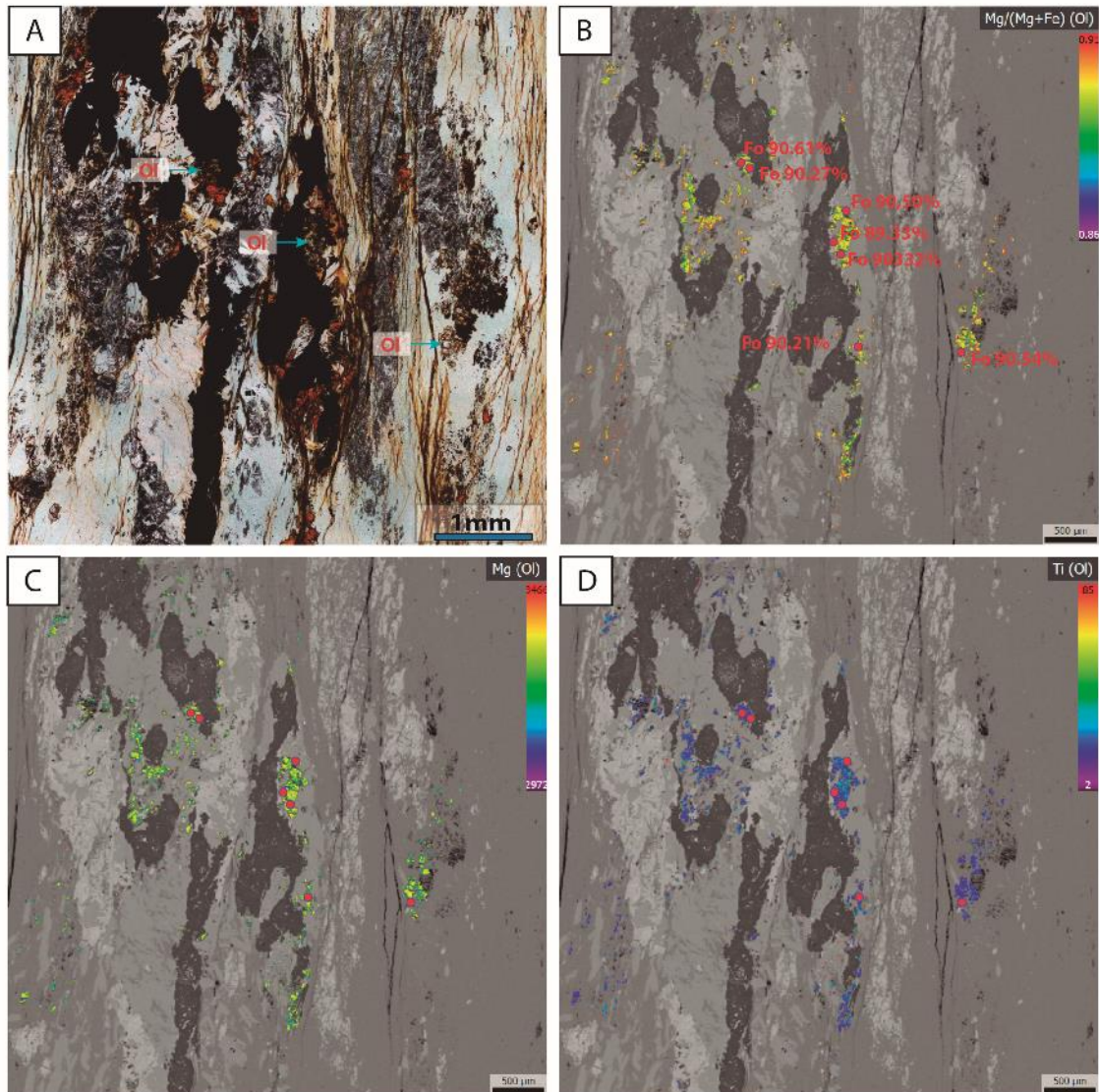


Figura 6.2.- A: Microfotografía de la zona donde se han realizado los mapas de RX del olivino de la serpentinita Iherzólítica Cani-284, sin nícoles cruzados (cf. Fig. 5.3A 1-3). B, C y D: Mapas de RX con los principales componentes químicos que ilustran el contenido en forsterita y las relaciones texturales del olivino con los otros minerales. B: Razón $Mg/(Mg+Fe)$ en olivino. C: Contenido en Mg. D: Contenido en Ti.

El bajo contenido en $TiO_2 + Cr_2O_3$ del olivino de la muestra Cani-284 (no mayor de 0.05%: Fig. 6.3C) y el bajo contenido en F, Cl, Na y K (Tabla 6.1) indica que este olivino se ha formado por metamorfismo de serpentinitas. Las reliquias de Ol mantélico incoloro con textura granular o mallada preservadas en algunas serpentinitas del Cerro del Almirez que están parcialmente transformados en clinohumita o forman el núcleo de olivinos de color marrón y textura pseudo-spinifex de harzburgitas secundarias del mismo afloramiento, se proyectan dentro del campo del *mantle array* (Fig. 6.3A). Por su parte, el olivino marrón de estas harzburgitas

originado durante el metamorfismo eoalpino en facies eclogitas, presenta valores ligeramente inferiores en NiO ($\approx 0,3-0,25\%$). Asimismo, los contenidos en NiO del Ol de la muestra Cani-284, que están fuera del campo del “*mantle array*”, son también más bajos que los del Cerro del Almiraz ($\approx 0,2\%$) mientras que sus contenidos en MnO son claramente superiores ($\approx 0,6\%$; Fig. 6.3B). Estas diferencias de composición pueden explicarse por la variabilidad química de la composición de roca total de estos litotipos (cf. tabla 7.6a y b), y también por las diferentes fases paragenéticas con olivino en los dos tipos de rocas ultramáficas (Puga et al., 1999b). Los valores de $TiO_2+Cr_2O_3$ vs. $Mg/Mg+Fe$ son inferiores al $0,05\%$ en la mayoría de los olivinos comparados, tanto de las serpentinitas de Sierra de Baza como del Cerro del Almiraz (Fig. 6.3C). La única excepción está representada por los olivinos de color marrón de las harzburgitas secundarias con textura pseudo-spinifex del Almiraz, color debido a la mayor concentración de inclusiones de Fe-cromita, Cr-magnetita e ilmenita en su interior, que justifican sus elevados valores medios de $TiO_2+Cr_2O_3$ de $\approx 0,3\%$ y pueden llegar a un valor igual a 1% en algunos cristales (Puga et al., 1999b; Ruiz Cruz et al., 1999). Estos valores de Cr y Ti, más elevados en los olivinos spinifex originados durante el metamorfismo eoalpino que en cualquier otro tipo de olivino de los comparados en la Fig. 6.3C, sugieren una concentración local de ambos elementos que debe proceder de la transformación parcial de la cromita de la peridotita mantélica originaria en diferentes tipos de menas metálicas y filosilicatos, durante el proceso de metasomatismo de fondo oceánico que dio lugar a harzburgitas secundarias antes del desarrollo del olivino spinifex eoalpino (Puga et al., 1999b).

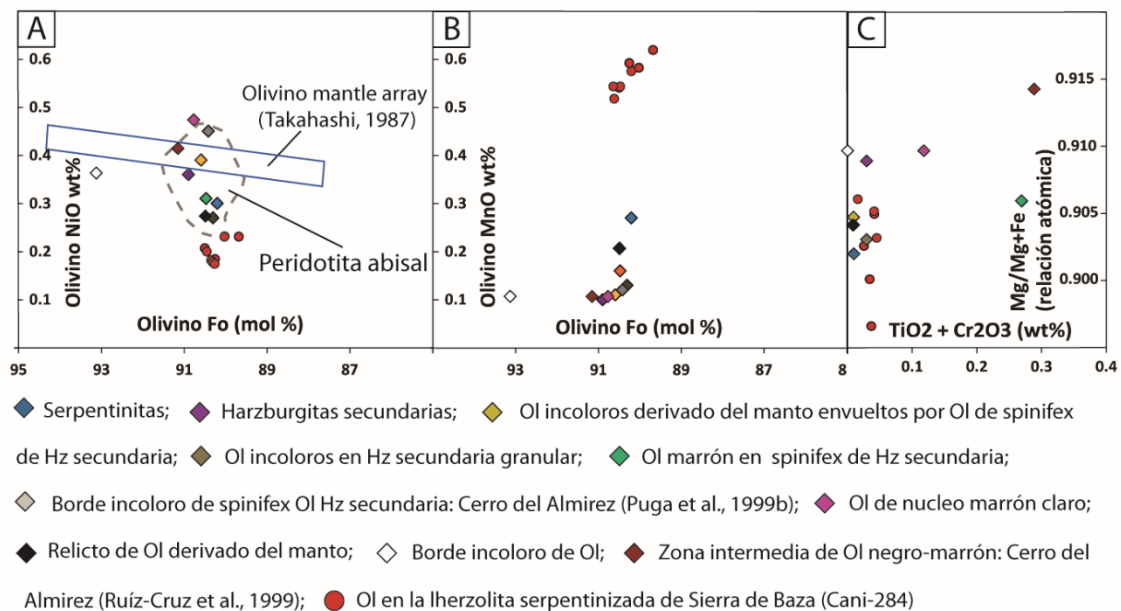


Figura 6.3.- Características químicas del olivino de la serpentinita lherzólítica Cani-284 comparadas con las del olivino de las serpentinitas del Cerro del Almiraz (cf. Puga et al., 1999b; Ruiz Cruz et al., 1999). A y B: Relaciones entre el contenido de Fo (% molar) frente a los contenidos de NiO y MnO (% en peso). C: $TiO_2+Cr_2O_3$ frente a $Mg/Mg+Fe$ (formula estructural).

Tabla 6.1.- Análisis del olivino (Cani-284). Fórmula estructural sobre la base de 4 átomos de O normalizada a 3 cationes.

	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo
Nº	213	214	216	217	218	219	220	221
SiO2	41.18	41.21	40.82	40.88	41.19	41.25	40.65	41.30
TiO2	0.04	0.02	0.03	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr2O3	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04
FeO	9.21	9.44	9.73	9.40	9.23	9.50	9.61	10.00
MnO	0.54	0.54	0.58	0.54	0.51	0.59	0.58	0.62
NiO	0.21	0.19	0.23	0.20	0.22	0.18	0.20	0.23
MgO	49.23	49.39	49.27	49.41	49.45	49.34	49.64	48.77
CaO	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
NaO	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02
K2O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
BaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
F	0.07	0.12	0.09	0.08	0.04	0.07	0.11	0.08
Cl	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	100.54	100.97	100.88	100.62	100.71	101.01	100.84	101.12
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.79	1.79	1.79	1.80	1.79	1.79	1.80	1.77
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Piroxeno

La composición química de los diferentes tipos de piroxeno se muestra en la Tabla 6.2 y se representa gráficamente en la figura 6.5. El piroxeno corresponde a diópsido en las serpentinitas de composición lherzolítica y a enstatita en las de composición de harzburgita secundaria. La enstatita de estas últimas rocas (p.e. Cani-277, Fig. 5.3B-2) forma parte, junto a serpentina y talco, de la matriz que rodea a fenoclastos de cromita mantélica, pseudomorfizados por magnetita de Cr y clorita de Cr. En la serpentinita lherzolítica Cani-284, los minerales identificados como diópsido y augita presentan valores bajos y medios en Ti y Na respectivamente (Fig. 6.4B y C), mientras que el contenido en Al es alto en ciertas áreas (Fig. 6.4A y D). Ello podría deberse a la tectonización de clinopiroxeno mantélico, que está actualmente pseudomorfizado en gran parte por serpentina (Fig. 6.4A). La mayor parte del piroxeno de la lherzolita serpentinizada Cani-284 es de baja presión (campo de rocas ígneas según Aoki y Shiba, 1973), mientras que la mayor parte del piroxeno de la harzburgita secundaria Cani-277 se proyecta dentro del campo de alta presión de las eclogitas (Fig. 6.5A). En algunos casos, el clinopiroxeno de tipo diópsido del núcleo de los granos en la muestra Cani-284, pasa a augita en los bordes (Figs. 6.4B y 6.5B). Según Puga et al. (1999b) algunos piroxenos mantélicos de las ultramafitas de la AOB caen en el campo de las peridotitas oceánicas, junto al diópsido de las peridotitas abisales en el diagrama de Cr/Na (Fig. 6.6). Por su parte, el piroxeno generado durante el metamorfismo

eoalpino en bordes de recristalización de piroxenos mantélicos se caracteriza por bajos contenidos en Cr y Na (Fig. 6.6).

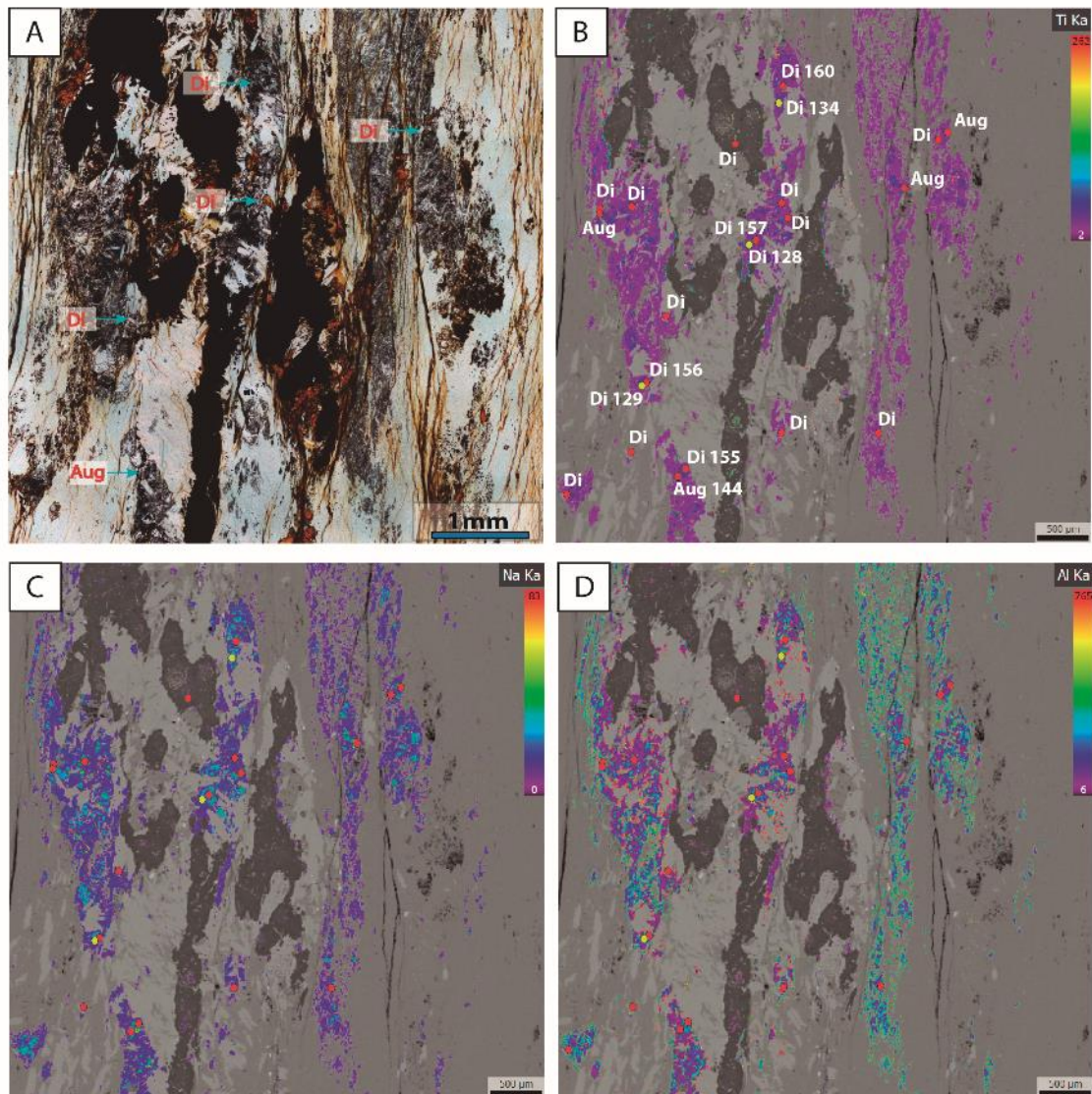


Figura 6.4.- A: Microfotografía de la zona donde se ha realizado los mapas de RX del piroxeno de la serpentinita Iherzólítica Cani-284, sin núcleos cruzados (cf. Figs. 5.3A, 1-3). B, C y D: Mapas de RX mostrando sus contenidos en Ti, Na y Al, respectivamente. Los puntos amarillos indican los núcleos de clinopiroxenos y los rojos los bordes (ver siglas en la tabla 6.2).

En el diagrama de $TiO_2 + Cr_2O_3$ frente a $Mg/Mg + Fe$ (Fig. 6.6B) se aprecia una diferenciación entre neoblastos eoalpinos de ortopiroxeno y los de clinopiroxeno, así como alguna reliquia parcialmente transformada de piroxenos mantélicos. Los porcentajes de los núcleos de origen mantélico (Figs. 6.4B, 5B y 6A, ver siglas en la tabla 6.2), van desde el 0,18% al 0,31% para el TiO_2 , desde el 0,23% al 0,26% para el NaO y desde 1,37% a 1,68% para el Al_2O_3 , mientras que los bordes tiene mayor porcentaje de TiO_2 (0,26% a 0,51%) y de NaO (0,31% a 0,38%) y algo menor de Al_2O_3 (0,78% a 1,65%). Para eventos metamórficos más recientes, se puede apreciar la presencia de algunos núcleos de diópsido no mantélico que pasan en su borde a augita

(p.e., 155 y 144 de la tabla 6.2 y Figs. 6.4B y 5B) con alto contenido en Cr y algo más en Na (Fig. 6.6A) y un porcentaje en el núcleo de estos diópsidos de 0,32% de TiO_2 , 0,57% de NaO y 1,62% de Al_2O_3 , que pasa en su borde a augita con 0,40%, 0,46% y 1,71% respectivamente. Por otra parte se observa que el TiO_2 es mayor en la augita que el encontrado en los piroxenos de origen mantélico. El diópsido procedente de relictos del manto, aumenta su contenido en Cr y en menor medida en Na hasta alcanzar en su borde composiciones cercanas a las que presentan las peridotitas abisales (Fig. 6.6A). Otros, sin embargo apenas tienen Na, y aumentan su contenido en Cr (Fig. 6.6A) lo que tal vez está relacionado con alguna de las etapas metamórficas alpinas.

Antigorita

Las serpentinitas tanto lherzolíticas como harzburgíticas presentan una textura de orientación preferencial esquistosa, que sigue la misma dirección de alargamiento que los porfidoblastos de magnetita (de color gris oscuro a negro en las Figs. 6.7A-1 y B-1), originados por metamorfismo de la cromita mantélica. La serpentina en estas rocas se forma preferentemente durante el metamorfismo orogénico, como producto de transformación de clinopiroxeno y olivino, adoptando una textura mallada, sobre los cristales mantélicos menos deformados. La textura pasa a ser esquistosa cuando los minerales originarios disminuyen a favor de la serpentina al tiempo que aumenta la deformación metamórfica. Las serpentinas de algunas zonas de la muestra Cani-284 presentan contenidos en Al relativamente altos con valores que oscilan entre 0.16 y 0.38 ppm (tabla 6.3, Fig. 6.7 A-3). La muestra Cani-277 también presenta zonas donde el contenido en Al de la serpentina es alto (entre 0.20 y 0.47 ppm: Fig. 6.7B-3), algo mayor que en la roca anterior (tabla 6.4). Los contenidos de Cr, por el contrario, son muy similares en las dos rocas (Fig. 6.7A-2 y B-2), llegando a los 0.3 ppm (tablas 6.1.3 y 6.4). La muestra Cani-277 presenta también contenidos elevados de Cl y F (0.03-0.08 y entre 0.18-0.28 ppm respectivamente), que indican mayor interacción de estas rocas con los fluidos acuosos que provocaron el metasomatismo de fondo oceánico, lo que origina un aumento en F, Na y K, con respecto a las lherzolitas que han experimentado metasomatismo de fondo oceánico de menor intensidad (tabla 6.4). El contenido en estos elementos en las harzburgitas secundarias de Sierra de Baza varían dentro de los márgenes reconocidos en las rocas equivalentes del Cerro del Almirez, que presentan valores medios de Cl y F entre 0,05 a 0,28 y 0,09 a 0.11 ppm respectivamente, y trazas de Na y K elevadas. Puga et al. (1999b) interpretaron estas peculiaridades químicas de las harzburgitas secundarias resultado de su origen en ambiente oceánico a partir de lherzolitas mantélicas.

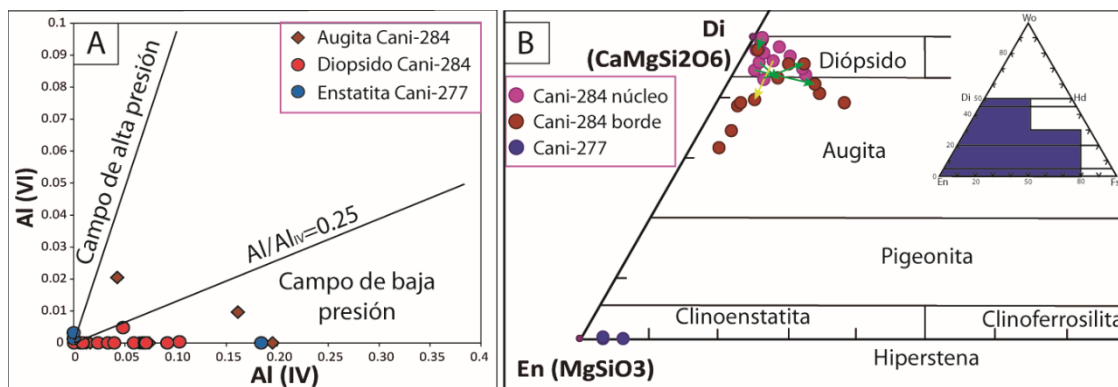


Figura 6.5. A: Proyección del Al (IV) frente al Al (VI), según Wass (1979) modificado de Aoki y Shiba 1973 de las metalultramafitas de Sierra de Baza. B: Clasificación de los piroxenos de las muestras Cani-284 y Cani-277 según su composición En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988). La flecha de color verde une núcleos con bordes de diópsido de origen mantélico, mientras que la flecha de color amarillo une núcleos de diópsido con bordes de augita no mantélica.

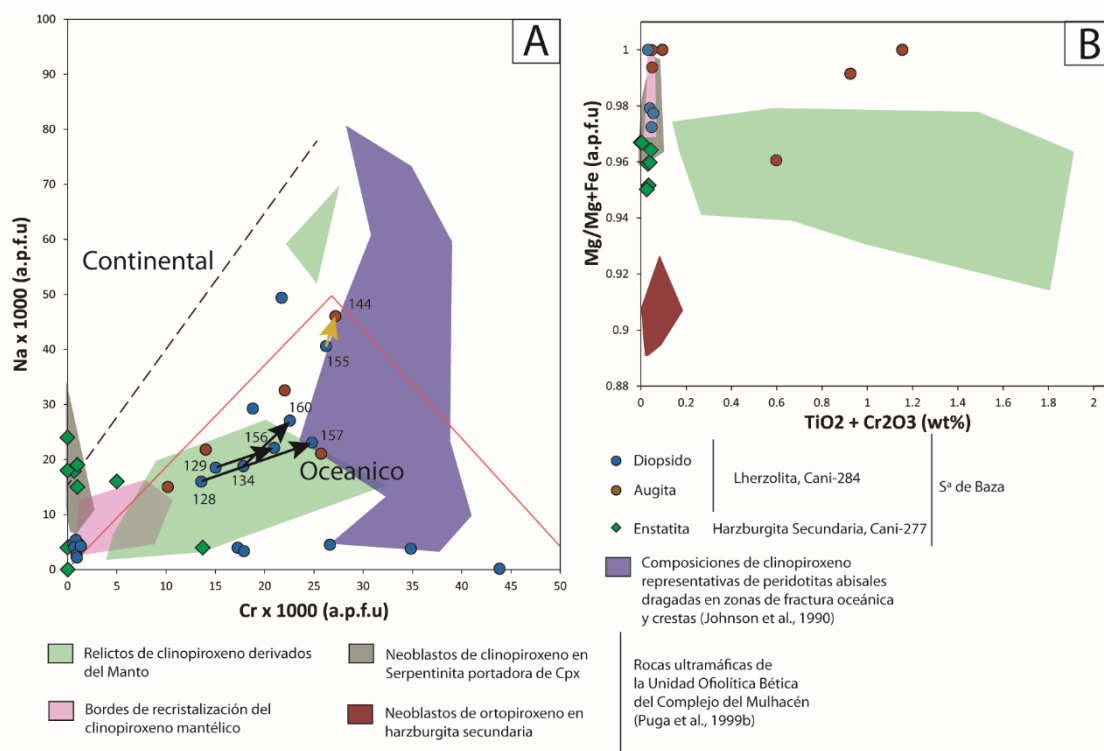


Figura 6.6.- A: Concentraciones de Cr vs. Na (a.p.f.u) de los clinopiroxenos de las metalultramafitas Cani-277 y Cani-284 en el diagrama para las peridotitas con clinopiroxeno de Kornprobst et al. (1981), que separa los campos de procedencia a partir del manto oceánico o del subcontinental. Sobre este diagrama se ha superpuesto el campo de las peridotitas abisales dragadas en zonas de fractura y de dorsal oceánica (según Johnson et al., 1990) y los campos correspondientes a los diferentes tipos de piroxeno identificados por Puga et al. (1999b) en otros afloramientos de ultramafitas del Complejo del Mulhacén. B: Contenido de $TiO_2 + Cr_2O_3$ (wt %) frente a $Mg/(Mg+Fe)$. La flecha negra une núcleos con bordes de diópsido de origen mantélico; la flecha amarilla une núcleos de diópsido con borde de augita no mantélico (siglas en la tabla 6.2).

Tabla 6.2.- Análisis del piroxeno (Cani-284). Fórmula estructural sobre la base de 6 átomos de O con Fe³⁺, según Droop (1987), normalizada a 4 cationes.

Nº	Di	Di	Di	Di	Aug	Di	Aug	Di	Di
	126	127	128	129	131	132	133	134	135
SiO2	54.94	55.59	52.80	53.31	52.35	55.40	50.85	51.80	55.53
TiO2	0.01	0.01	0.18	0.31	0.29	0.03	0.14	0.21	0.02
Al2O3	0.11	0.00	1.57	1.68	1.59	0.01	1.39	1.37	0.00
Cr2O3	0.02	0.04	0.47	0.53	0.35	0.03	0.46	0.62	0.02
FeO	1.15	1.06	1.87	1.99	2.20	1.00	2.76	3.29	0.95
MnO	0.10	0.08	0.12	0.12	0.10	0.11	0.14	0.13	0.10
NiO	0.04	0.08	0.02	0.02	0.06	0.03	0.38	0.06	0.01
MgO	18.75	18.19	19.12	18.60	20.66	18.01	20.41	19.02	18.01
CaO	24.81	25.25	22.56	23.11	19.24	25.44	16.04	21.80	25.64
NaO	0.07	0.05	0.23	0.26	0.21	0.08	0.29	0.26	0.06
K2O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.10	0.09	0.08	0.07	0.05	0.05	0.12	0.10	0.07
Cl	0.03	0.00	0.02	0.01	0.06	0.04	0.04	0.02	0.03
Total	100.16	100.47	99.06	100.01	97.20	100.24	93.05	98.71	100.45
Si	1.982	2.004	1.920	1.925	1.929	2.002	1.957	1.897	2.003
Ti	0.000	0.000	0.005	0.008	0.008	0.001	0.004	0.006	0.000
Al	0.005	0.000	0.067	0.071	0.069	0.000	0.063	0.059	0.000
Cr	0.001	0.001	0.014	0.015	0.010	0.001	0.014	0.018	0.001
Fe3	0.035	0.004	0.057	0.06	0.068	0.008	0.041	0.101	0.008
Fe2	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.022	0.048	0.000	0.021
Mn	0.003	0.002	0.004	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.003
Ni	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.012	0.002	0.000
Mg	1.009	0.978	1.037	1.002	1.135	0.970	1.171	1.039	0.968
Ca	0.959	0.975	0.879	0.894	0.760	0.985	0.662	0.855	0.991
Na	0.005	0.004	0.016	0.019	0.015	0.005	0.022	0.019	0.004
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001
#Mg	1	0.970	1	1	1	0.980	0.960	1	0.980

Nº	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Aug	Di
	136	137	138	139	140	141	142	144	145
SiO2	54.84	52.05	53.60	51.09	51.50	50.61	55.20	50.86	51.92
TiO2	0.02	0.70	0.16	0.40	0.17	0.60	0.02	0.40	0.23
Al2O3	0.16	2.43	0.01	0.02	0.01	2.12	0.00	1.71	0.55
Cr2O3	0.03	0.75	0.60	1.21	0.63	0.92	0.03	0.76	0.74
FeO	1.00	2.87	4.65	7.25	10.20	4.60	0.88	3.47	6.45
MnO	0.07	0.14	0.14	0.25	0.14	0.17	0.09	0.12	0.16
NiO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.13	0.03	0.01	0.04	0.04
MgO	18.78	16.49	17.50	17.45	18.11	16.77	18.03	19.87	16.93
CaO	24.67	23.58	24.58	23.24	22.61	22.56	25.72	19.91	23.13
NaO	0.04	0.70	0.06	0.05	0.05	0.61	0.03	0.46	0.36
K2O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
BaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
F	0.10	0.10	0.17	0.13	0.09	0.08	0.10	0.07	0.06
Cl	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Total	99.79	99.87	101.54	101.14	103.67	99.13	100.16	97.72	100.61
Si	1.985	1.896	1.935	1.863	1.835	1.862	1.997	1.872	1.895
Ti	0.000	0.019	0.004	0.011	0.005	0.016	0.000	0.011	0.006
Al	0.007	0.104	0.001	0.001	0.000	0.092	0.000	0.074	0.024
Cr	0.001	0.022	0.017	0.035	0.018	0.027	0.001	0.022	0.021
Fe3	0.03	0.088	0.128	0.221	0.304	0.142	0.021	0.107	0.186
Fe2	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.011
Mn	0.002	0.004	0.004	0.008	0.004	0.005	0.003	0.004	0.005
Ni	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg	1.013	0.896	0.942	0.949	0.962	0.920	0.972	1.090	0.921
Ca	0.956	0.920	0.951	0.908	0.863	0.890	0.997	0.785	0.904
Na	0.003	0.049	0.004	0.004	0.003	0.044	0.002	0.033	0.025
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
#Mg	1	1	0.990	1	1	1	0.990	1	0.990

Nº	Di 155	Di 156	Di 157	Aug 158	Aug 159	Di 160	Di 161	Di 162	Di 230
SiO2	52.10	51.17	49.78	49.57	47.82	51.66	53.71	47.76	52.15
TiO2	0.32	0.31	0.26	0.26	0.15	0.51	0.27	0.27	0.01
Al2O3	1.62	1.65	0.78	3.91	4.51	0.92	1.24	0.02	0.20
Cr2O3	0.91	0.73	0.85	0.93	0.89	0.78	0.65	0.92	0.05
FeO	3.04	4.59	8.58	2.25	2.72	6.21	1.82	13.20	1.29
MnO	0.13	0.14	0.18	0.12	0.09	0.14	0.11	0.17	0.12
NiO	0.02	0.02	0.05	0.07	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06
MgO	17.63	18.39	17.04	19.66	23.34	16.50	17.79	16.95	18.74
CaO	22.88	22.17	22.14	18.78	16.03	23.27	23.52	21.83	25.04
NaO	0.57	0.31	0.32	0.64	0.30	0.38	0.42	0.06	0.06
K2O	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
F	0.07	0.06	0.13	0.09	0.08	0.14	0.05	0.08	0.13
Cl	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03
Total	99.29	99.57	100.14	96.32	96.02	100.57	99.67	101.33	97.87
Si	1.902	1.866	1.832	1.987	1.756	1.889	1.952	1.757	1.922
Ti	0.009	0.009	0.007	0.007	0.004	0.014	0.007	0.007	0.000
Al	0.070	0.071	0.034	0.171	0.195	0.040	0.053	0.001	0.009
Cr	0.026	0.021	0.025	0.027	0.026	0.023	0.019	0.027	0.001
Fe3	0.093	0.140	0.264	0.070	0.084	0.176	0.047	0.406	0.040
Fe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.008	0.000	0.000
Mn	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.003	0.005	0.004
Ni	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002
Mg	0.959	1.000	0.935	1.087	1.278	0.899	0.964	0.929	1.029
Ca	0.895	0.866	0.873	0.746	0.631	0.912	0.916	0.861	0.989
Na	0.041	0.022	0.023	0.046	0.021	0.027	0.029	0.005	0.004
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
#Mg	1	1	1	1	1	0.980	0.990	1	1

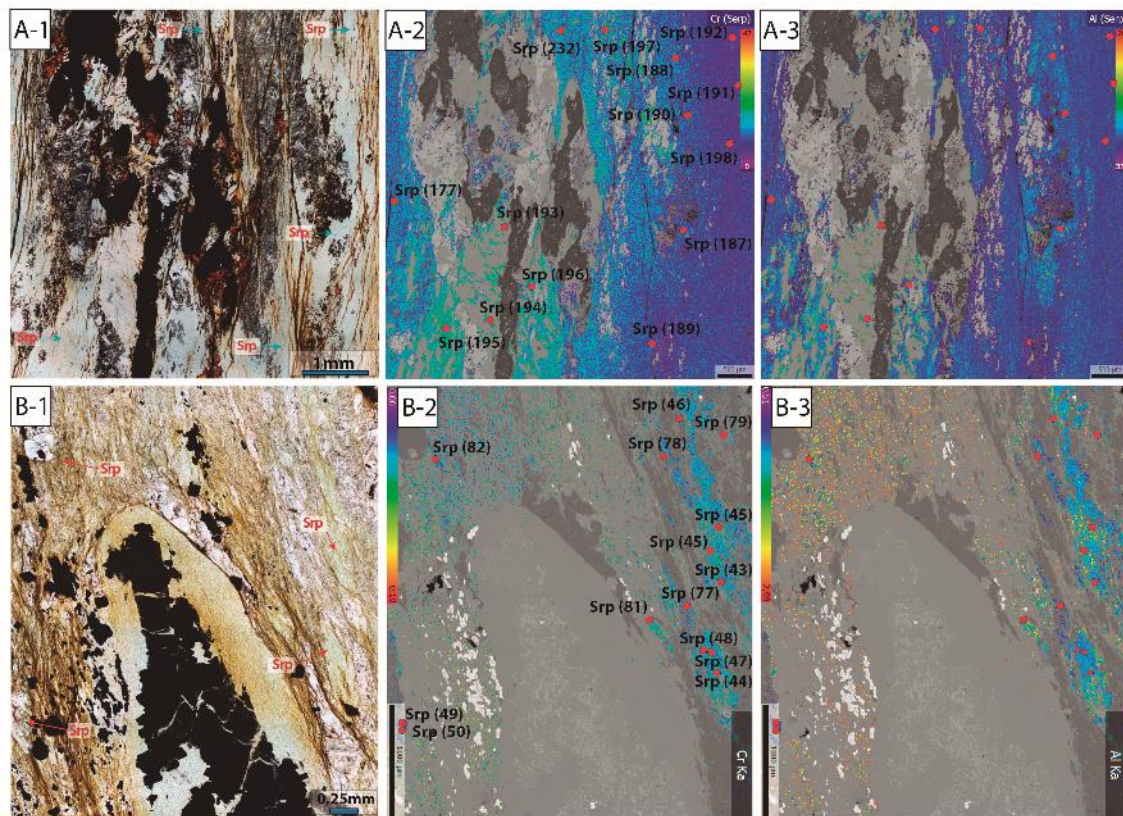


Figura 6.7.- A-1 y B-1: Localización de las zonas donde se han realizado los mapas de RX de las serpentinas de la Iherzolita Cani-284 y la harzburgita Cani-277, respectivamente, sin nicoles cruzados; A-2, A-3, B-2 y B-3: Representación de los contenidos en Cr y Al. Los números corresponden a los análisis que se muestran en las tablas 6.3 y 6.4.

Tabla 6.3.- Análisis de la serpentina (Cani-284). Fórmula estructural sobre la base de 7 átomos de O normalizada a 5 cationes.

	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg
Nº	177	187	188	189	190	191	192
SiO2	42.49	41.78	41.99	42.46	41.49	42.50	42.51
TiO2	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04
Al2O3	3.26	3.49	3.56	3.13	4.04	2.84	3.21
Cr2O3	0.35	0.27	0.32	0.21	0.31	0.11	0.12
FeO	3.63	3.56	3.76	4.33	3.69	3.94	3.75
MnO	0.08	0.10	0.09	0.07	0.09	0.09	0.07
NiO	0.15	0.10	0.08	0.14	0.10	0.15	0.08
MgO	37.81	38.02	37.40	37.36	37.65	37.59	37.64
CaO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
NaO	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
K2O	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
BaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.03	0.03	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01
Cl	0.05	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
Total	87.98	87.45	87.29	87.87	87.44	87.28	87.49
Si	1.97	1.95	1.96	1.98	1.94	1.99	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.18	0.19	0.20	0.17	0.22	0.16	0.18
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe	0.14	0.14	0.15	0.17	0.14	0.15	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	2.62	2.65	2.61	2.60	2.62	2.62	2.61
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg
Nº	193	194	195	196	197	198	232
SiO2	39.77	38.21	42.17	41.69	40.89	42.44	42.12
TiO2	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Al2O3	5.55	6.80	3.14	3.34	3.73	2.99	3.27
Cr2O3	0.54	0.59	0.44	0.47	0.84	0.08	0.33
FeO	3.89	3.71	3.78	3.72	3.92	3.74	3.82
MnO	0.05	0.08	0.07	0.40	0.08	0.08	0.07
NiO	0.08	0.08	0.17	0.31	0.08	0.12	0.33
MgO	37.20	36.91	37.37	37.31	37.19	37.76	37.56
CaO	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00
NaO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
K2O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
F	0.04	0.01	0.01	0.07	0.00	0.04	0.04
Cl	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	0.02	0.02
Total	87.20	86.51	87.25	87.44	86.81	87.34	87.66
Si	1.87	1.81	1.97	1.96	1.93	1.98	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.31	0.38	0.17	0.18	0.21	0.16	0.18
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01
Fe	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	2.61	2.61	2.61	2.61	2.62	2.63	2.61
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 6.4.- Análisis de la serpentina (Cani-277). Fórmula estructural sobre la base de 7 átomos de O normalizada a 5 cationes.

	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg
Nº	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO2	40.56	39.77	39.71	39.87	41.47	41.05	40.17	41.11
TiO2	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Al2O3	4.91	5.03	4.76	4.76	4.05	4.03	4.22	3.57
Cr2O3	0.60	0.65	0.60	0.53	0.27	0.32	0.33	0.26
FeO	6.04	6.05	6.06	6.11	6.28	6.28	6.49	6.25
MnO	0.08	0.08	0.09	0.10	0.11	0.10	0.09	0.10
NiO	0.19	0.18	0.18	0.15	0.10	0.13	0.14	0.11
MgO	35.24	35.20	35.44	35.42	35.22	35.11	35.17	35.09
CaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
NaO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03
K2O	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.19	0.22	0.25	0.23	0.25	0.26	0.24	0.24
Cl	0.06	0.06	0.04	0.12	0.04	0.03	0.05	0.07
Total	87.94	87.32	87.22	87.36	87.84	87.36	86.98	86.86
Si	1.92	1.71	1.90	1.90	1.96	1.95	1.93	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.27	0.28	0.27	0.27	0.23	0.23	0.24	0.20
Cr	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.24	0.24	0.24	0.24	0.25	0.25	0.26	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	2.48	2.51	2.53	2.52	2.48	2.49	2.52	2.51
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg
Nº	51	77	78	80	81	82	84
SiO2	40.35	40.98	42.22	37.24	39.44	39.89	37.51
TiO2	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
Al2O3	4.17	3.96	4.00	8.25	5.89	5.55	7.69
Cr2O3	0.38	0.49	0.46	0.74	0.61	0.43	0.72
FeO	6.44	6.30	5.68	5.85	6.14	6.56	5.83
MnO	0.10	0.09	0.08	0.06	0.06	0.08	0.09
NiO	0.13	0.10	0.16	0.21	0.18	0.20	0.21
MgO	35.50	34.90	35.25	33.75	34.33	34.29	33.71
CaO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
NaO	0.02	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03
K2O	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03
BaO	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
F	0.24	0.21	0.18	0.21	0.21	0.28	0.21
Cl	0.05	0.06	0.08	0.05	0.04	0.03	0.06
Total	87.43	87.18	88.24	86.48	86.98	87.37	86.11
Si	1.93	1.96	1.98	1.80	1.89	1.71	1.82
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.23	0.22	0.22	0.47	0.33	0.31	0.44
Cr	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Fe	0.26	0.25	0.22	0.24	0.25	0.26	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.53	2.48	2.46	2.43	2.45	2.44	2.43
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Talco

En algunos casos, el talco aparece con textura esquistosa, rodeado por antigorita (Fig. 6.8A) al formarse a partir de la enstatitas preexistente, especialmente en las harzburgitas secundarias. Durante el metamorfismo mesoalpino las rocas ultramáficas de Sierra de Baza pasan a estar constituidas fundamentalmente por serpentina y talco en proporciones variables, junto con minerales opacos y clorita. El talco es abundante en rocas sin reliquias de olivino o piroxenos (Fig. 6.8A), con contenidos en Mn de hasta 0.08 ppm (tabla 6.5, Fig. 6.8B). El contenido en Si es claramente superior, con valores que oscilan entre los 2.27 y 8.25 ppm (tabla 6.5 Fig. 6.8C).

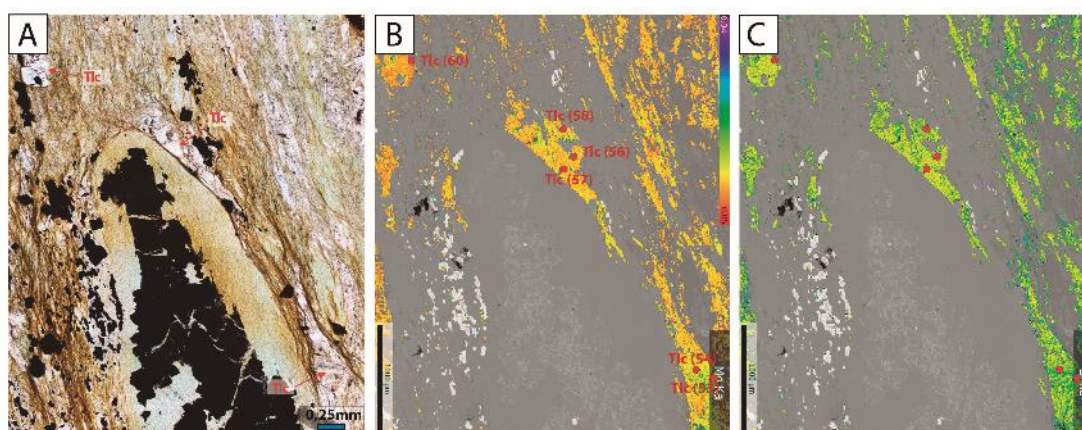


Figura 6.8.- A: Localización de los mapas de RX del talco de la muestra Cani-277, sin nicoles cruzados (cf. Fig. 5.3B-2). B y C: Mapas de los contenidos de Mn y Si respectivamente. Análisis de los puntos situados en los mapas en la tabla 6.5.

Clorita

La clorita de las muestras Cani-284 y Cani-277 suelen rodear a la magnetita en un proceso de transformación metamórfico tardío (Figs. 6.9 y 6.10, respectivamente). El contenido en Al de estas cloritas es alto, entre 10-13 % (Cani-284) y entre 10-14% (Cani-277) y se ilustra en las figuras 6.1.9B y 6.1.10B y las tablas 6.6 y 6.7, respectivamente. El contenido en Mg también es alto, oscila entre 32-35% (Cani-284) y entre 31-33% (Cani-277) y se ilustra en las figuras 6.9C y 6.10C y las tablas 6.6 y 6.7. Los agregados de Cr-clorita que rodean a la Cr-magnetita en la muestra (Cani-284), contienen hasta un 1 % de Cr_2O_3 (punto 182 de la Fig. 6.9D y tabla 6.6) mientras que la muestra (Cani-277) presenta valores algo mayores, que incluso llegan al 2% (punto 31 de la Fig. 6.10D y tabla 6.7). Sin embargo, los valores de Cr de las cloritas originadas por transformación de Cpx y de Ol se encuentran entre el 1-3% (puntos 28, 36, 37 y 39 de la Fig. 6.10D y tabla 6.7), siendo por lo tanto algo mayores que los valores de Cr para las cloritas que proceden de la transformación de Cr-Mt. Esta clorita rica en Al reemplaza no solo a la Cr-magnetita sino también al clinopiroxeno y al olivino, derivados del manto, en el evento eoalpino. La clorita de la muestra Cani-284 es de composición penninítica, pues tiene contenido algo más alto en Si (apfu) que la Cani-

277, la composición de cuya clorita corresponde tanto a penninita como a clinocloro (Fig. 6.11). En Cani-277 se observan texturas pseudomórficas entre la Cr-magnetita y la penninita o el clinocloro que la reemplazan (Fig. 6.10A). En Cani-284 la clorita, generalmente penninita, suele formar texturas agregadas con antigorita procedente de la transformación parcial de otros minerales eoalpinos ambas rodeando restos de Cr-magnetita probablemente procedentes de fenoclastos de cromita mantélica, de mayor tamaño (Figs. 6.7A-1, A-2 y A-3). El mayor contenido en la razón Fe/(Fe+Mg) de la clorita (penninita y clinocloro) de la serpentinita harzburgítica (Cani-277) con respecto a la de la penninita de la serpentinita lherzolítica (Cani-284), viene dado por la influencia de la razón Fe/Fe+Mg de la roca total, que es mayor en la primera (tabla 6.6 y 6.7).

Tabla 6.5.- Análisis del talco (Cani-277). Fórmula estructural sobre la base de 22 átomos de O normalizada a 14 cationes.

	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO2	62.07	59.85	60.37	60.87	61.04	58.87	62.46	62.14	60.95	64.98	61.14
TiO2	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Al2O3	0.05	0.07	0.06	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.06	0.10	0.06
Cr2O3	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe2O3	1.88	2.51	1.60	2.66	1.64	2.63	1.98	2.13	2.06	1.67	1.92
FeO	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.01
MnO	0.20	0.19	0.13	0.24	0.13	0.24	0.22	0.23	0.25	0.13	0.18
NiO	30.35	27.65	27.91	28.95	30.25	28.11	29.51	29.88	28.66	27.97	29.38
MgO	0.03	0.06	0.07	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.05	0.10	0.02
CaO	0.10	0.20	0.18	0.10	0.14	0.06	0.05	0.05	0.18	0.23	0.13
Na2O	0.03	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.05	0.06	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
F	0.15	0.21	0.20	0.23	0.15	0.18	0.21	0.16	0.17	0.19	0.21
Cl	0.07	0.20	0.17	0.08	0.12	0.06	0.04	0.03	0.11	0.17	0.08
Total	94.95	91.07	90.81	93.31	93.60	90.30	94.56	94.74	92.57	95.66	93.21
Si	7.98	2.30	8.11	8.01	7.97	8.00	8.06	8.01	8.05	8.25	8.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.20	0.00	0.18	0.29	0.18	0.30	0.21	0.23	0.23	0.18	0.21
Mn	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
Mg	5.82	0.01	5.59	5.68	5.88	5.69	5.67	5.74	5.64	5.29	5.74
Ca	0.00	1.59	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.02	0.00	0.05	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.06	0.03
K	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc	Tlc
	64	65	66	67	69	70	71	72	73	74	76
SiO2	62.33	60.91	63.17	61.91	62.42	60.95	61.93	61.88	62.62	59.31	60.34
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01
Al2O3	0.03	0.14	0.05	0.03	0.08	0.12	0.01	0.03	0.05	0.06	0.16
Cr2O3	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03
Fe2O3	1.92	1.99	1.86	2.04	1.97	2.07	1.97	1.94	2.16	2.02	2.11
FeO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02
MnO	0.19	0.23	0.22	0.25	0.22	0.21	0.23	0.20	0.20	0.20	0.25
NiO	29.94	26.33	28.64	29.37	29.65	29.27	29.69	30.01	27.20	30.49	28.27
MgO	0.00	0.50	0.03	0.02	0.05	0.10	0.00	0.02	0.09	0.09	0.39
CaO	0.04	0.24	0.15	0.05	0.18	0.38	0.03	0.04	0.25	0.33	0.26
Na2O	0.02	0.11	0.04	0.03	0.06	0.08	0.02	0.02	0.10	0.10	0.12
K2O	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
F	0.19	0.24	0.13	0.19	0.19	0.22	0.17	0.15	0.23	0.18	0.17
Cl	0.03	0.27	0.09	0.05	0.13	0.52	0.03	0.05	0.42	0.38	0.25
Total	94.71	91.01	94.43	93.97	95.00	93.98	94.11	94.38	93.39	93.20	92.39
Si	8.03	2.36	8.14	8.04	8.03	2.27	8.03	8.00	8.22	7.86	2.28
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.21	0.00	0.20	0.22	0.21	0.00	0.21	0.21	0.24	0.22	0.00
Mn	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Ni	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00
Mg	5.75	0.01	5.50	5.69	5.69	0.01	5.74	5.78	5.32	6.03	0.01
Ca	0.00	1.52	0.00	0.00	0.01	1.62	0.00	0.00	0.01	0.01	1.59
Na	0.01	0.02	0.04	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	0.07	0.08	0.02
K	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
Ba	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01

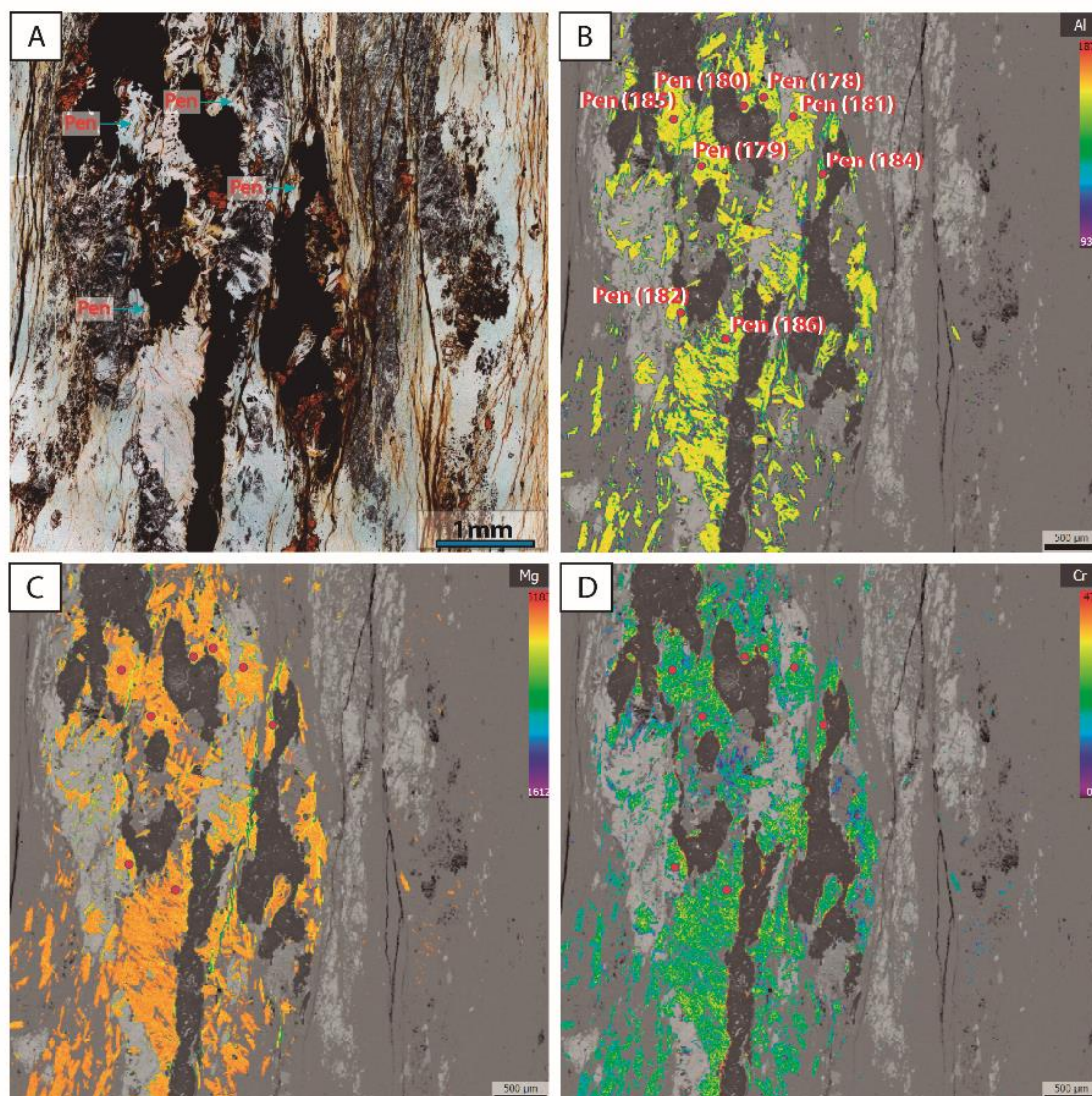


Figura 6.9.- A: Zona donde se han realizado los mapas de RX de la clorita de la muestra Cani-284, sin nódulos cruzados (cf. Figs. 5.3A 1-3). B, C y D: Contenidos de Mg, Al y Cr, respectivamente. Los análisis de los puntos se muestran en la Tabla 6.6.

Clinohumita

La clinohumita más abundante es una Ti-clinohumita rica en Fe y Ti. Ti-clinohumitas similares han sido descritas en El Cerro del Almirez, donde son más abundantes en harzburgitas (Puga et al., 1999b), y en meta-peridotitas de Cima di Gagnone en los Alpes Centrales (Evans y Trommsdorff, 1983). En la serpentinita lherzólítica Cani-284 las Ti-clinohumitas aparecen como pequeños granoblastos de tamaño milimétrico asociados con el clinopiroxeno (Fig. 6.12A). La Ti-clinohumita forma texturas poligonales con olivino y diópsido (Fig. 5.3A-3), formándose junto a olivino, diópsido, clorita y magnetita. En ocasiones, las capas de Ti-clinohumita están en contacto con clorita (penninita) y magnetita (Fig. 5.3A-2). Por otro lado, el diópsido suele aparecer también como inclusiones dentro de la Ti-clinohumita, lo que sugiere una cristalización simultánea de ambos (Fig. 5.3A-3). La Ti-clinohumita de Cani-284 se

caracteriza fundamentalmente por la presencia de trazas de F y Cl y contenidos de FeO superiores al 3% (7.22-9.43%: Tabla 6.8, Fig. 6.13), mientras que las serpentinitas lherzolíticas equivalentes del Cerro del Almirez presentan valores medios de FeO de 6.32% (Puga et al., 1999b). El contenido en TiO₂ varía entre 3.38 y 5.53% (Tabla 6.1.6), equivalente a la media de las lherzolitas del Almirez (4.39%). El contenido en F varía entre 0.04 y 0.16% (Tabla 6.8), algo mayor que la media de las rocas del Almirez (0.05%). El F favorece la formación de clinohumita durante el metamorfismo de alta P-T (Puga et al., 1999b).

Tabla 6.6.- Análisis de clorita (Cani-284). Fórmula estructural sobre la base de 14 átomos de O normalizada a 10 cationes.

	Pen	Pen	Pen	Pen	Pen	Pen	Pen	Pen
Nº	178	179	180	181	182	184	185	186
SiO ₂	33.81	34.19	33.98	34.20	34.01	35.53	34.54	36.07
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	12.43	12.92	12.77	12.69	12.48	11.52	12.94	10.45
Cr ₂ O ₃	0.77	0.66	0.74	0.71	1.03	0.66	0.48	0.57
FeO	4.07	4.13	4.28	3.96	3.96	6.15	4.08	3.93
MnO	0.02	0.04	0.06	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05
NiO	0.18	0.09	0.11	0.09	0.09	0.43	0.11	0.09
MgO	35.50	33.56	34.13	34.56	34.42	32.19	34.93	35.02
CaO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.13	0.00	0.01
NaO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.06	0.02	0.01
BaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.03	0.02	0.02	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02
Cl	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
Total	86.90	85.69	86.21	86.34	86.22	86.76	87.20	86.29
Si	3.22	3.29	3.26	3.26	3.26	3.41	3.26	3.44
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (VI)	0.61	0.75	0.70	0.69	0.67	0.71	0.71	0.61
Cr	0.06	0.05	0.06	0.05	0.08	0.05	0.04	0.04
Fe	0.32	0.33	0.34	0.32	0.32	0.49	0.32	0.31
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Mg	5.04	4.81	4.88	4.92	4.92	4.61	4.92	4.98
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al(IV)/(Al(IV)+Si)	0.20	0.18	0.19	0.18	0.18	0.15	0.18	0.14
Fe*/(Fe*+Mg+Mn)	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.10	0.06	0.06
#Mg	0.94	0.94	0.93	0.94	0.94	0.90	0.94	0.94

En un diagrama de Fe + Mg + Ni + Mn vs. Ti (apfu) (Fig. 6.13A), los análisis de clinohumita de las rocas estudiadas siguen una tendencia según el vector TiO₂Mg-1F-2, ajustándose a los valores medios de las clinohumitas de las lherzolitas del Cerro del Almirez (Puga et al., 1999b). Sin embargo, las venas de clinohumita en serpentinitas de antigorita del mismo afloramiento (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005) no se proyectan según dicho vector. Por otro lado, los valores medios de la relación Fe+Mg+Ni+Mn (apfu) en las clinohumitas procedentes de harzburgitas secundarias son algo mayores (Puga et al., 1999b).

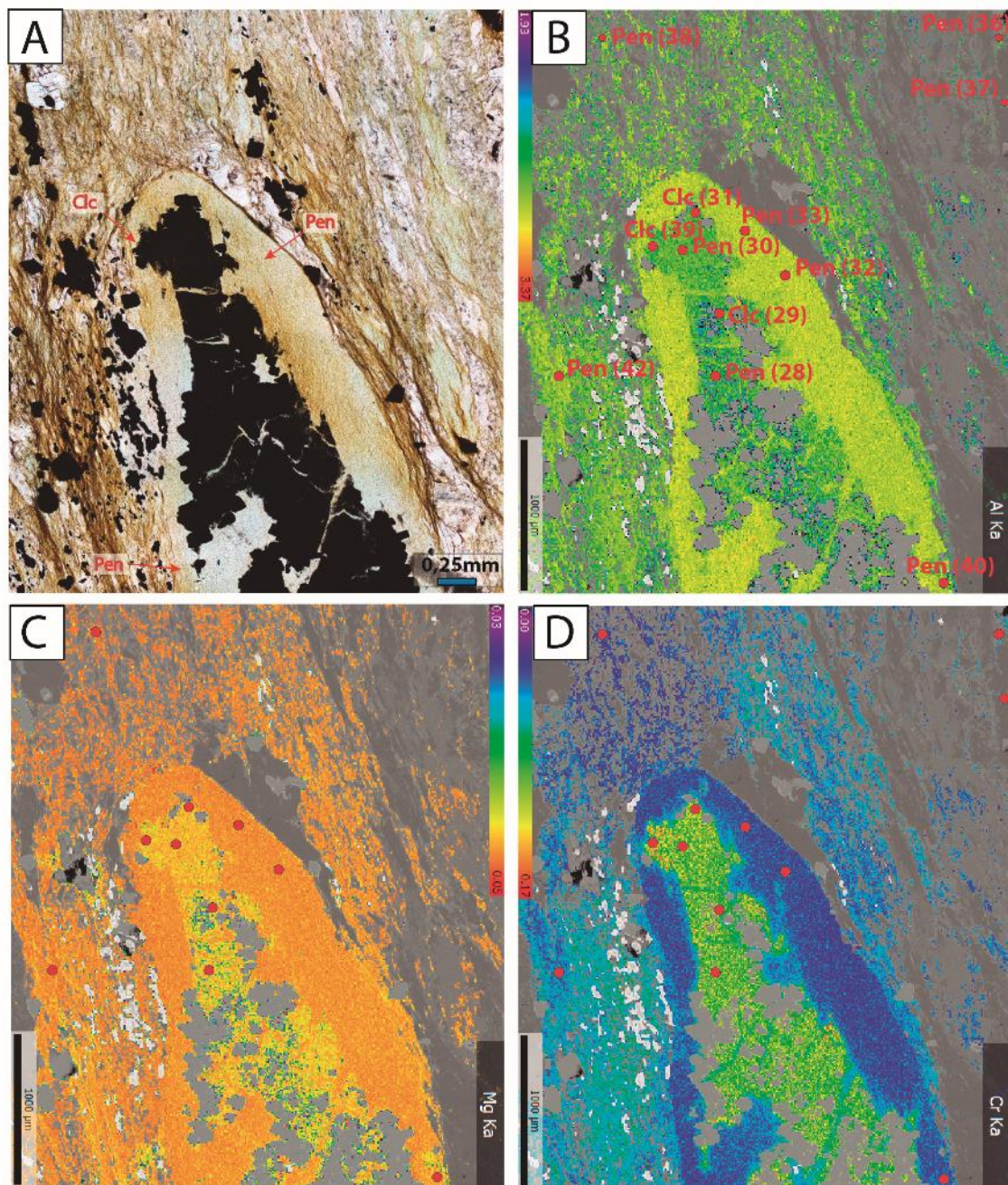


Figura 6.10.- A: Zona donde se han realizado los mapas de RX de la clorita de la muestra Cani-277, sin nódulos cruzados (cf. Fig. 5.3B-2). B, C y D: Contenidos en Al, Mg y Cr respectivamente. Análisis de los puntos en la Tabla 6.6.

El F en las Ti-clinohumitas de las serpentinitas es libre (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005). Sin embargo, no varía demasiado a lo largo de XMg en las Ti-clinohumitas de Sierra de Baza ni tampoco en las de El Cerro del Almirez (a excepción de las harzburgitas secundarias, en las que la concentración de F es siempre más alta), por lo que ha de ser controlado por la composición de la roca total (Fig. 6.13B). La mayoría de las Ti-clinohumitas estudiadas en la muestra Cani-284 están cerca de la máxima saturación del Ti ($X_{Ti}=0,5$, Ribbe, 1979), con valores de $X_{Ti}=0,41$ y $0,46$ (Fig. 6.13C). Igualmente ocurre con las Ti-clinohumitas del Cerro del Almirez, a excepción de las que forman parte de harzburgitas secundarias. Esto ha de ser consecuencia de la presencia

de F, que estabiliza a la Ti-clinohumita en las condiciones de metamorfismo. La poca variación entre $X_{Mg}=0,891$ y $0,895$ en relación al XF de la muestra estudiada (Fig. 6.13B), demuestra una homogenización mucho mayor que en las rocas del Cerro del Almirez, probablemente como consecuencia de un mayor aumento de fluidos acuosos durante el primer proceso de serpentinización, en condiciones de fondo oceánico, en las rocas de Sierra de Baza. El hecho de que los análisis de Ti-clinohumita de la roca estudiada no estén alineados sobre el vector de intercambio $TiO_2Mg-1F-2$ (Fig. 6.13C), es consecuencia de la existencia de Fe^{+3} , quizás debido a la presencia de enstatita. Por otro lado, la mayoría de los análisis de Ti-clinohumita de la Cani-284 se agrupan entre $X_{Ti}=0,41$ y $0,46$ frente a XF (alto Ti y bajo F) y tienen algo más de F que la Ti-clinohumita de las lherzolitas del Cerro del Almirez (Fig. 6.13C), no siendo así en el caso de las harzburgitas secundarias probablemente como consecuencia, una vez más, de una mayor interacción con fluidos oceánicos, necesaria para originar este tipo de rocas.

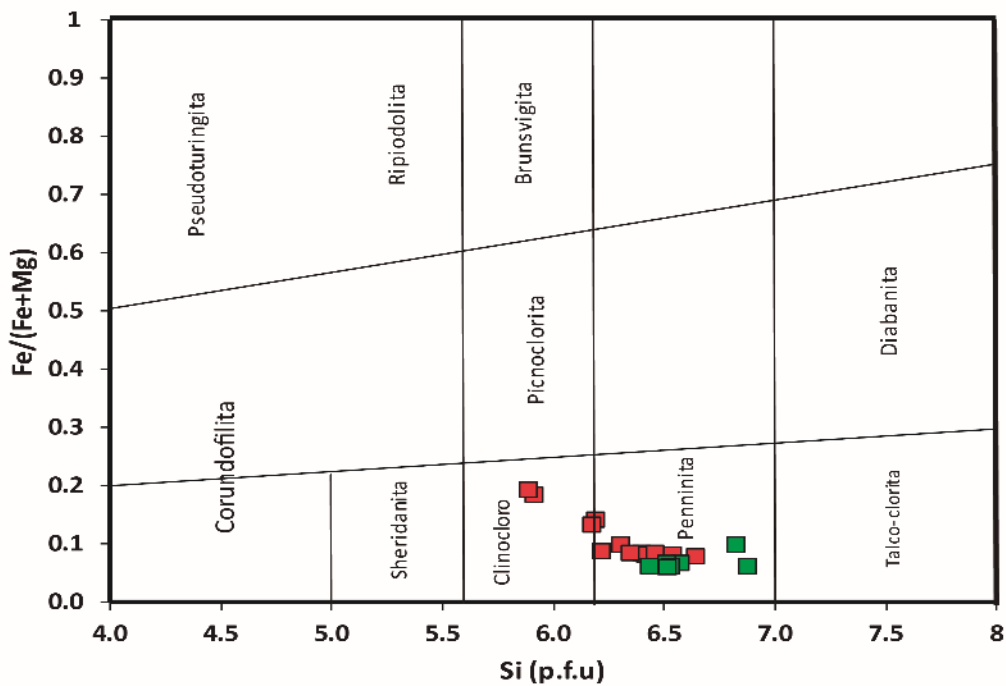


Figura 6.11.- Proyección de la relación Si (apfu) frente a $Fe/(Fe+Mg)$ de las cloritas analizadas en las serpentinitas de Sierra de Baza en el diagrama de Hey (1954). Los símbolos representados como cuadrados de color verde corresponden a la serpentinita lherzólítica Cani-284 y los de color rojo a la serpentinita harzburgítica Cani-277.

Tabla 6.7.- Análisis de clorita (Cani-277). Fórmula estructural sobre la base de 14 átomos de O normalizada a 10 cationes.

	Pen	Clc	Pen	Clc	Pen	Pen	Pen
Nº	28	29	30	31	32	33	35
SiO2	31.69	30.20	31.97	30.96	33.05	30.13	33.55
TiO2	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02	0.02	0.00
Al2O3	12.65	12.14	12.57	12.20	13.70	12.12	13.34
Cr2O3	1.73	1.73	1.84	1.99	0.60	0.81	0.76
FeO	9.34	12.89	6.13	8.52	5.26	5.35	5.16
MnO	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03
NiO	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.26
MgO	31.78	32.17	32.35	31.54	32.74	32.39	32.55
CaO	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
NaO	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03
K2O	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05
BaO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
F	0.17	0.15	0.21	0.18	0.15	0.15	0.17
Cl	0.04	0.07	0.04	0.06	0.06	0.04	0.02
Total	87.74	89.70	85.43	85.81	85.88	81.33	85.95
Si	6.21	2.96	3.16	3.10	3.21	3.11	3.25
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (VI)	1.13	0.37	0.63	0.53	0.78	0.59	0.78
Cr	0.27	0.13	0.14	0.16	0.05	0.07	0.06
Fe	1.53	1.06	0.51	0.71	0.43	0.46	0.42
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	9.28	4.71	4.77	4.70	4.74	4.99	4.70
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al(IV)/(Al(IV)+Si)	0.22	0.26	0.21	0.23	0.20	0.22	0.19
Fe*/(Fe*+Mg+Mn)	0.14	0.18	0.10	0.13	0.08	0.08	0.08
#Mg	0.86	0.82	0.90	0.87	0.92	0.92	0.92

	Pen	Pen	Pen	Clc	Pen	Pen	Pen
Nº	36	37	38	39	40	41	42
SiO2	33.09	34.62	33.24	28.99	33.03	33.84	33.30
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.08	0.02	0.02	0.01
Al2O3	13.15	12.46	13.47	11.33	13.52	13.32	13.48
Cr2O3	1.35	1.04	0.50	2.99	0.59	0.17	0.68
FeO	5.24	4.99	5.15	12.78	5.44	5.11	5.27
MnO	0.03	0.03	0.05	0.09	0.04	0.04	0.04
NiO	0.17	0.15	0.21	0.17	0.17	0.13	0.16
MgO	32.97	32.91	33.20	30.31	33.55	32.81	32.47
CaO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.05	0.03	0.02
NaO	0.02	0.03	0.02	0.04	0.11	0.05	0.04
K2O	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
F	0.19	0.20	0.17	0.15	0.16	0.17	0.20
Cl	0.04	0.05	0.05	0.04	0.08	0.09	0.04
Total	86.28	86.53	86.10	87.01	86.80	85.80	85.72
Si	3.21	3.33	3.22	2.95	3.18	3.28	3.24
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al (VI)	0.71	0.74	0.75	0.31	0.72	0.80	0.79
Cr	0.10	0.08	0.04	0.24	0.05	0.01	0.05
Fe	0.43	0.40	0.42	1.09	0.44	0.41	0.43
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	4.76	4.72	4.79	4.60	4.82	4.74	4.71
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al(IV)/(Al(IV)+Si)	0.20	0.17	0.20	0.26	0.20	0.18	0.19
Fe*/(Fe*+Mg+Mn)	0.08	0.08	0.08	0.19	0.08	0.08	0.08
#Mg	0.92	0.92	0.92	0.81	0.92	0.92	0.92

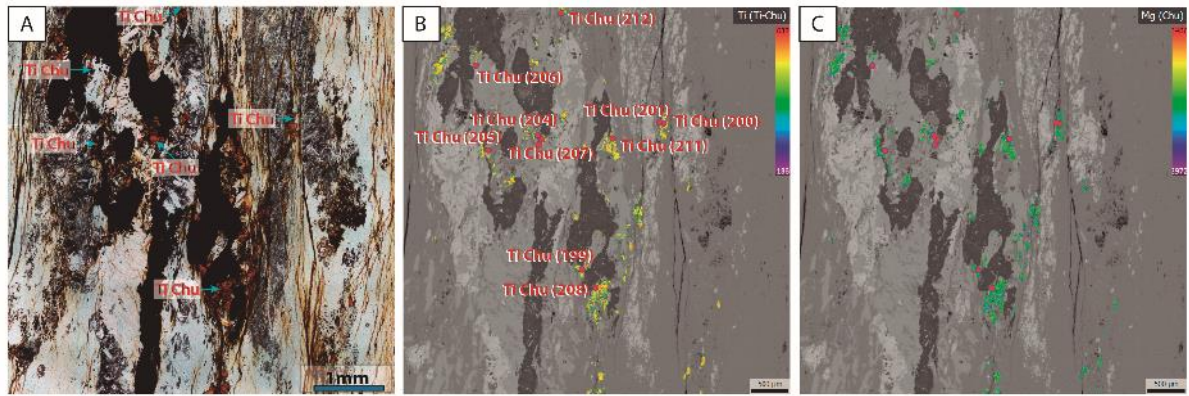


Figura 6.12.- A: Zona donde se han realizado los mapas de RX de la Ti-Clinohumita de la muestra Cani-284, sin nícoles cruzados (cf. Figs. 5.3A 1-3). Contenidos en Ti y Mg respectivamente. Análisis de los puntos en la tabla 6.6.

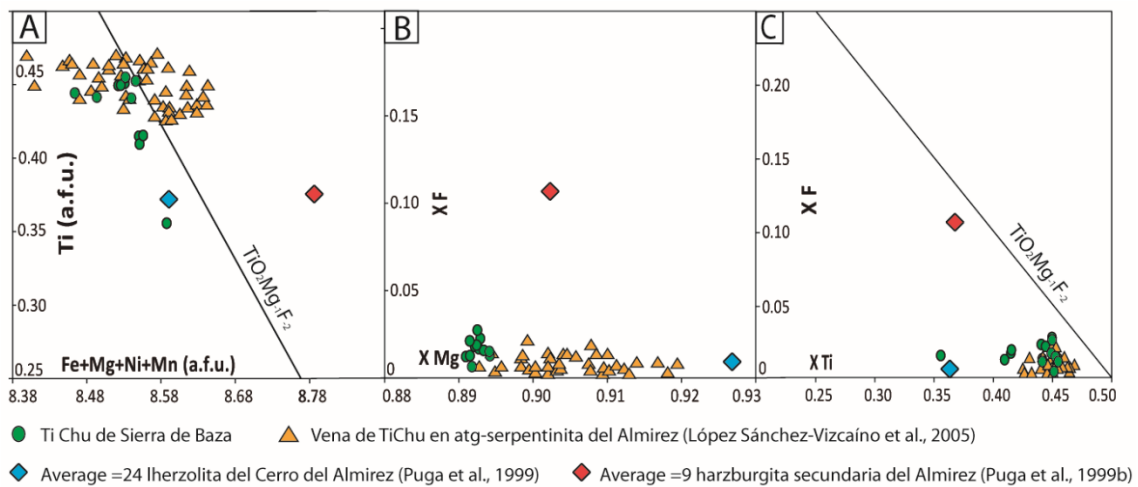


Figura 6.13.- Características composicionales de la Ti-clinohumita (Ti Chu) de la serpentinita lherzolítica Cani-284 comparada con las rocas del Cerro del Almirez (Puga et al., 1999b; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005). A: Fe + Mg + Ni + Mn frente a Ti. B: XMg frente a XF. C: XTi frente a XF. Las líneas de tendencia continua en A y C, muestran la teórica variación composicional del vector $TiO_2Mg-1F-2$ (Evans y Trommsdorff, 1983). $XMg = Mg / (Mg + Fe + Mn + Ni)$; $XF = F / 2$; $XTi = Ti$.

Mena metálica

La composición de la mena metálica de la muestra Cani-284 cae dentro del campo de la magnetita y es rica en Cr y Ti en líneas generales (tabla 6.9, Figs. 6.14B y C). El contenido de Cr es más elevado en el interior de la mena y disminuye hacia el exterior (Fig. 6.14B), lo que pone de manifiesto que esta magnetita deriva fundamentalmente de la transformación metamórfica de espinela de Cr, que formaba parte de las peridotitas mantélicas. No obstante, no se han encontrado en Sierra de Baza relictos de espinela de Cr sin transformar. En el Cerro del Almirez, por el contrario, aparecen escasos relictos de cromita que se transforman en la periferia a magnetita de Cr con valores de Cr_2O_3 de aproximadamente 20% (Puga et al., 1999b). Los valores de $Cr = (Cr/Cr+Al)$ razones atómicas, varían de 0.5 a 0.6 en las reliquias de cromita de las rocas ultramáficas del Cerro del Almirez analizadas en Puga et al., (1999b), lo que facilita su descomposición metamórfica en clorita y ferrita-cromita y/o

magnetita (según Whittaker y Watkinson, 1984). La magnetita de Cr de la serpentinita harzburgítica Cani-277 es, muy probablemente, el resultado de la transformación metamórfica de fenocristales de cromita mantélica que, en su periferia, se transforman parcialmente en clorita y ferro-clorita (Fig. 6.15). En Cani-277 también existe ilmenita y minerales intermedios entre ilmenita y magnetita (Figs. 6.15 y 6.16A), con concentraciones no muy altas en Cr (Fig. 6.15B), y altas en Ti y Fe (Fig. 6.15C y D). La razón Cr_2O_3/Al_2O_3 en la harzburgita secundaria de Sierra de Baza Cani-277 presenta un valor medio de 66.19 para 8 valores, mientras que la lherzolita de Sierra de Baza Cani-284 presenta un valor medio de 68.37 para 10 valores. Por otro lado, las harzburgitas secundarias con textura spinifex del Cerro del Almirez presentan un valor medio de 53.58 para 13 valores y las lherzolitas del mismo afloramiento presentan una media de 41.73 para 19 valores (Puga et al., 1999b). Por tanto, los valores medios de las harzburgitas de Sierra de Baza y del Cerro del Almirez son algo más similares entre sí que los de las lherzolitas. La proyección en el diagrama ternario $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$ del valor medio de las magnetitas tanto de las harzburgitas secundarias como de las lherzolitas del Cerro del Almirez cae en el mismo sitio que el de la harzburgita secundaria (Cani-277) y la lherzolita (Cani-284) de Sierra de Baza (Fig. 6.16A). Al proyectar estas mismas menas metálicas en el diagrama ternario $Cr_2O_3 - FeO - Al_2O_3$, el valor medio de las harzburgitas secundarias del Cerro del Almirez presenta un ligero enriquecimiento en Cr_2O_3 (Fig. 6.16B).

Tabla 6.8.- Análisis de Ti-clinohumita (Cani-284). Fórmula estructural sobre la base de 18 átomos de O, OH y F.

Nº	199	200	201	204	205	206	207	208	209	210	211	212
SiO2	36.72	36.72	37.06	39.60	36.58	36.89	36.75	37.20	36.99	36.62	36.79	36.98
TiO2	5.37	5.37	5.36	3.38	5.47	5.06	5.47	4.34	5.00	5.53	5.05	5.36
Al2O3	0.01	0.01	0.00	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.12	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
FeO	9.31	9.31	9.12	7.22	9.30	9.35	9.29	9.27	9.43	9.35	9.34	9.15
MnO	0.56	0.56	0.55	0.46	0.60	0.57	0.59	0.57	0.61	0.62	0.58	0.57
NiO	0.14	0.14	0.14	0.12	0.16	0.14	0.14	0.14	0.20	0.15	0.15	0.25
MgO	46.84	46.84	46.54	43.58	46.57	46.93	46.69	47.28	46.91	46.64	46.86	45.92
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.06
Na2O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
K2O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03
BaO	0.09	0.09	0.08	0.04	0.08	0.07	0.07	0.05	0.04	0.03	0.05	0.09
F	0.13	0.13	0.07	0.08	0.04	0.10	0.16	0.09	0.07	0.07	0.11	0.12
Cl	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03
Total	99.25	99.25	98.98	95.99	98.87	99.18	99.22	98.99	99.34	99.08	99.00	98.60

Tabla 6.9.- Análisis de las espinelas (Cani-284). Fórmula estructural sobre la base de 4 átomos de O normalizada a 3 cationes.

Nº	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Al Mt	Al Mt
SiO2	4.13	0.02	0.13	0.05	0.04	0.03	0.06	0.03	0.16	0.74	20.28	30.51
TiO2	1.59	1.11	1.32	0.89	1.03	1.00	0.86	0.80	0.71	1.29	0.01	0.02
Al2O3	0.10	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.16	0.02	0.06
Cr2O3	6.87	4.26	4.96	2.82	3.48	3.20	2.04	2.02	1.68	5.17	0.03	0.03
FeO	78.86	87.93	86.47	89.86	88.37	88.92	90.62	90.65	90.60	84.95	7.42	7.58
MnO	0.79	0.42	0.54	0.37	0.43	0.39	0.31	0.31	0.28	0.63	24.44	14.72
NiO	0.22	0.23	0.25	0.20	0.23	0.21	0.24	0.21	0.20	0.23	21.19	19.90
MgO	2.95	1.03	1.34	0.97	1.01	1.03	0.87	0.81	0.85	2.09	4.42	6.13
CaO	1.13	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.21	0.00	0.76	0.70
NaO	0.03	0.03	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.24	0.32
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.18
BaO	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05
F	0.31	0.29	0.31	0.32	0.33	0.29	0.34	0.31	0.35	0.28	0.37	0.36
Cl	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.11	0.19
Total	95.37	95.67	95.39	95.41	95.59	95.03	95.13	95.45	95.22	95.10	79.46	80.76

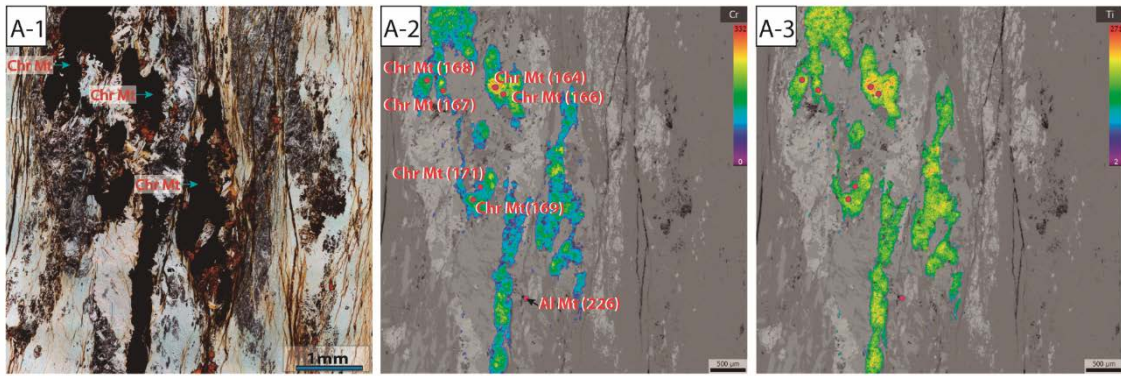


Figura 6.14.- A: Zona donde se han realizado los mapas de RX de las menas metálicas de la muestra Cani-284, sin nícoles cruzados (cf. Figs. 5.3A 1-3). B y C: Contenidos en Cr y Ti respectivamente. Análisis de los puntos señalados en la tabla 6.9.

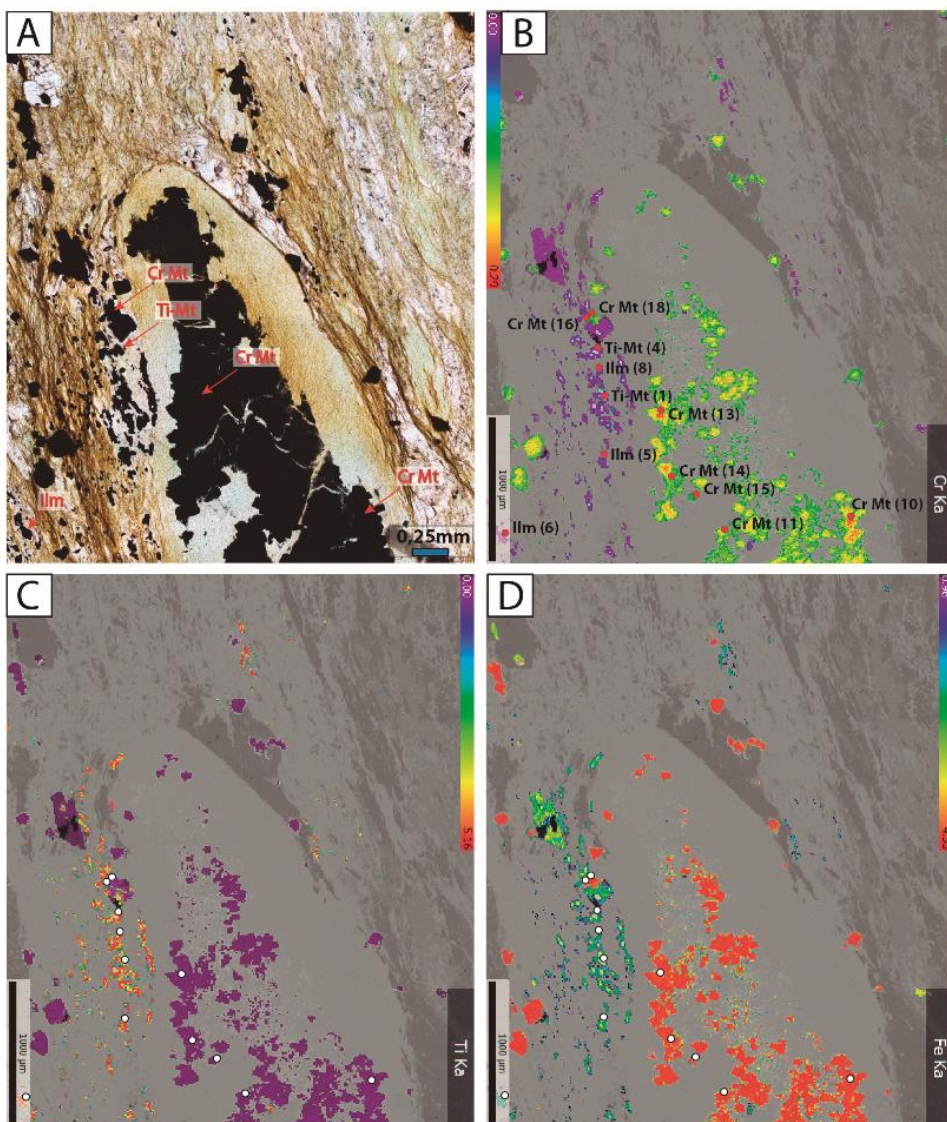


Figura 6.15.- A: Zona donde se han realizado los mapas de RX de menas metálicas de la muestra Cani-277, sin nícoles cruzados (cf. Fig. 5.3B-2); B, C y D: Mapas de RX para las menas metálicas con los contenidos en Cr, Ti y Fe respectivamente. Análisis de los puntos en la tabla 6.10.

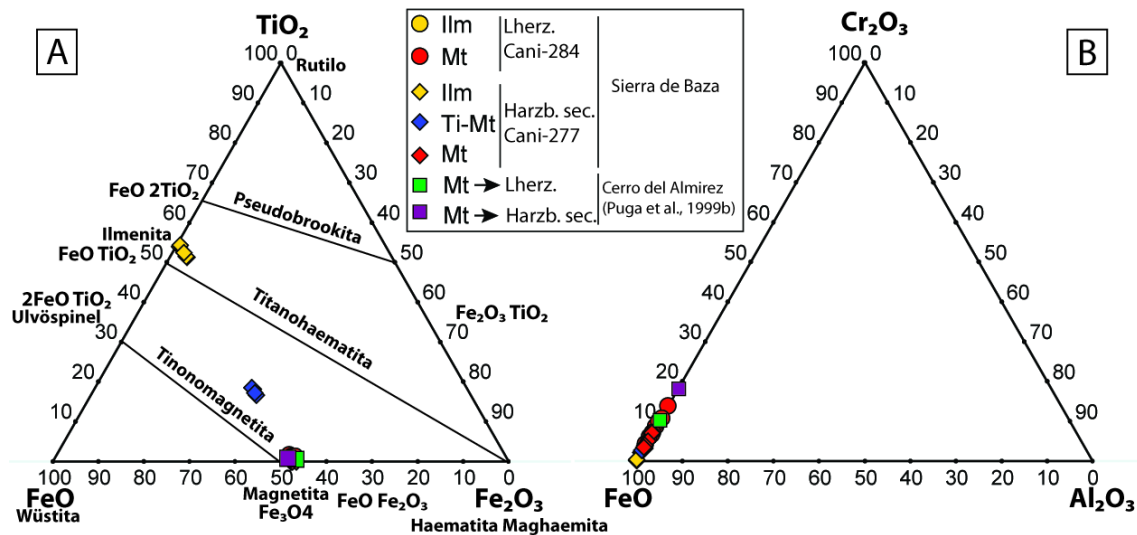


Figura 6.16.- Diagramas ternarios para la clasificación de las menas de las metaultramafitas Cani-277 y Cani-284: A. $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$; B. $Cr_2O_3 - FeO - Al_2O_3$. Las medias de la proyección de las lherzolitas y de las harzburgitas secundarias el Cerro del Almirante son 19 y 13, respectivamente (Puga et al., 1999b).

Tabla 6.10.- Análisis de la espinela (Cani-277). Fórmula estructural sobre la base de 4 átomos de O normalizada a 3 cationes.

	Ti-Mt	Ilm	Ti-Mt	Ti-Mt	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ti-Mt
Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.06	0.11	0.11	0.04
TiO ₂	17.33	50.95	16.02	17.80	49.07	51.39	48.73	49.22	16.35
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00
Cr ₂ O ₃	1.25	0.21	1.09	1.20	0.26	0.11	0.21	0.23	1.28
FeO	74.52	42.98	75.80	74.10	45.87	42.78	45.35	44.20	74.71
MnO	0.60	2.92	0.42	0.65	3.31	3.34	3.13	3.20	0.52
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.33	0.52	0.34	0.31	0.64	0.63	0.59	0.61	0.34
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
NaO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
BaO	0.25	0.77	0.25	0.25	0.68	0.73	0.69	0.74	0.24
F	0.29	0.25	0.33	0.32	0.24	0.33	0.30	0.29	0.33
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	94.63	98.70	94.31	94.68	100.17	99.43	99.21	98.66	93.83

	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt	Cr Mt
Nº	10	11	12	13	14	15	16	18
SiO ₂	0.05	0.05	3.24	0.23	0.08	0.47	0.48	0.16
TiO ₂	0.14	0.08	0.07	0.13	0.08	0.05	0.66	0.66
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.17	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	3.45	2.79	1.45	3.36	2.52	1.71	1.84	1.71
FeO	90.17	91.69	83.35	86.89	91.85	91.08	87.58	91.03
MnO	0.11	0.07	0.04	0.10	0.05	0.02	0.05	0.06
NiO	0.13	0.12	1.53	0.13	0.11	0.26	0.26	0.11
MgO	0.18	0.13	0.20	0.38	0.20	0.14	0.19	0.17
CaO	0.00	0.00	0.14	0.10	0.00	0.02	0.03	0.00
NaO	0.04	0.01	0.28	1.93	0.02	0.12	0.09	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.31	0.31	0.25	0.26	0.35	0.30	0.28	0.31
Cl	0.02	0.00	0.19	0.62	0.02	0.06	0.07	0.02
Total	94.59	95.27	90.93	94.19	95.28	94.25	91.58	94.30

6.2. Rocas básicas: procesos petrogenéticos y génesis mineral

Las rocas básicas estudiadas muestran una alteración hidrotermal más o menos penetrativa, como consecuencia del metasomatismo y metamorfismo de fondo oceánico, al que se superpusieron los efectos del metamorfismo alpino. Estos procesos transformaron las paragénesis ígneas total o parcialmente hasta otras propias de facies de eclogitas y, posteriormente, también transformadas localmente en paragénesis de facies de anfibolitas de albita-epidota (Puga et al., 2000). Sin embargo, los relictos del metasomatismo de fondo oceánico en las rocas de Sierra de Baza son minoritario con respecto a lo preservado en otros afloramientos como el de Cóbdar (Puga et al., 1999a, 2002b; Ruiz Cruz et al, 2007), o el del Cerro del Almirez (Puga et al., 1999b; Ruiz Cruz et al., 1999), donde la deformación es menos penetrativa (Puga et al, 2000). Por otra parte, en Sierra de Baza es muy escasa la presencia de diques de metabasitas intruidos en ultramafitas y que puedan transformarse en rodingitas por efectos del metasomatismo oceánico con respecto a lo observado en el Cerro del Almirez (Puga et al, 1999b).

La secuencia paragenética reconocida mediante análisis microtextural en las metabasitas de Sierra de Baza muestra una notable complejidad mineralógica durante su evolución temporal, lo que se traduce en la composición del granate, piroxenos, anfíboles, epidota, rutilo y micas de acuerdo con lo que indican los análisis efectuados mediante microsonda electrónica operando en las mismas condiciones indicadas en el apartado anterior para el estudio de la composición de los minerales de las rocas ultramáficas.

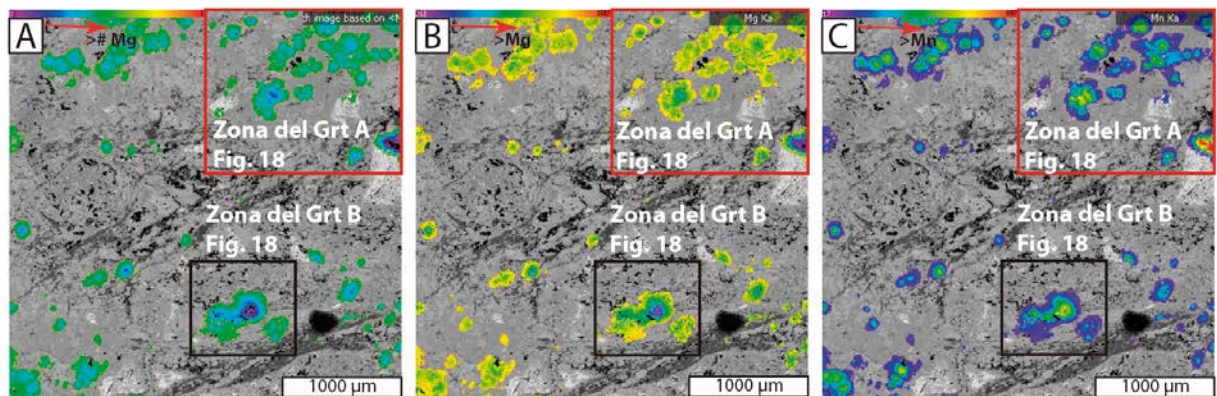


Figura 6.17.- Imágenes cuantitativas de rayos X, mostrando texturas y composición para los granates de la muestra de eclogita CH-44 (cf. Fig. 5.8). A: Relación $Mg\# = (Mg/Fe+Mg)$. B: Contenido en Mg. C: Contenido en Mn. La flecha roja hacia los colores cálidos en la escala de color de la parte superior izquierda de cada imagen indica el aumento en la concentración de cuentas/nA/s.

Granate

Los cristales de granate presentes en las eclogitas de Sierra de Baza, suelen mostrar una textura peciloblástica, y tamaño de grano generalmente inferior a 1 mm.

También son frecuentes las *texturas coroníticas*, donde pequeños granos de granate crecen en torno a un antiguo olivino rodeado de plagioclasa ígnea como resultado de la reacción entre ambos minerales durante el metamorfismo eoalpino. La composición representativa de los diferentes granates analizados se muestra en la Tabla 6.11. Estos granates proceden de litotipos ígneos con fenocristales de olivino, rodeados por plagioclasa, lo que genera la textura coronítica durante el metamorfismo eoalpino, que suele ser parcialmente deformada en procesos de deformación subsecuentes. El granate se encuentra en muchos casos zonado, con contenidos en $Mg\# = (Mg/Fe+Mg)$ y en Mg, que aumentan desde el núcleo al borde al tiempo que disminuye el contenido en Mn (Fig. 6.17A, B y C).

Se han analizado con más detalle dos cristales de granate de la muestra de eclogitas CH-44 que presenta abundante granate en cristales idiomorfos que coexisten en equilibrio con onfacita (Figs. 5.8B-1 y B-2). Los mapas de rayos X (Figs. 6.18A-D) y el perfil (Fig. 6.18E) de un cristal de granate (Grt A) muestran las concentraciones de Mn, Fe, Ca y Mg y evidencian una disminución del componente XSps (espesartina: $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) y un aumento en el componente XPrp (piropo: $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) desde el núcleo al borde (Figs. 6.18A y D) mientras que, tras un marcado pico en Ca, se constata una tendencia descendente en el componente XGrs (grosularia: $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) y, en menor medida, en el XAlm (almandino: $Fe_3^{+2}Al_2Si_3O_{12}$) cuyos contenidos disminuyen (Figs. 6.18B y C). Los contenidos en $Fe/Fe+Mg$ van desde 0.893 en el punto de análisis 1, cercano al núcleo del granate, hasta 0.712 en el punto 6, cercano al borde y variaciones de 0.597 a 0.554 en XAlm, de 0.072 a 0.224 en XPrp, de 0.231 a 0.196 en XGrs y de 0.01 a 0.026 en XSps.

Por otro lado, la figura 6.18F muestra el mapa de otro cristal de granate (Grt B enmarcado en la Fig. 6.17), sobre el que se han analizado 38 puntos a lo largo de una transversal de la cual se presentan los resultados analíticos para los principales componentes (Mg, Mn, Fe y Ca) en la figura 6.18G. En dicho perfil se constata la evolución creciente del contenido en Mg desde el núcleo hacia ambos bordes, que puede deberse a aumento de T durante el proceso de formación del granate. Existen también tres pequeños pulsos en las tendencias de variación elemental antes indicadas desde el núcleo a los bordes, las cuales se perciben mediante tres pequeñas anomalías negativas (Fig. 6.18G). Estas anomalías también son observables en el Ca y en el Fe, aunque en estos dos últimos casos, el contenido en ambos elementos disminuye en general del núcleo al borde. El Mn también presenta una disminución desde el núcleo al borde, con pequeños cambios coincidentes con las anomalías negativas de los otros elementos (Fig. 6.18G).

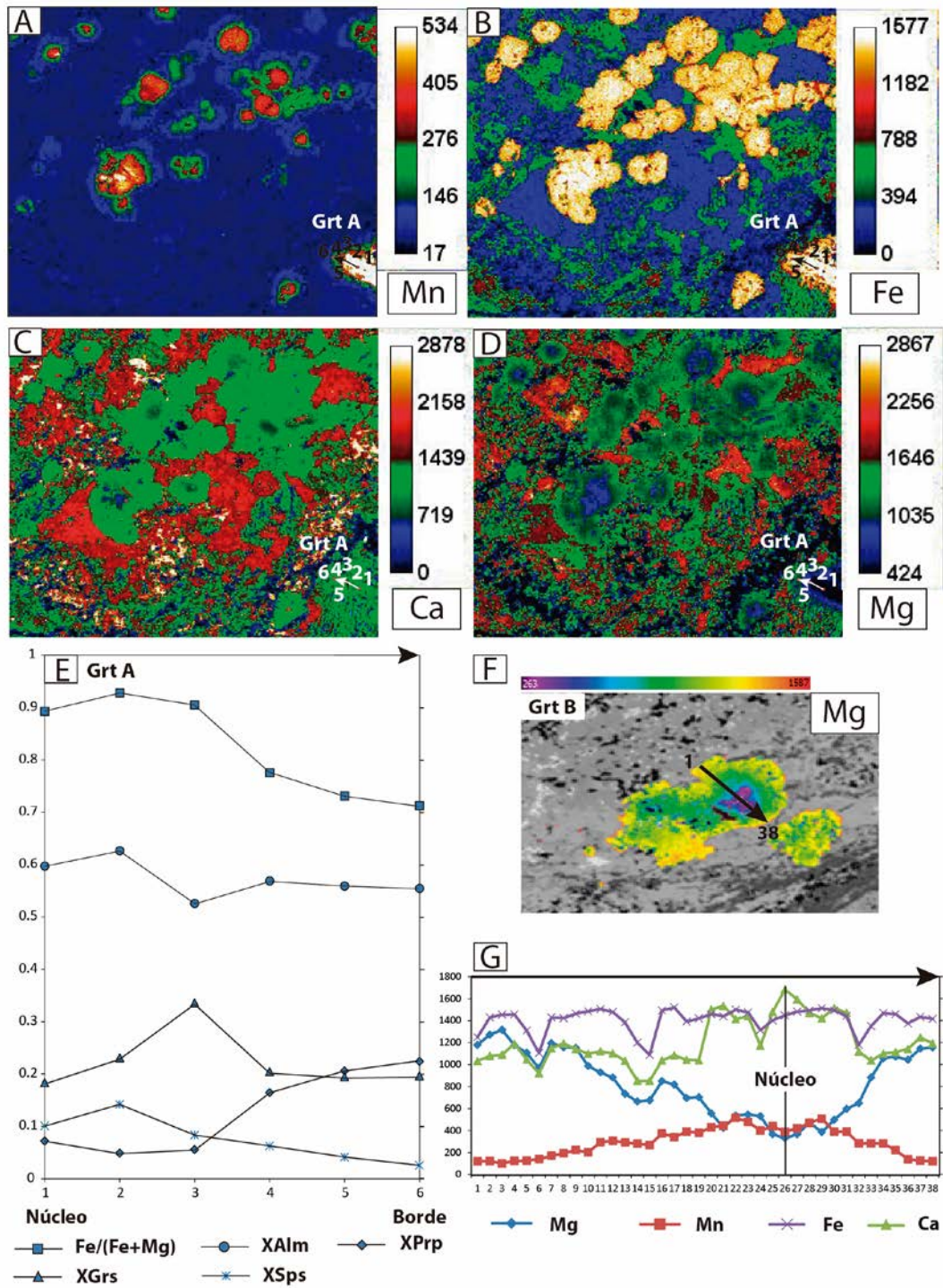


Figura 6.18.- Mapas de rayos X del Mn (A), Fe (B), Ca (C) y Mg (D) y perfil composicional (E) de Fe/(Fe+Mg), XAlm, XPrp, XGr y XSp del granate A de la eclogita CH-44, en comparación con el contenido relativo de los mismos elementos en otros minerales incluidos en él y rodeándolo. Mapa del Mg (F) y perfil composicional (G) del Mg, Mn, Fe y Ca en el granate B de la misma muestra, con indicación (flecha) de la dirección y sentido del muestreo analítico realizado.

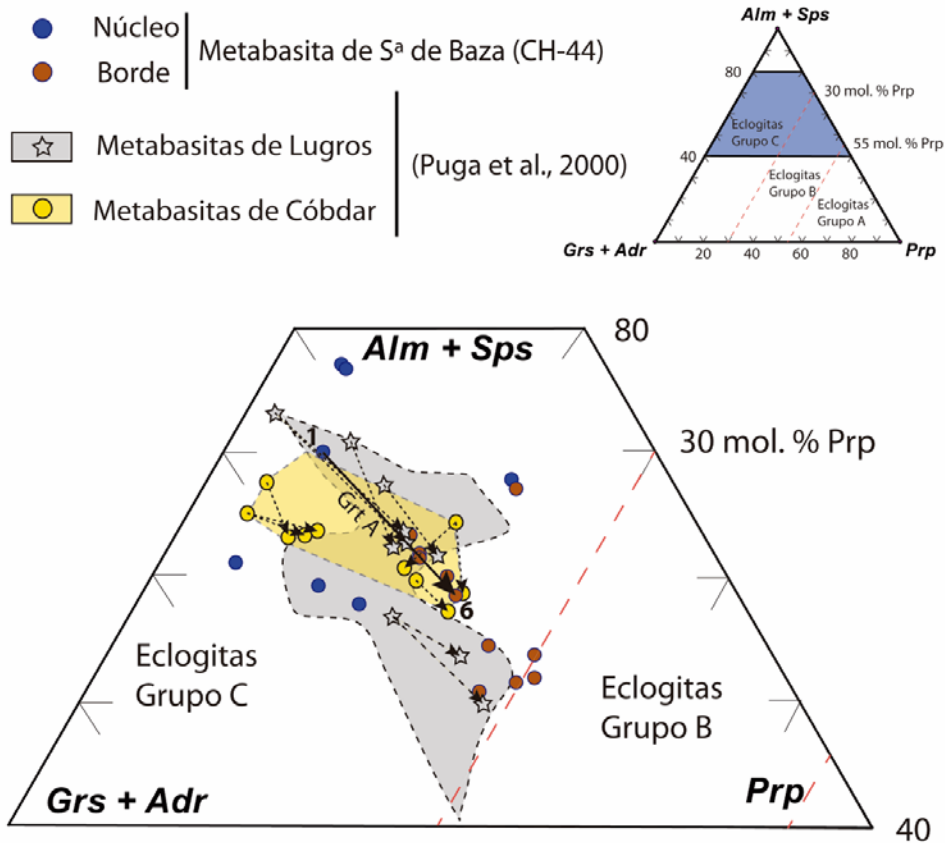


Figura 6.19.- Representación de la composición de los granates de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza en el diagrama de Coleman (1965), para subdivisión de las eclogitas en función de la composición de sus granates, en comparación con las eclogitas de Lugros y Cóbdar. Representación de los componentes en términos de Prp- (Grs + Adr) - (Alm + Sps). La flecha une los núcleos y los bordes del mismo cristal.

De acuerdo con las proporciones molares de sus componentes, la muestra CH-44 corresponde a una eclogita del grupo C (Coleman, 1965). En la figura 6.19 se representa con precisión la evolución desde el núcleo hasta el borde del granate A estudiado (Fig. 6.18A-E) y se comparan los resultados obtenidos con los disponibles para eclogitas de Lugros y Cóbdar. La flecha que une los puntos 1 y 6 en dicha figura conecta los análisis obtenidos en el núcleo del granate (el nº 1 corresponde al análisis nº 55 de la tabla 6.11) con su borde (el nº6 corresponde al análisis nº 66 de la tabla 6.11). Esta evolución, desde el núcleo al borde, consiste principalmente en la disminución del contenido de Fe, Mn y Ca, así como en el correspondiente incremento de Mg. El núcleo de la transversal analizada está compuesto por Alm + Sps = 69.75 moles%, que disminuye hasta el 57.97 moles% en el borde, al final de esta transversal, mientras que el contenido de piropo en moles % aumenta desde Pyr = 7.17 moles % en el núcleo hasta 22.41 moles % en el borde del granate. La grosularia va desde Grs = 18.30 moles % en el núcleo hasta 19.60 moles % en el borde, y el XFe= 89.30 moles % en el núcleo mientras que en el borde pasa a 71.20 moles%.

Tabla 6.11.- Análisis del granate (CH-44) Fórmula estructural sobre la base de 12 átomos de O con Fe³⁺, normalizada a 8 cationes.

	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm
Nº	54	55	56	57	58	59	60	61	62
SiO2	36.30	36.82	37.44	37.60	38.27	38.38	38.70	38.88	38.15
TiO2	0.04	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.03	0.02	0.01
Al2O3	20.37	20.87	21.08	21.11	21.57	21.70	21.55	21.98	21.65
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
FeO	29.70	28.05	27.08	26.64	24.28	25.65	24.89	25.46	25.14
MnO	6.06	4.40	2.40	2.65	0.51	0.58	0.55	0.46	0.50
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.18	1.78	4.44	4.53	7.00	6.82	7.53	7.81	7.67
CaO	6.20	7.96	7.12	7.27	7.83	7.01	6.70	6.06	6.13
NaO	0.63	0.36	0.70	0.41	0.48	0.04	0.82	0.02	1.08
K2O	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.00	0.05	0.01	0.07
BaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.26	0.23	0.13	0.16	0.17	0.20	0.18	0.19	0.18
Cl	0.11	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04	0.00	0.07
Total	100.88	100.55	100.54	100.48	100.24	100.46	101.04	100.91	100.66
Si apfu	2.90	2.93	2.92	2.94	2.94	2.96	2.94	2.97	2.90
Al(IV)	0.10	0.07	0.08	0.06	0.06	0.04	0.06	0.03	0.10
Al(VI)	1.83	1.89	1.85	1.88	1.89	1.93	1.86	1.95	1.84
Ti	0.002	0.003	0.004	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.001
Cr	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.00
Fe3	0.17	0.11	0.14	0.11	0.11	0.06	0.13	0.05	0.16
Fe2	1.81	1.76	1.62	1.63	1.45	1.59	1.44	1.58	1.43
Mn	0.41	0.30	0.16	0.18	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.21	0.52	0.53	0.80	0.78	0.85	0.89	0.87
Ca	0.53	0.68	0.59	0.61	0.64	0.58	0.54	0.50	0.50
Na	0.10	0.06	0.11	0.06	0.07	0.01	0.12	0.003	0.16
K	0.004	0.002	0.004	0.002	0.003	0.000	0.004	0.001	0.01

	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm
Nº	63	64	65	66	67	70	72	73	74
SiO2	36.30	37.15	37.37	37.83	40.08	42.15	37.59	37.10	37.86
TiO2	0.05	0.07	0.09	0.08	0.08	0.03	0.07	0.04	0.02
Al2O3	19.88	20.55	21.01	21.17	20.84	19.26	20.84	20.88	21.39
Cr2O3	0.01	0.00	0.04	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	29.34	25.46	27.26	26.93	26.06	23.55	24.96	28.55	28.41
MnO	6.65	3.62	2.73	1.82	1.11	3.10	3.67	3.59	3.52
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.28	1.37	4.09	5.17	5.55	3.64	3.09	5.14	5.61
CaO	6.05	11.58	7.07	6.79	6.76	8.42	10.20	3.74	3.98
NaO	0.99	0.51	0.67	0.62	0.45	0.25	0.03	1.37	0.36
K2O	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.07	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
F	0.19	0.19	0.16	0.17	0.16	0.19	0.17	0.17	0.17
Cl	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.05	0.02
Total	100.80	100.56	100.55	100.62	101.19	100.64	100.65	100.72	101.36
Si apfu	2.90	2.93	2.92	2.93	3.09	3.32	2.95	2.88	2.94
Al(IV)	0.10	0.07	0.08	0.07	0.00	0.00	0.05	0.12	0.06
Al(VI)	1.76	1.85	1.86	1.87	1.89	1.79	1.88	1.79	1.89
Ti	0.003	0.004	0.01	0.005	0.005	0.002	0.004	0.002	0.001
Cr	0.001	0.00	0.00	0.001	0.002	0.001	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.23	0.15	0.14	0.12	0.10	0.21	0.11	0.21	0.11
Fe2	1.72	1.53	1.65	1.62	1.58	1.34	1.53	1.64	1.73
Mn	0.45	0.24	0.18	0.12	0.07	0.21	0.24	0.24	0.23
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.15	0.16	0.48	0.60	0.64	0.43	0.36	0.59	0.65
Ca	0.52	0.98	0.59	0.56	0.56	0.71	0.86	0.31	0.33
Na	0.15	0.08	0.10	0.09	0.07	0.00	0.005	0.21	0.05
K	0.004	0.003	0.00	0.004	0.004	0.00	0.001	0.007	0.002

El contenido en XFe progresivamente más bajo hasta llegar al borde indica un camino metamórfico progrado. El aumento del valor del piropo hacia los bordes más externos de los granates estudiados podría explicarse debido a un aumento en T durante el desarrollo de estos granates hacia el pico metamórfico eoalpino (Fig. 6.19).

Los contenidos en piropo y grosularia de los granates de Cóbdar, y en menor medida, el contenido de almandino, aumentan de núcleo a borde, mientras que el contenido de espesartina disminuye (Fig. 6.19). En Lugros existe un aumento en el contenido de piropo y almandino y una disminución en el contenido de espesartina desde el núcleo hasta el borde, siendo algo más marcado que en Cóbdar (Puga et al., 2000).

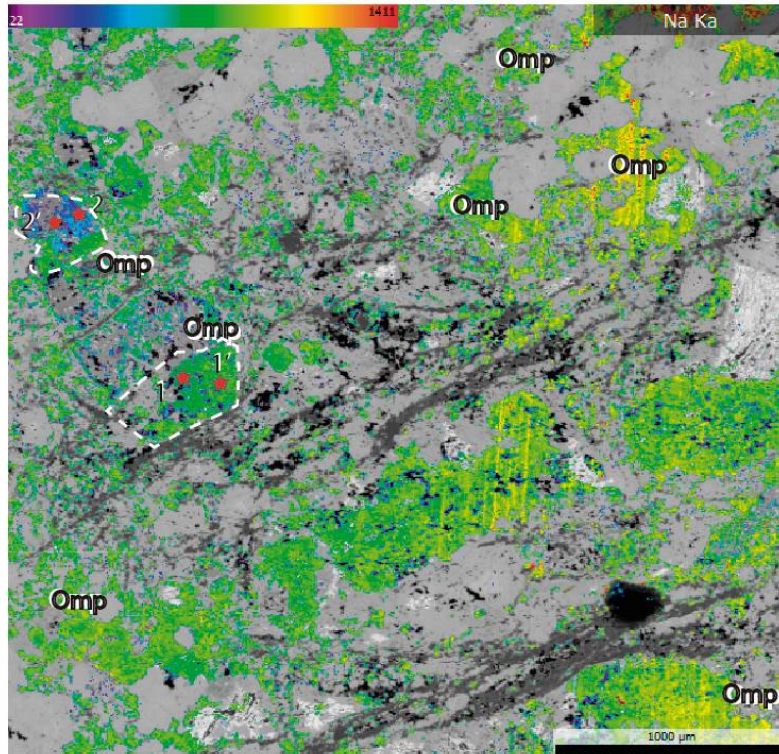


Figura 6.20. Mapa elemental de rayos X para el Na en las onfacitas de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza. Las líneas paralelas de mayor contenido en Na de algunas onfacitas son en realidad un efecto producido por la microsonda y por tanto, no corresponden con la realidad.

Piroxenos

Los Pxs de la eclogita CH-44 son onfacitas de acuerdo con la proyección de sus composiciones en la figura 6.21 (diagrama de Morimoto, 1988) donde los resultados analíticos obtenidos para la muestra estudiada en Sierra de Baza se comparan con los datos de rocas equivalentes de Cóbdar y de Lugros. Los piroxenos onfacíticos, junto a los granates ricos en almandino, son los minerales metamórficos más abundantes en esta eclogita de Sierra de Baza. La onfacita aparece en muchas ocasiones reemplazando a la augita titanífera ígnea, en cuyo caso presenta numerosas inclusiones de rutilo, exsuelto a partir del contenido en Ti de la augita. En otros casos la onfacita reemplaza al olivino ígneo y se diferencia de la anterior por la ausencia de las inclusiones de rutilo.

La onfacita de la eclogita CH-44 presenta un aumento de jadeíta hacia los bordes aunque se trate de cristales de pequeño tamaño (Figs. 6.20 y 6.21). Este

cambio de composición indica una evolución temporal en el metamorfismo eoalpino, que consiste en un aumento de P durante el desarrollo de los cristales de onfacita. Según puede verse en la tabla 6.12 el contenido en jadeíta en el núcleo de la onfacita 1 es de 31,54% (correspondiente en la tabla 6.12 al nº 105), mientras que en uno de sus bordes contiene un 41,26% de jadeíta (correspondiente en la tabla 6.12 al nº 100). El núcleo de la onfacita 2 contiene el 17,61% de jadeíta (correspondiente en la tabla 6.12 al nº 118) mientras que en uno de sus bordes pasa a un 20,88% (correspondiente en la tabla 6.12 al nº 119).

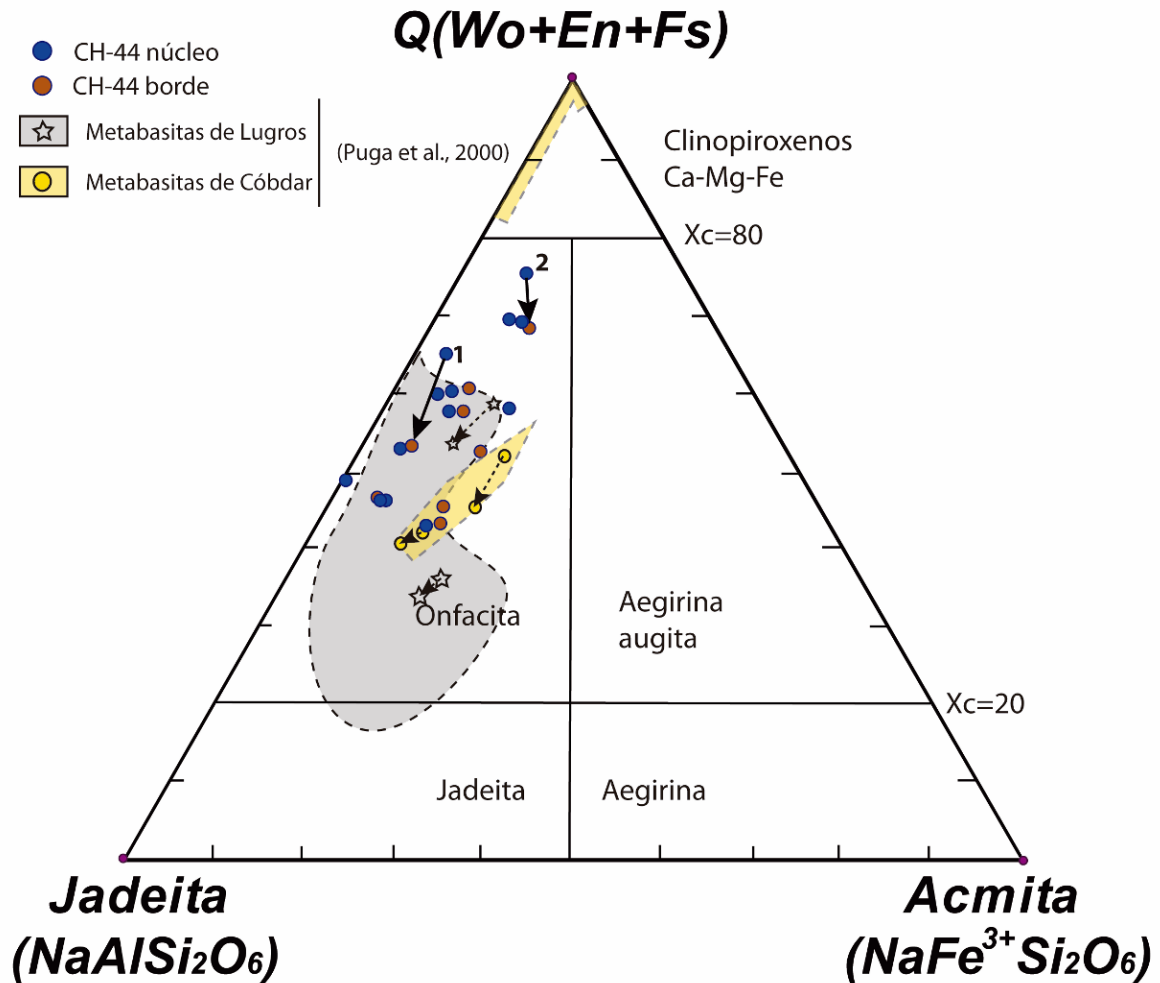


Figura 6.21.- Composición de clinopiroxenos de la eclogita CH-44, comparada con la de los piroxenos de las metabasitas de Lugros, proyectadas en el diagrama triangular Quad-Jd-Ae (Morimoto, 1988). La flecha negra indica la evolución desde el núcleo al borde en la onfacita.

Por su parte, los piroxenos onfacíticos de las eclogitas de Lugros (Puga et al., 2000), ocupan un campo algo más rico en jadeíta que las onfacitas de Sierra de Baza, llegando incluso a solapar excepcionalmente el límite del campo de la jadeíta (Fig. 6.21). Esta onfacita es el único clinopiroxeno representado en las muestras de Lugros, con un contenido en jadeíta de 30% a 64% en moles (Fig. 6.21) y augita aegirínica de 0% a 20% en moles (Puga et al., 2000). La composición de la onfacita está en este caso relacionada con la composición de roca total (Puga et al., 1995a), con un mayor

contenido de aegirina en la onfacita como consecuencia de que ésta debió proceder de un basalto rico en Fe y Na (Puga et al., 2000).

Las onfacitas de Córdar reemplazan a la augita ígnea y tienen un contenido de augita aegirínica que varía de 10 a 20% en moles, mientras que el contenido de jadeíta varía de 25 a 50% en moles (Puga et al., 2000). Estas onfacitas de Córdar, se originaron a partir de basaltos ricos en plagioclasa (Puga et al., 1989b). La proporción del componente de jadeíta tiende a aumentar hacia el borde (Puga et al., 2000).

La facies metamórfica a la que corresponden las onfacitas de esta metabasita CH-44, es la de las eclogitas con un contenido en Al (VI) que varía entre 0,22 y 0,53 y la relación $Al(VI)/Al(IV)=2/1$ (Fig.6.1.22). En esta roca, no se conserva reliquia alguna del olivino original ni tampoco de las augitas ígneas, pero hay indicios petrográficos de la transformación de ambos minerales en onfacita: en la figura 5.8B1-2 se observan pequeñas onfacitas sin inclusiones de rutilo en la zona interna de una corona de eclogita, lo que indica su probable procedencia a partir de un cristal de Ol; por otra parte, en la matriz de la misma roca (Fig. 5.8C1-2) hay cristales mayores de onfacita, parcialmente transformados en anfíbol, que contienen abundante rutilo exsuelto, lo que sugiere su procedencia a partir de una augita titanífera que formaría parte de la paragénesis ígnea.

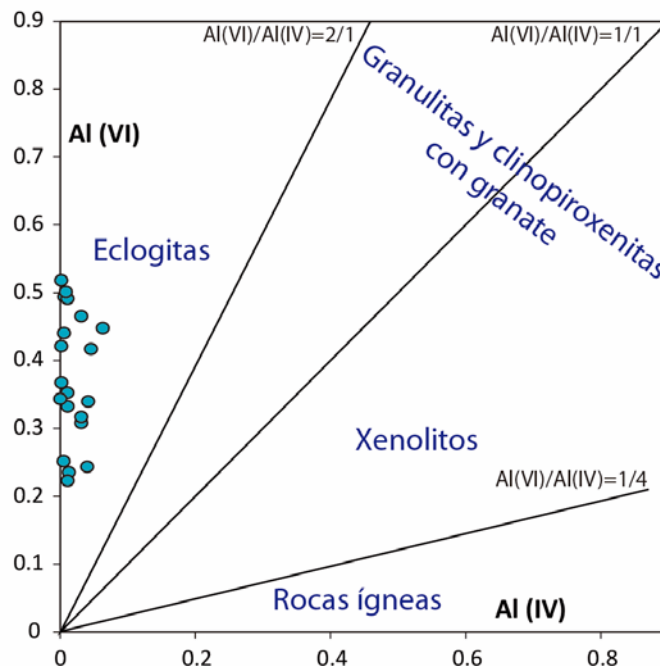


Figura 6.22.- Al (IV) frente a Al (VI) para onfacitas de la eclogita CH-44 en el diagrama de Aoki y Shiba (1973).

Tabla 6.12.- Análisis de piroxenos (CH-44). Fórmula estructural sobre la base de 6 átomos de O con Fe^{3+} según Droop, (1987) normalizada a 4 cationes.

	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp
Nº	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106
SiO2	55.87	56.38	55.65	56.41	55.91	55.56	54.73	54.77	55.81	54.58	55.44
TiO2	0.05	0.06	0.10	0.08	0.07	0.03	0.06	0.06	0.08	1.68	0.07
Al2O3	10.75	12.45	11.94	12.02	10.04	8.59	9.04	8.01	8.77	8.15	8.33
Cr2O3	0.04	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
FeO	4.45	4.42	4.69	4.78	4.52	4.69	4.58	4.73	4.66	4.66	4.96
MnO	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
NiO	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	8.50	7.45	7.38	7.43	8.70	9.69	9.13	10.05	9.55	9.80	9.68
CaO	12.93	11.58	11.32	11.43	13.26	14.61	13.98	15.18	14.41	14.73	14.50
NaO	6.87	7.48	8.33	7.82	6.78	6.13	7.10	6.05	6.16	5.72	5.73
K2O	0.03	0.02	0.06	0.02	0.02	0.03	0.09	0.05	0.02	0.02	0.08
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.05	0.10	0.10	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.13	0.09	0.09
Cl	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.03	0.01	0.03
Total	99.56	99.98	99.65	100.10	99.39	99.46	98.95	99.07	99.64	99.48	98.93
Si	1.99	2.00	1.97	1.99	2.00	1.99	1.96	1.97	2.00	1.97	2.00
Ti	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Al	0.45	0.52	0.50	0.50	0.42	0.36	0.38	0.34	0.37	0.35	0.35
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.05	0.01	0.14	0.05	0.06	0.09	0.14	0.14	0.08	0.04	0.05
Fe2	0.09	0.12	0.00	0.09	0.08	0.05	0.00	0.00	0.06	0.10	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.45	0.39	0.39	0.39	0.46	0.52	0.49	0.54	0.51	0.53	0.52
Ca	0.49	0.44	0.43	0.43	0.51	0.56	0.54	0.58	0.55	0.57	0.56
Na	0.47	0.51	0.57	0.54	0.47	0.43	0.49	0.42	0.43	0.40	0.40
K	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	0.838	0.76	1	0.81	0.86	0.92	1	1	0.89	0.84	0.84
Jd%	43.022	50.81	43.29	48.38	41.26	33.29	34.04	28.00	35.22	31.54	35.25

	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp	Omp
Nº	107	108	109	110	111	113	117	118	119	120
SiO2	55.76	55.21	55.86	55.89	54.51	54.92	54.51	52.67	54.58	54.39
TiO2	0.06	0.09	0.07	0.08	0.10	0.07	0.08	0.31	0.08	0.11
Al2O3	8.13	8.10	12.00	12.10	12.20	11.03	5.38	6.45	5.74	5.94
Cr2O3	0.00	0.00	0.04	0.01	0.06	0.02	0.12	0.10	0.11	0.09
FeO	4.96	4.85	4.51	4.30	4.20	4.34	5.70	6.80	5.79	5.96
MnO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
MgO	9.89	10.01	7.39	7.34	6.95	8.15	11.47	10.82	11.20	10.94
CaO	14.92	15.13	11.45	11.50	10.96	11.98	17.08	16.78	16.89	16.52
NaO	5.78	5.70	7.82	7.81	9.16	8.02	4.42	3.42	4.54	4.34
K2O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.13	0.18	0.04	0.33	0.04	0.08
BaO	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
F	0.11	0.09	0.08	0.09	0.11	0.12	0.13	0.09	0.08	0.14
Cl	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0.08	0.81	0.37	0.05	0.17
Total	99.65	99.23	99.26	99.19	98.47	98.95	99.77	98.23	99.12	98.69
Si	2.00	1.99	1.99	1.99	1.94	1.95	1.99	1.96	1.98	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	0.34	0.34	0.50	0.51	0.51	0.46	0.23	0.28	0.25	0.26
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.07	0.08	0.06	0.06	0.12	0.13	0.10	0.07	0.11	0.08
Fe2	0.08	0.06	0.07	0.07	0.00	0.00	0.07	0.14	0.06	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.53	0.54	0.39	0.39	0.37	0.43	0.62	0.60	0.61	0.60
Ca	0.57	0.58	0.44	0.44	0.42	0.46	0.67	0.67	0.66	0.65
Na	0.40	0.40	0.54	0.54	0.63	0.55	0.31	0.25	0.32	0.31
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
#Mg	0.87	0.90	0.85	0.84	1	1	0.90	0.81	0.90	0.86
Jd%	33.46	31.32	47.61	48.45	44.92	41.87	21.61	17.61	20.88	22.47

Anfíboles

En las metabasitas de Sierra de Baza predominan los anfíboles cálcicos y sodocálcicos, correspondiéndose estos últimos con la evolución metamórfica de P intermedia propia del metamorfismo mesoalpino. En las ofiolitas de Cóbdar la pargasita de color verde pálido se origina por la reacción entre olivino y plagioclasa de los gabros originales y forma coronas que son posteriormente reemplazadas por

granate (Puga et al., 1999b), o bien rellena venillas y vesículas de metabasaltos durante el metamorfismo de fondo oceánico originando, en este caso, anfíboles marrones con composición de Ti-pargasita. Este anfíbol se suele transformar en anfíboles cálcicos y sodo-cálcicos, durante el metamorfismo mesoalpino y exsuelve el Ti en forma de diminutas agujas de rutilo (Puga et al., 2002b). En la eclogita CH-44 la pargasita parece provenir de la transformación de anfíboles sodo-cálcicos generados en el evento metamórfico mesoalpino. Otros anfíboles presentes en esta roca son ferropargasita, magnesiohornblenda, edenita y actinolita (Fig. 6.23). La edenita, por su parte, está recrecida en su borde por actinolita (Fig. 23, puntos 3-3', correspondientes en la tabla 6.13 al nº 6 y al nº 82 respectivamente), probablemente como consecuencia de su transformación metamórfica durante el evento nealpino (Figs. 6.24 y 6.26). La composición representativa de los anfíboles se muestra en la Tabla 6.13 y los datos obtenidos se comparan con los de Lugros y Cóbdar en la figura 6.24.

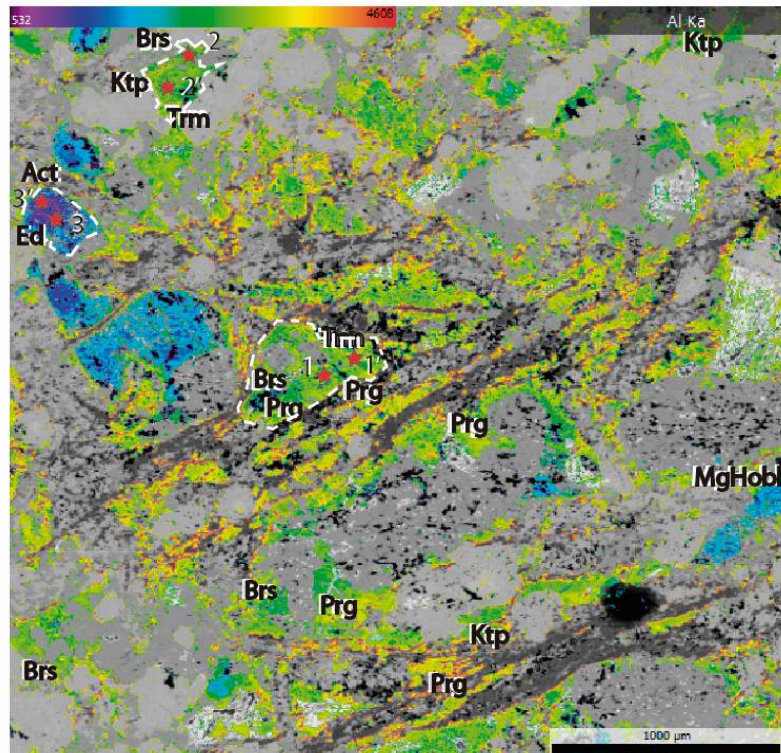


Figura 6.23.- Mapa elemental de rayos X para el Al en los anfíboles de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza.

El tipo más común de anfíbol cálcico existente en la eclogita CH-44 es una pargasita de color verde pálido, con contenidos de Na(M4) y Si que están fuera del campo de los anfíboles originados por metamorfismo de fondo oceánico (Fig. 6.24). Los anfíboles verdes muestran una mayor variación composicional, siendo la barroisita, la katoforita y la actinolita los más comunes. Las flechas de color gris (Fig. 6.24, punto A, que evoluciona a puntos A₁ y A₂) indican la evolución de los anfíboles marrones de Cóbdar hacia anfíboles sodo-cálcicos (barroisita, katoforita y taramita). Otra de las evoluciones desde anfíboles marrones es hacia tremolita y actinolita (Fig. 6.1.24 punto

A que evoluciona a punto A₃). Las flechas de color negro corresponden a la evolución de los anfíboles de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza, desde un núcleo de barroisita (puntos 1 y 2) a los bordes de pargasita o de taramita (puntos 1' y 2' respectivamente, figs. 6.24 y 6.26).

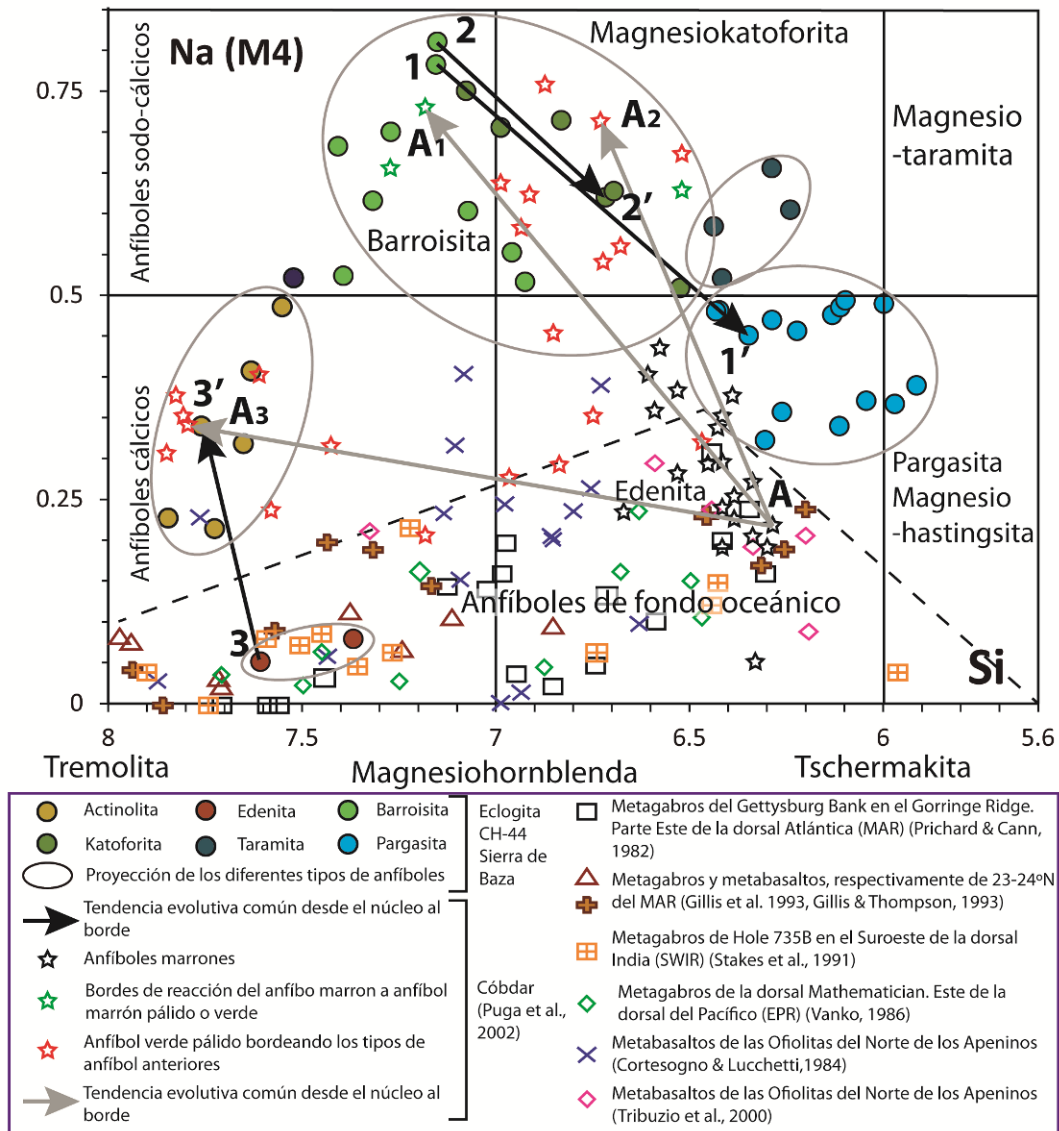


Figura 6.24.- Diagrama de Leake et al. (1997) para la clasificación de los anfíboles de la eclogita CH-44 y su comparación con los de las metabasitas de Códbar y los de otras ofiolitas de los Apeninos, así como con anfíboles formados durante el metamorfismo de fondo oceánico de dorsales medio-oceánicas actuales. Las flechas que unen la composición del núcleo de los cristales (1, 2 y 3) con sus bordes de transformación (1', 2' y 3') representan las tendencias evolutivas comunes en los anfíboles de la muestra estudiada. El campo correspondiente a los anfíboles del fondo oceánico proyectados en esta figura (según Puga et al., 2002b) está delimitado por las líneas discontinuas y los ejes de coordenadas.

En la figura 6.24 también se han representado, para su comparación, los anfíboles de fondo oceánico procedentes de algunas de las dorsales oceánicas actuales y también los de las ofiolitas Apenínicas. Se puede comprobar que el campo correspondiente a los anfíboles marrones de Códbar, se superpone al de los anfíboles

generados durante el metamorfismo de los fondos oceánicos recientes. Los anfíboles verdes pargasíticos, a diferencia de estos otros anfíboles de fondo oceánico, presentan claramente un mayor valor en la relación Si frente a Na (B) en el caso de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza. Esto es debido a un menor aumento relativo en la presión de formación de estos anfíboles. En el caso de los anfíboles de Córdar, el metamorfismo orogénico fue responsable tanto de la desestabilización de los anfíboles marrones como del desarrollo de los anfíboles verdes derivados de los marrones y del de sus minerales asociados (Puga et al., 2002b). Algunos anfíboles de metabasaltos de ofiolitas de los Apeninos, con valores de Si/NaB más altos que en las rocas metabásicas de los océanos actuales (Fig. 6.24), también podrían ser el resultado de un metamorfismo orogénico de bajo grado que, según Cortesogno y Lucchetti (1984), afectó a las ofiolitas después del metamorfismo de fondo oceánico.

Los anfíboles de Na-Ca como la magnesiotaramita, magnesiokatoforita y la barroisita de la eclogita CH-44, representados en la figura 6.24, se han representado también en la Fig. 6.25 a, para diferenciarlos entre sí en función de sus valores de Si frente a los del # de Mg. Estos anfíboles se originaron durante el metamorfismo mesoalpino como producto de la transformación de la onfacita derivada del olivino o del piroxeno ígneo de composición Ti-augita. En este último caso, el anfíbol contiene abundantes inclusiones de rutilo heredadas del piroxeno preexistente. Los valores de $fAl=Al^{IV}/Al$ son más altos en barroisitas que en otros anfíboles Na-Ca, lo que indica según Smith (1988), una génesis bajo condiciones de mayor P (Tabla 6.13).

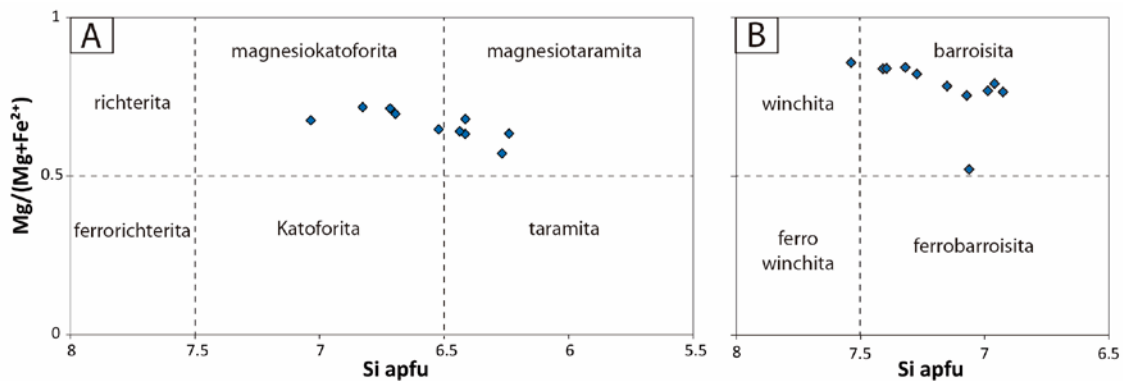


Figura 6.25.- A y B: Composición de los anfíboles sodo-cálcicos de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza a partir del Si (apfu) frente a $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ a partir de los parámetros $(Na+K)_A \geq 0.50$ y $(Na+K)_A \leq 0.50$, de acuerdo con Leake et al. (1997).

En la eclogita CH-44 de Sierra de Baza, existe una tendencia evolutiva en el evento mesoalpino desde la formación de abundantes anfíboles sódico-cálcicos (como barroisita y katoforita), hacia la de otros anfíboles sódico-cálcicos con menor contenido en Na y mayor en Si que llegan a formar anfíboles cálcicos pargasíticos. Esta evolución se puede apreciar desde el núcleo (barroisita) al borde (taramita, pargasita), como se señala con flechas negras en la figura 6.26. Ello indica un aumento del contenido en Al (IV) y una disminución de Na (M4) durante las facies de anfibolitas de Ab-Ep, hacia condiciones de mayor temperatura y menor presión en las que se forman los anfíboles

cálcicos pargasíticos. Los anfíboles de Córdar, presentan una evolución, representada en la figura 6.24 por flechas de color gris, que va desde los anfíboles cálcicos y ricos en Ti, de color marrón, originados en condiciones de metamorfismo de fondo oceánico, hacia anfíboles Na-Ca mesoalpinos de color verde, seguidos localmente por actinolita neoalpina. La formación de actinolita a partir de otro anfíbol cálcico, la edenita, formado dentro del campo correspondiente a las condiciones de metamorfismo de fondo oceánico, se ha identificado también en la eclogita CH-44 de Sierra de Baza (Fig. 6.26, punto 3 a 3', equivalente en la tabla 6.13 a los análisis nº 6 y nº 82 respectivamente), aunque ambos anfíboles son muy bajos en su contenido en Ti con respecto a los de Córdar que siguen la línea evolutiva A-A3 (Fig. 6.24).

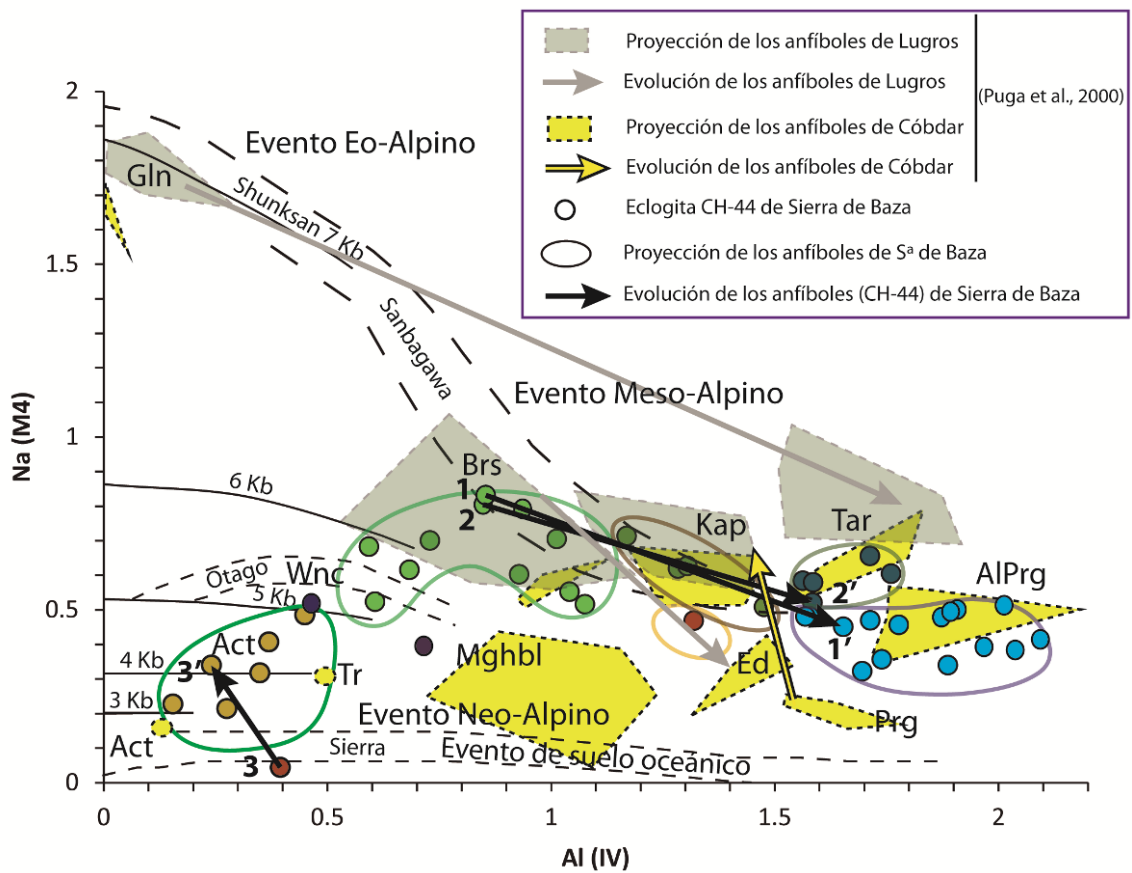


Figura 6.26.- Proyección en el diagrama de Brown (1977) de la composición de los anfíboles de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza, comparada con los de las metabasitas de Lugros y Córdar, donde se muestra la relación entre los valores (Na M4) y la P de formación, y entre los valores de (Al IV) y la temperatura.

Tabla 6.13.- Análisis de anfíboles (CH-44). Fórmula estructural sobre la base de 23 átomos de O según Leake et al. (1997) normalizada a 23 cationes.

	Ed	Prg	Mgktp	Mgktp	Prg	Ktp	Prg	MgTrm	Brs
Nº	6	10	21	22	23	24	25	26	27
SiO2	52.96	40.28	46.41	42.94	43.52	50.32	40.17	43.10	49.36
TiO2	0.14	1.61	0.22	0.28	0.49	0.21	0.23	0.27	0.40
Al2O3	5.94	15.04	13.80	15.31	15.14	14.34	16.96	14.83	11.19
Cr2O3	0.12	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00
FeO	6.87	13.18	10.89	12.52	11.58	9.50	14.88	11.59	8.64
MnO	0.06	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03
NiO	0.00	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07	0.06
MgO	15.74	10.41	12.27	10.50	11.36	11.08	8.43	11.10	13.91
CaO	12.66	10.05	8.43	8.87	9.28	8.30	9.08	8.73	8.96
NaO	2.45	4.19	3.74	3.67	3.72	4.56	4.16	4.78	3.42
K2O	0.21	0.36	0.55	0.95	0.69	0.58	1.10	0.90	0.33
BaO	0.00	0.05	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
F	0.19	0.19	0.17	0.14	0.23	0.18	0.22	0.20	0.17
Cl	0.56	4.11	1.60	2.74	2.69	1.63	5.02	2.70	1.17
Total	97.69	99.58	98.22	98.04	98.82	100.78	100.36	98.38	97.68
Si apfu	7.61	6.11	6.72	6.42	6.42	7.08	6.13	6.44	7.07
Al(IV)	0.39	1.89	1.28	1.58	1.58	0.92	1.87	1.56	0.93
Al(VI)	0.61	0.80	1.07	1.11	1.06	1.45	1.18	1.05	0.96
Ti	0.01	0.18	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe3	0.00	0.05	0.22	0.17	0.13	0.00	0.09	0.02	0.03
Fe2	0.83	1.63	1.10	1.39	1.30	1.12	1.81	1.43	1.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	2.35	2.65	2.34	2.50	2.32	1.92	2.47	2.97
Mg	3.37	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	1.95	1.63	1.31	1.42	1.47	1.25	1.48	1.40	1.38
Na	0.68	1.23	1.05	1.06	1.06	1.24	1.23	1.38	0.95
K	0.04	0.07	0.10	0.18	0.13	0.10	0.21	0.17	0.06
f Al	0.61	0.30	0.45	0.41	0.40	0.61	0.39	0.40	0.51
#Mg	80.32	59.13	70.58	62.71	65.74	67.53	51.41	63.31	74.82
fAl=Al(VI)/Altot									
#Mg=(100*MgO) / (MgO+FeOt).									

	Prg	Prg	Brs	MgKtp	Mgktp	Prg	Prg	Brs	Prg
Nº	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO2	38.28	37.81	50.36	46.91	43.38	43.23	41.69	48.93	40.16
TiO2	0.25	0.22	0.21	0.22	0.37	0.31	0.27	0.18	0.26
Al2O3	17.48	17.64	11.15	12.48	13.28	14.41	15.24	12.40	17.10
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
FeO	17.00	15.77	8.89	9.22	11.41	12.38	12.73	8.91	14.36
MnO	0.07	0.04	0.03	0.09	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03
NiO	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.06
MgO	6.70	7.57	14.00	13.12	11.73	11.20	10.90	13.57	8.84
CaO	8.61	9.44	7.36	8.24	9.25	9.34	9.97	8.09	8.97
NaO	4.00	4.13	4.01	5.29	4.75	4.29	4.09	3.71	4.20
K2O	1.27	1.47	0.30	0.68	0.91	0.81	0.55	0.43	1.04
BaO	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.07
F	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.18	0.22	0.21	0.22
Cl	7.84	6.42	0.94	1.31	2.68	3.96	3.87	1.04	4.98
Total	101.80	100.74	97.50	97.84	98.01	100.25	99.64	97.57	100.29
Si apfu	6.00	5.91	7.15	6.83	6.52	6.43	6.26	6.99	6.11
Al(IV)	2.00	2.09	0.85	1.17	1.48	1.57	1.74	1.01	1.89
Al(VI)	1.23	1.17	1.02	0.97	0.88	0.96	0.96	1.07	1.18
Ti	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.18	0.06	0.21	0.00	0.00	0.07	0.08	0.15	0.13
Fe2	2.04	2.00	0.85	1.12	1.44	1.47	1.52	0.91	1.70
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	1.56	1.76	2.96	2.85	2.63	2.48	2.44	2.89	2.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	1.45	1.58	1.12	1.29	1.49	1.49	1.60	1.24	1.46
Na	1.22	1.25	1.10	1.49	1.39	1.24	1.19	1.03	1.24
K	0.25	0.29	0.05	0.13	0.17	0.15	0.10	0.08	0.20
f Al	0.38	0.36	0.54	0.45	0.37	0.38	0.36	0.51	0.38
#Mg	43.37	46.84	77.79	71.71	64.69	62.76	61.69	76.03	54.13
fAl=Al(VI)/Altot									
#Mg=(100*MgO) / (MgO+FeOt).									

Tabla 6.13 (continuación).

	Prg	Mgktp	Prg	Prg	Prg	Brs	Trm	MgTrm	MgTrm
Nº	37	38	39	40	41	43	44	45	46
SiO2	41.47	45.70	40.71	42.18	41.19	46.02	41.99	42.52	40.46
TiO2	0.48	0.24	0.17	0.19	0.86	2.02	4.15	6.07	0.25
Al2O3	13.80	13.33	15.89	14.91	15.21	12.48	14.37	13.86	14.76
Cr2O3	0.01	0.06	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	12.00	10.37	14.56	14.11	13.86	11.82	11.47	12.40	10.24
MnO	0.03	0.05	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
NiO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.07	0.04	0.05	0.06	0.03
MgO	11.84	12.42	9.10	10.12	10.05	7.24	10.67	9.26	10.52
CaO	9.99	8.59	9.10	9.19	9.24	7.31	8.65	8.49	8.05
NaO	4.08	4.50	3.76	3.58	3.74	2.74	3.54	3.24	3.69
K2O	0.38	0.73	1.37	1.25	1.44	1.21	1.08	1.29	0.95
BaO	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	1.85	0.08	0.13	0.00
F	0.20	0.20	0.19	0.21	0.21	0.20	0.23	0.23	0.18
Cl	4.55	2.00	5.24	4.73	4.04	3.32	3.04	3.84	3.15
Total	98.91	98.27	100.22	100.55	99.96	96.27	99.35	101.44	92.31
Si apfu	6.30	6.70	6.22	6.35	6.22	7.15	6.24	6.29	6.41
Al(IV)	1.70	1.30	1.78	1.65	1.78	0.85	1.76	1.71	1.59
Al(VI)	0.78	1.00	1.08	0.99	0.93	1.44	0.76	0.70	1.17
Ti	0.06	0.03	0.02	0.02	0.10	0.24	0.46	0.68	0.03
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.13	0.04	0.14	0.19	0.14	0.00	0.01	0.00	0.14
Fe2	1.40	1.23	1.72	1.59	1.61	1.54	1.42	1.53	1.22
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	2.68	2.71	2.07	2.27	2.26	1.68	2.36	2.04	2.49
Mg	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	1.63	1.35	1.49	1.48	1.49	1.22	1.38	1.34	1.37
Na	1.20	1.28	1.11	1.05	1.09	0.83	1.02	0.93	1.13
K	0.07	0.14	0.27	0.24	0.28	0.24	0.20	0.24	0.19
f Al	0.31	0.43	0.38	0.37	0.34	0.63	0.30	0.29	0.42
#Mg	65.73	68.80	54.63	58.80	58.36	52.18	62.52	57.12	67.10

fAl=Al(VI)/Altot

#Mg=(100*MgO) / (MgO+FeOt).

	Prg	Prg	Prg	Prg	Act	Act	Act	Act	Act
Nº	47	48	50	51	81	82	83	84	85
SiO2	39.45	38.48	41.56	39.48	54.67	56.14	55.92	54.90	54.38
TiO2	0.31	0.13	0.60	0.80	0.11	0.09	0.07	0.12	0.28
Al2O3	16.82	17.33	15.18	16.40	4.38	3.47	2.92	3.05	5.46
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.07	0.04	0.05	0.04
FeO	13.84	15.35	12.91	15.06	6.33	6.54	6.15	6.33	7.29
MnO	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.03	0.02	0.03	0.06
NiO	0.05	0.04	0.08	0.06	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	9.42	8.18	10.33	8.17	19.01	19.09	18.55	19.10	16.75
CaO	9.62	9.52	9.18	9.00	10.17	10.96	11.79	11.80	11.16
NaO	3.83	4.09	3.96	4.51	1.96	1.53	1.97	1.43	1.83
K2O	1.19	0.94	1.09	1.05	0.14	0.17	0.12	0.13	0.21
BaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
F	0.22	0.19	0.22	0.18	0.20	0.20	0.19	0.19	0.18
Cl	4.36	6.37	3.80	5.65	0.42	0.35	0.25	0.30	0.53
Total	99.16	100.69	98.98	100.45	97.52	98.67	98.02	97.49	98.20
Si apfu	6.04	5.97	6.29	6.10	7.63	7.76	7.85	7.73	7.65
Al(IV)	1.96	2.03	1.71	1.90	0.37	0.24	0.15	0.27	0.35
Al(VI)	1.08	1.14	0.99	1.08	0.35	0.32	0.33	0.23	0.56
Ti	0.04	0.02	0.07	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe3	0.13	0.13	0.10	0.02	0.21	0.09	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.65	1.86	1.54	1.93	0.53	0.67	0.72	0.75	0.86
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	2.15	1.89	2.33	1.88	3.96	3.93	3.88	4.01	3.51
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.58	1.58	1.49	1.49	1.52	1.62	1.77	1.78	1.68
Na	1.14	1.23	1.16	1.35	0.53	0.41	0.54	0.39	0.50
K	0.23	0.19	0.21	0.21	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04
f Al	0.36	0.36	0.37	0.36	0.49	0.57	0.68	0.46	0.61
#Mg	56.62	50.43	60.24	49.40	88.12	85.47	84.31	84.31	80.38

fAl=Al(VI)/Altot

#Mg=(100*MgO) / (MgO+FeOt).

Tabla 6.13 (continuación).

	Wnc	Act	Brs	Brs	Brs	MgHbl	Ed	Brs	Brs	Brs
Nº	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95
SiO2	53.81	53.92	51.66	48.22	48.44	50.91	45.91	52.76	51.94	52.60
TiO2	0.14	0.15	1.00	0.33	0.32	0.43	2.95	0.25	0.22	0.17
Al2O3	6.12	6.10	9.09	11.51	10.58	7.41	10.44	8.06	8.37	7.62
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03
FeO	7.01	7.05	7.72	9.21	9.31	7.91	9.36	7.73	7.68	7.34
MnO	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01	0.05	0.03	0.04	0.05
NiO	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06	0.03
MgO	17.59	17.40	15.51	14.16	14.80	16.30	14.14	16.20	16.32	16.73
CaO	9.43	9.81	8.23	9.31	8.87	10.35	9.72	8.27	8.66	9.43
NaO	2.55	2.41	3.24	3.22	3.34	2.90	3.51	3.19	3.13	2.67
K2O	0.18	0.16	0.27	0.49	0.60	0.27	0.45	0.19	0.21	0.22
BaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
F	0.18	0.18	0.20	0.15	0.22	0.16	0.17	0.17	0.15	0.20
Cl	0.47	0.39	0.65	1.39	1.15	0.61	1.09	0.58	0.60	0.45
Total	97.55	97.67	97.69	98.06	97.73	97.31	97.89	97.49	97.41	97.54
Si apfu	7.54	7.55	7.27	6.92	6.96	7.28	6.68	7.41	7.32	7.39
Al(IV)	0.46	0.45	0.73	1.08	1.04	0.72	1.32	0.59	0.68	0.61
Al(VI)	0.55	0.56	0.78	0.87	0.75	0.53	0.47	0.74	0.71	0.65
Ti	0.01	0.02	0.11	0.04	0.03	0.05	0.32	0.03	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.18	0.11	0.16	0.14	0.24	0.00	0.02	0.22	0.24	0.15
Fe2	0.64	0.72	0.75	0.96	0.88	0.95	1.12	0.69	0.67	0.71
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Ni	3.67	3.63	3.25	3.03	3.17	3.48	3.07	3.39	3.43	3.51
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	1.41	1.47	1.24	1.43	1.37	1.59	1.51	1.24	1.31	1.42
Na	0.69	0.65	0.88	0.90	0.93	0.80	0.99	0.87	0.85	0.73
K	0.03	0.03	0.05	0.09	0.11	0.05	0.08	0.03	0.04	0.04
f Al	0.54	0.55	0.52	0.45	0.42	0.43	0.26	0.56	0.51	0.52
#Mg	85.07	83.53	81.32	75.92	78.27	78.61	73.27	83.14	83.65	83.08

fAl=Al(VI)/Altot
 #Mg=(100*MgO) / (MgO+FeOt).

En las metabasitas de Lugros, la barroisita evoluciona hasta edenita en el evento mesoalpino en facies de Ab-Ep, siguiendo una tendencia de disminución de Na(M4) y aumento de Al(IV) en sus anfíboles sodo-cálcicos a cálcicos, parecida a la seguida por los anfíboles de Sierra de Baza (figura 6.26). A diferencia de las eclogitas de Lugros, que sí preservan anfíbol sódico (glaucofana) originado en el evento eoalpino, la cual evoluciona hacia taramita en el evento mesoalpino, la eclogita CH-44 no presenta glaucofana sino anfíboles sodo-cálcicos y, en general, el contenido en Na en posición B de estos anfíboles, es algo más bajo que en los de Lugros (ver figura. 6.26).

Epidota

El grupo de la epidota aparece en cada una de las diferentes etapas Alpinas de blastesis (Puga et al., 2000). Son observables los intercrecimientos entre epidota y paragonita como reemplazamiento de la plagioclasa cálcica ígnea durante el metamorfismo eoalpino de alta presión mientras que, en condiciones de menor presión, estos mismos minerales se transforman en agregados de epidota y albita. En las rocas de Sierra de Baza las composiciones de epidota son ricas en clinzoisita en la paragénesis Alpina más antiguas (Fig. 6.27.), mientras que las de Lugros son, en comparación, más ricas en pistacita porque las epidotas procedentes de este afloramiento pertenecen a los acontecimientos eoalpino y mesoalpino (Fig. 6.27). La composición de las epidotas se representa en la tabla 6.14.

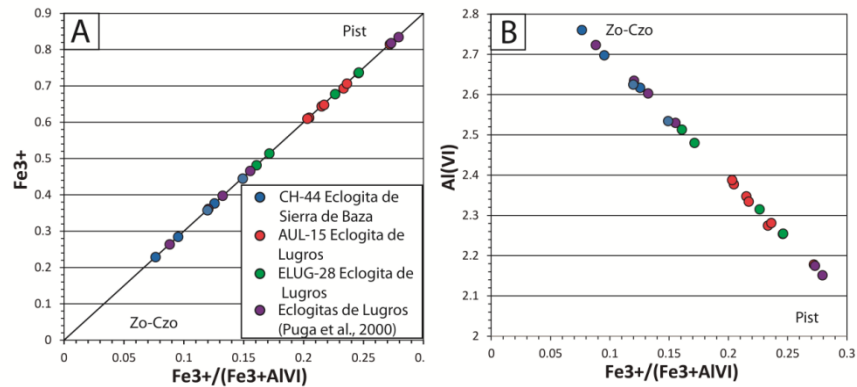


Figura 6.27.- Representación de los diferentes tipos de epidotas analizadas para la eclogita CH-44 de Sierra de Baza, comparándolas con las eclogitas de Lugros en función de sus relaciones de $Fe^{3+} / (Fe^{3+} Al VI)$ frente a $Fe^{3+} apfu$ (Fig. 6.27A) y frente a $Al VI apfu$ (Fig. 6.27B).

Tabla 6.14.- Análisis de la epidota (CH-44). Fórmula estructural sobre la base de 12,5 átomos de O y 8 cationes.

	Zo-Czo	Zo-Czo	Zo-Czo	Zo-Czo	Zo-Czo
Nº	76	77	78	79	80
SiO2	38.17	38.46	38.21	39.16	38.76
TiO2	0.06	0.07	0.04	0.06	0.08
Al2O3	26.44	27.91	28.52	28.10	29.90
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	7.71	6.70	5.72	6.30	4.30
MnO	0.26	0.21	0.24	0.06	0.10
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.10	0.10	0.11	0.07
CaO	22.30	23.05	23.13	23.07	23.79
NaO	1.15	0.13	0.68	0.13	0.02
K2O	0.10	0.02	0.06	0.04	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.14	0.12	0.06	0.13	0.14
Cl	0.42	0.34	1.91	0.03	0.00
Total	96.84	97.10	98.67	97.18	97.17
Si	3.10	3.07	3.07	3.09	3.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.53	2.62	2.70	2.62	2.76
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.44	0.36	0.28	0.38	0.23
Fe2+	0.08	0.09	0.10	0.04	0.05
Mn3+	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01
Mn2+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	1.94	1.97	1.99	1.95	2.00
Na	0.00	0.02	0.11	0.02	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
XAl	85.08	88.02	90.47	87.44	92.35
XAl=100*Al/(Al+Fe3)					

Distena

Este mineral es abundante en la roca CH-44, aparece en la matriz disperso entre minerales de la paragénesis eoalpina y fundamentalmente recristalizado, siguiendo una dirección de esquistosidad, probablemente mesoalpina, que corta

cristales de onfacita y es seguida por el alargamiento de agregados de anfíboles Na-Ca, como puede observarse en la figura 6.28.

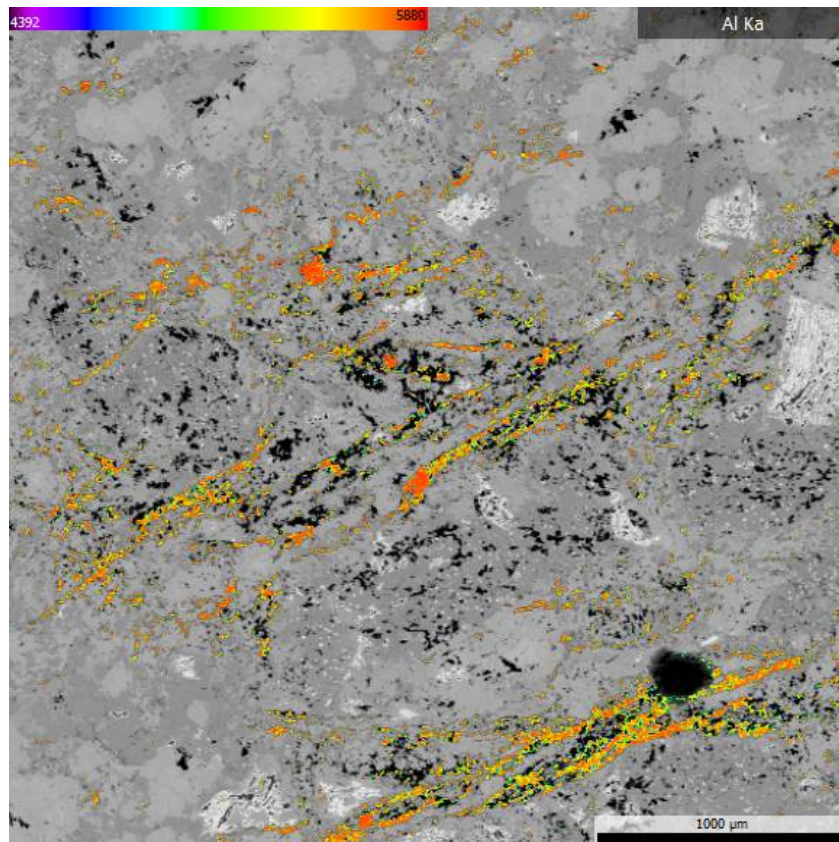


Figura 6.28. Mapa elemental de rayos X de la distena de la eclogita CH-44, que están parcialmente reemplazadas por paragonita. Obsérvese la orientación subparalela de los cristales de distena según una esquistosidad alpina tardía.

Micas

La composición de las micas se recoge en la tabla 6.15. En la eclogita CH-44 la fengita es predominante entre las micas, aunque éstas en general no son muy abundantes. Tampoco lo son en las metabasitas de Córdar y de Lugros, excepto en algunos basaltos ricos en Na, o que conteniendo material sedimentario intercalado (*interpillow*) probablemente derivado de hialoclastitas (Puga et al., 2000). La fengita aparece formando parte de algunos bordes de granates, como sustitución parcial del almandino durante la etapa mesoalpina en facies anfíbolitas de Ab-Ep. También se presenta texturalmente asociada, junto a epidota y anfíboles neoalpinos como la actinolita (Figs. 5.8A-1 y A-2, y Fig. 6.26). La composición de las fengitas estudiadas en esta eclogita es muy similar a la composición de las fengitas presentes en las eclogitas comparadas procedentes del afloramiento de Lugros (AUL-15) (Fig. 6.29). Los contenidos en Si oscilan, en el caso de la roca de Sierra de Baza, entre 3,2 y 3,3 mientras que en fengita de Lugros (AUL-15) el Si varía entre 3,1 y 3,2 apfu.

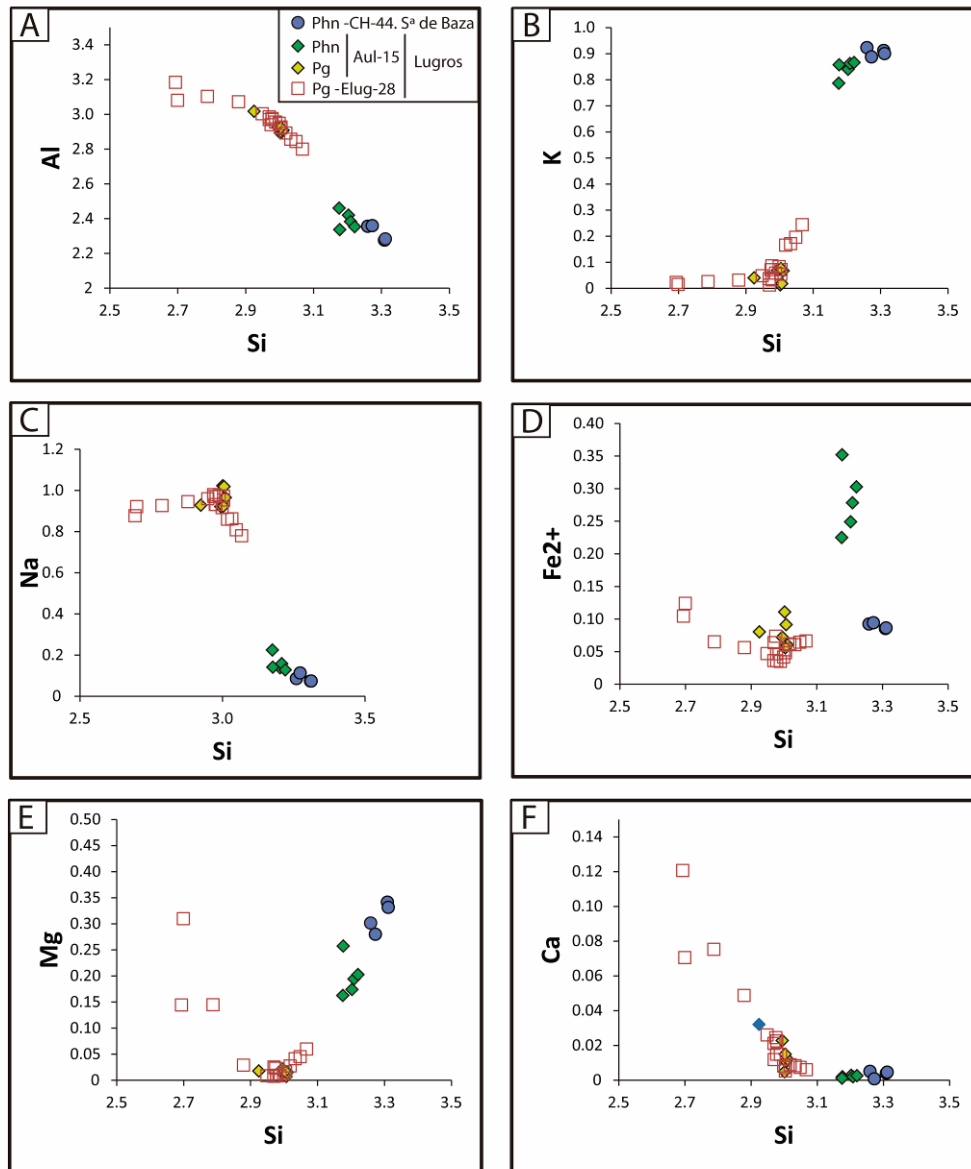


Figura 6.29.- Proyección del Si frente al Al, K, Na, Fe²⁺, Mg y Ca (apfu) de la paragonita (Pg) y la fengita (Ph) de la eclogita CH-44 de Sierra de Baza, comparados con los mismos valores en micas de eclogitas de Lugros (muestras AUL-15 y ELUG-28).

Tabla 6.15.- Análisis de micas (CH-44). Fórmula estructural sobre la base de 11 átomos de O y 7 cationes.

	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph
Nº	15	17	18	19	20
SiO ₂	47.92	48.97	48.60	49.27	49.60
TiO ₂	0.39	0.40	0.37	0.41	0.37
Al ₂ O ₃	29.38	28.33	29.72	28.75	29.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
FeO	1.62	1.64	1.67	1.52	1.54
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
MgO	2.98	3.36	2.79	3.41	3.33
CaO	0.07	0.01	0.01	0.06	0.06
NaO	0.65	0.65	0.87	0.57	0.57
K ₂ O	10.64	10.67	10.33	10.64	10.57
BaO	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04
F	0.06	0.09	0.04	0.06	0.07
Cl	0.19	0.24	0.18	0.16	0.15
Total	93.98	94.44	94.65	94.90	95.39
Si apfu	3.26	3.32	3.28	3.31	3.32
Al(IV)	0.74	0.68	0.72	0.69	0.68
Al(VI)	1.62	1.59	1.64	1.59	1.60
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.30	0.34	0.28	0.34	0.33
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.08	0.11	0.07	0.07
K	0.92	0.92	0.89	0.91	0.90
Ba	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00
f Al	0.69	0.70	0.69	0.70	0.70

fAl=Al(VI)/Al_{tot}

Rutilo

La composición del rutilo se recoge en la tabla 6.16. El rutilo aparece en la eclogita de Sierra de Baza principalmente formando agregados de cristales como exsolución de ilmenita primaria de origen ígneo (Figs. 5.8B-1 y B-2), aunque también aparece formando cristales independientes aleatoriamente orientados en la matriz, o como inclusiones de peciloblastos de diferentes fases metamórficas. Frecuentemente se encuentra como inclusiones muy pequeñas en la onfacita que sustituye a la Ti-augita ígnea durante la etapa eclogítica, y en los anfíboles que reemplazan a este onfacita en la subsecuente etapa anfibolítica.

Tabla 6.16.- Análisis de rutilo (CH-44). Fórmula estructural sobre la base de 2 átomos de O y de 1 catión.

Nº	Rt	
	7	8
SiO2	0.41	0.58
TiO2	96.39	97.76
Al2O3	0.17	0.22
Cr2O3	0.09	0.06
FeO	0.77	0.70
MnO	0.00	0.01
NiO	0.00	0.02
MgO	0.04	0.13
CaO	0.40	0.36
NaO	1.39	0.74
K2O	0.10	0.05
BaO	1.39	1.33
F	0.23	0.13
Cl	0.08	0.05
Total	101.47	102.13
Si	0.003	0.005
Al	0.003	0.003
Ti	0.976	0.978
Cr	0.001	0.001
Fe3	0.000	0.000
Fe2	0.009	0.008
Mn	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000
Mg	0.001	0.003
Ca	0.006	0.005
Na	0.036	0.019
K	0.002	0.001
Ba	0.007	0.007

Capítulo 7. Geoquímica de roca total

Las rocas ultramáficas estudiadas en Sierra de Baza (tabla 5.2), se proyectan en el campo de las rocas peridotíticas alpinas (Fig. 7.1) al igual que las peridotitas del Cerro del Almirez o de otros afloramientos de la AOB (Puga et al., 1999b; Puga 2005).

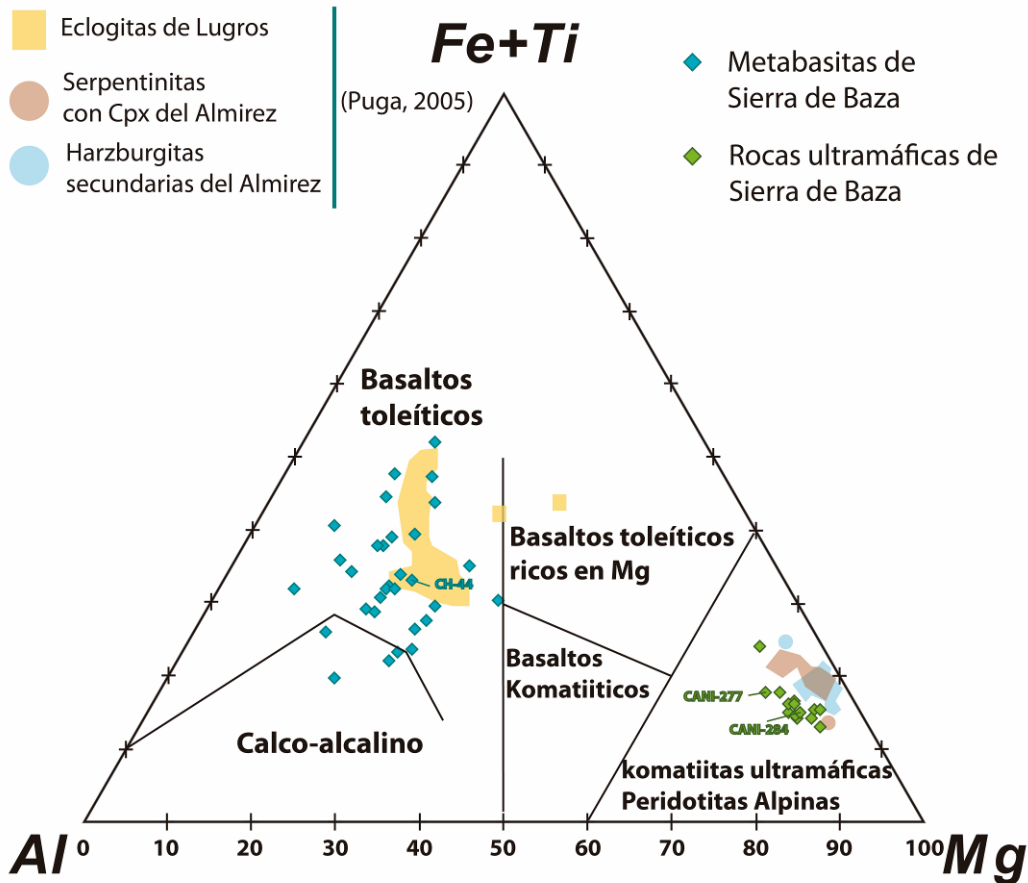


Figura 7.1.- Diagrama Fe+ Ti, Al, Mg (Jensen, 1976) para las rocas básicas y ultramáficas de las ofiolitas de Sierra de Baza, comparadas con las de Lugros y el Cerro del Almirez (modificado de Puga, 2005).

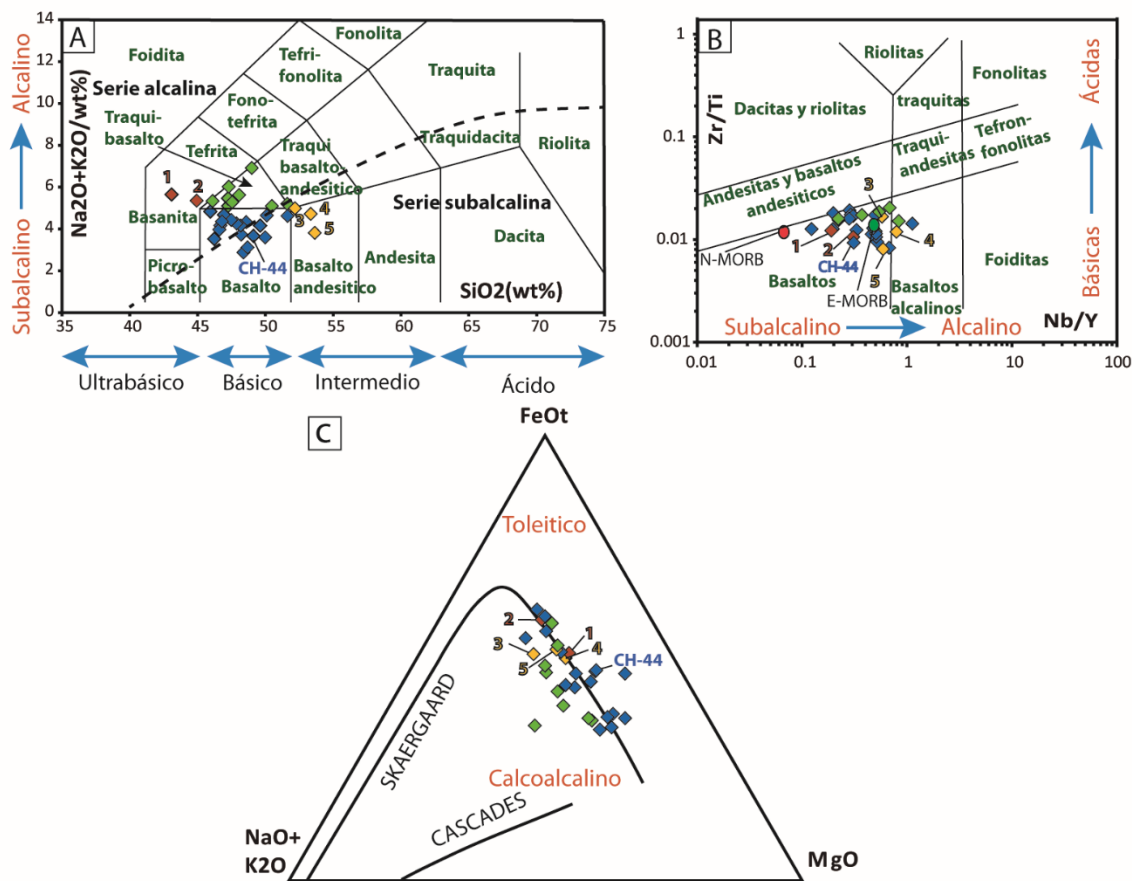


Figura 7.2.- Afinidad geoquímica de las rocas básicas de Sierra de Baza. A. Se trata de rocas subalcalinas y toleíticas de acuerdo con su proyección sobre el diagrama TAS (Total alcalinos-sílice) recomendado por IUGS (Le Bas y Streckeisen, 1991). B. Proyección de estas metabasitas sobre el diagrama TAS Proxy, basado en elementos inmóviles (según Pearce, 1996, modificado a partir de Floyd y Winchester, 1975). C. Proyección ternaria FeO , $\text{NaO}+\text{K}_2\text{O}$, MgO (Irvine y Baragar, 1971) en el que las escasas metabasitas estudiadas cuyos análisis se proyectan sobre los campos de basanitas y basaltos andesíticos en el diagrama 7.2A, son retraídas hacia el campo de los basaltos cuando, como en el diagrama 7.1B, en lugar de elementos móviles como alcalinos y sílice se utilizan como base de la clasificación elementos inmóviles Nb, Y, Zr, Ti.

Para la clasificación de las rocas volcánicas, el diagrama de SiO_2 frente a $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ es muy apropiado, especialmente si las lavas no están alteradas. Sin embargo, los elementos K, Na y Si, que componen este diagrama (Fig. 7.2A), son todos muy móviles y, por ello, Floyd y Winchester (1975) generaron otro diagrama con elementos inmóviles complementario al anterior (Fig. 7.2B), que ha sido posteriormente modificado por Pearce (1996). Este nuevo diagrama de clasificación de rocas ígneas pierde cierto detalle en comparación con el anterior, ya que desaparecen áreas de proyección de rocas como los picro-basaltos, basanitas, traqui-basaltos, tefritas, etc., pero ello permite una clasificación más apropiada de rocas alteradas o afectadas por procesos de metasomatismo o metamorfismo, como son las metabasitas ofiolíticas. Esto es apreciable en las rocas numeradas del 1 al 5 en la figura 7.2A, que dejan de estar dispersas fuera del campo de los basaltos en la figura 7.2B. Así, los rombos de color marrón (1 y 2), correspondientes a los análisis que se proyectan en el campo de las basanitas (muestras Cani-250B y Cani-300, respectivamente), los rombos de color marrón (3, 4 y 5), que se proyectan en el campo de los basaltos andesíticos

(muestras CH-21, Cani-5B y Cani-35), se ubican o aproximan al campo de los basaltos en su proyección en la Fig. 7.2B. Todas estas rocas, como puede verse en la tabla 5.1, corresponden a doleritas o gabros que han sufrido procesos de anfibolitización, durante los cuales se produce la albitización de la plagioclasa, con el consiguiente aumento de Na y Si frente a Ca y a los elementos inmóviles. El metasomatismo de fondo oceánico, con aporte de álcalis, ha podido ser también causa de la mayor dispersión de las rocas en el diagrama TAS (Fig. 7.2A) en comparación con el diagrama TAS Proxy (Fig. 7.2B). En consecuencia, el diagrama TAS de la Figura 7.2A llevaría a clasificar erróneamente algunas de las lavas subalcalinas como alcalinas (traquibasaltos y basanitas). El diagrama proxy de Floyd y Winchester (1975), sin embargo, al prescindir de los álcalis, permite clasificar la mayor parte de las metabasitas analizadas de Sierra de Baza como basaltos subcalcalinos y una proporción muy pequeña como transicionales hacia basaltos alcalinos (Fig. 7.2B). Estos basaltos, de acuerdo con su tendencia de cristalización ascendente, desde el vértice del MgO al del FeOT, a medida que se separa olivino del magma, corresponderían también a la serie toleítica, dentro del grupo de magmas subcalcalinos, como se muestra en las figuras 7.1 y 7.2C (Jensen, 1976; Irvine y Baragar, 1971).

La caracterización petrográfica, mineralógica y ubicación espacial de una selección de las metabasitas y ultramafitas de la Sierra de Baza, representativa de sus diferentes litologías y cuya geoquímica de roca total ha sido realizada, se muestra en las tablas 5.1 y 5.2. Las principales características geoquímicas de los diferentes tipos de rocas básicas se incluyen en las tablas 7.3, 7.4 y 7.5 y se representan en las figuras 7.1 y 7.2.

7.1. Geoquímica de roca total

Las rocas básicas analizadas corresponden a gabros piroxénicos y/o olivínicos, doleritas y basaltos que fueron posteriormente metamorfizados. Una de las metabasitas estudiadas (CH-44) es una eclogita procedente de un gabro piroxénico del sector occidental del área cartografiada (Rambla del Agua) y ha sido estudiada para la posterior determinación de las condiciones de P-T. Las metabasitas se han proyectado sobre un diagrama discriminante de ambiente tectónico (Fig. 7.3A) o diagrama Ti-V (Shervais, 1982; modificado según Pearce, 2003). Este diagrama evidencia que las rocas estudiadas caen en el campo de una secuencia típica MORB, muy similar a la existente en otras ofiolitas alpinas como las de Córcega, los Ligurides, Gets o Platta (Saccani et al., 2008a, Montanini et al., 2008, Bill et al., 2000 y Desmurs et al., 2002), representados en la Figura 7.3 junto con datos de otras ofiolitas béticas (Puga et al., 2017). La anfibolita Cani-300 tiene un valor muy alto de los contenidos en Ti y V, probablemente debido a una diferenciación de los magmas basálticos con mayor tendencia al fraccionamiento toleítico, lo que produce un enriquecimiento en Fe, Ti, Zr, Y y V (Miyashiro, 1975; Beccaluva et al., 1983). Esta peculiaridad química se refleja, en la mineralogía de esta roca, por la existencia de una gran cantidad de ilmenita transformada en agregados de rutilo, durante el metamorfismo en facies eclogítica

antes de su transformación en una anfibolita de Ab-Ep. En esta misma figura, las rocas Cani-288A y CH-12 se proyectan ligeramente fuera del campo MORB a diferencia de sus situaciones respectivas y diferentes en los diagramas 7.3B y C. La roca Cani-288A está enriquecida en Ti, lo que explicaría su posición en los diagramas de la figura 7.3A, B y C. La roca CH-12 podría ser un E-MORB según los diagramas de la figura 7.3B y C, aunque algo enriquecido en Th y algo más en La, que podría explicarse por una asimilación de sedimentos pelíticos.

El diagrama discriminante tectono-magmático Nb/Yb frente a Th/Yb de Pearce (1982), muestra la relación entre elementos compatibles e incompatibles para rocas ígneas básicas (Fig. 7.3B) y, en él, se pone de manifiesto que la mayor parte de las rocas básicas de de Sierra de Baza proceden de fuentes magmáticas de tipo E-MORB, independientemente del tipo de metamorfismo que haya afectado a sus protolitos. Algunas de estas metabasitas tienden hacia N-MORB y son definidas por algunos autores como T-MORB (Wood et al., 1979). La mayoría de las rocas básicas proyectadas en este diagrama, se encuentran algo más desplazadas a valores medios de los magmas de tipo E-MORB (Sun y McDonough, 1989), y tipo E-MAR a 45°N, 63°N en la dorsal medio-Atlántica.

Tabla 7.3.- Análisis de elementos mayores, elementos traza y relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de metagabros y metaferrogabros correspondientes a las ofiolitas de Sierra de Baza.

Roca #	Meta-gabros											Meta-ferrogabros	
	Anfibolita Ab+Ep 18	Anfibolita Ab+Ep 19	Anfibolita Ab+Ep 20	Eclogita 21	Eclogita cor. 22	Eclogita 23	Eclogita Anf. 24	Eclogita cor. 25	Eclogita cor. 26	Eclogita 27	Anfibolita 28	Eclogita cor. 29	
	Sigla Cani-5B	Cani-5C	Cani-83	Cani-139A	Cani-139B	Cani-139C	CH-10A	CH-43	CH-44	Cani-298	Cani-137A	Cani-137B	
SiO ₂ (wt.%)	53.33	49.90	47.49	45.93	45.78	46.67	48.92	46.20	48.65	44.84	45.56	46.78	
TiO ₂	1.85	2.08	1.33	1.11	0.93	1.69	1.46	1.59	1.41	0.83	3.91	3.90	
Al ₂ O ₃	13.65	13.90	16.37	16.82	18.16	17.31	16.75	16.59	15.66	19.40	12.66	11.46	
Fe ₂ O ₃	12.63	13.20	9.93	11.63	8.82	8.95	8.71	9.29	11.53	8.19	14.77	16.49	
MnO	0.06	0.07	0.10	0.21	0.14	0.17	0.05	0.16	0.24	0.08	0.15	0.29	
MgO	6.54	4.53	6.68	7.17	10.14	6.84	9.19	9.75	7.90	9.24	6.49	5.69	
CaO	7.08	8.32	12.53	10.25	11.28	11.24	9.25	10.94	9.90	10.22	9.55	8.57	
Na ₂ O	4.09	4.11	2.88	4.28	3.17	4.18	3.71	3.68	3.29	4.41	4.95	4.88	
K ₂ O	0.63	0.35	0.16	0.29	0.31	1.22	0.39	0.50	0.34	0.30	0.31	0.18	
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.16	0.14	0.26	0.49	0.16	0.35	0.10	0.08	0.45	0.77	
LOI	0.00	3.32	2.23	1.42	0.41	0.82	1.41	0.38	0.97	1.97	0.83	0.65	
Total	100.00	99.99	99.86	99.25	99.40	99.57	100.00	99.43	99.99	99.55	99.63	99.63	
Rb (ppm)	4.42	1.71	0.82	2.98	1.39	15.47	2.16	3.16	4.06	4.12	2.05	1.51	
Sr	217	217	781.00	58.12	344.71		180.00	151.13	135.00	213.64		74.00	
Ba	158	90	58.10	1690.89	62.52	0.00	44.50	22.43	205.30	9.52	0.00	135.00	
Sc	48	52	33.00	28.62	18.89		26.30	32.37	34.10	20.92		62.70	
V	263	307	187.10	176.81	132.41	228.00	168.10	186.83	201.40	116.50	870.00	815.00	
Cr	289	337	376.70	397.16	631.10	317.00	300.20	460.70	293.50	387.37	150.00	150.00	
Co	51	72	45.40	33.88	34.50		60.60	76.53	122.90	51.65		61.20	
Ni	34	22	83.20	111.21	238.03	115.00	138.00	225.91	113.80	282.03	87.00	33.00	
Cu	12	17	8.70	7.20	32.13	0.00	3.60	6.54	5.10	7.18	0.00	6.00	
Zn	11	21	1.50	35.98	53.64	0.00	13.70	45.46	16.20	27.59	102.00	100.00	
Y	12.6	35.0	17.40	20.20	13.67	18.05	13.94	22.18	18.58	15.74	33.51	57.00	
Nb	10.00	17.00	8.00	3.24	3.88		9.40	6.50	5.80	1.94		28.90	
Ta	0.38	0.99	0.25	0.28	0.36	0.43	0.26	0.65	0.30	0.22	0.49	0.54	
Zr	131	162	89.10	79.00	106.00	153.00	72.40	165.00	78.70	62	206.00	282.00	
U	0.22	0.44	0.21	0.10	0.06	0.44	0.23	0.13	0.21	0.22	0.37	0.41	
Th	2.24	2.05	0.27	0.27	0.22	0.91	0.35	0.35	0.27	0.13	0.89	1.31	
Pb	4.00	4.70	4.70	0.58	0.98		0.80	0.38	1.00	1.08		1.80	
La	2.76	10.29	5.43	1.79	4.46	15.26	5.16	7.72	4.18	3.11	11.35	14.62	
Ce	6.55	22.59	13.26	4.30	10.98	27.39	11.35	19.26	10.31	8.33	28.26	35.40	
Pr	0.93	2.97	1.88	0.63	1.53	4.07	1.57	2.70	1.55	1.29	4.16	5.11	
Nd	4.53	13.52	9.26	3.18	7.02	15.71	7.63	12.41	8.06	6.50	21.34	25.82	
Sm	1.34	3.62	2.63	1.16	1.82	4.55	2.16	3.29	2.69	1.98	6.30	7.37	
Eu	0.45	1.13	1.06	0.27	0.77	1.44	0.90	1.35	1.18	0.86	1.95	2.16	
Gd	1.54	4.24	2.93	1.84	2.03	4.28	2.35	3.60	3.21	2.32	6.66	8.00	
Tb	0.33	0.92	0.59	0.38	0.34	0.77	0.46	0.58	0.65	0.40	1.25	1.63	
Dy	1.99	5.57	3.21	3.09	2.07	3.88	2.46	3.67	3.50	2.70	6.39	9.14	
Ho	0.46	1.28	0.67	0.72	0.47	0.77	0.52	0.78	0.72	0.58	1.32	2.00	
Er	1.41	3.72	1.80	1.90	1.26	1.97	1.37	2.11	1.93	1.56	3.50	5.57	
Tm	0.25	0.63	0.28	0.30	0.21	0.31	0.21	0.33	0.30	0.23	0.56	0.91	
Yb	1.54	3.73	1.60	1.80	1.21	1.77	1.15	1.94	1.80	1.37	3.20	5.42	
Lu	0.21	0.51	0.22	0.26	0.17	0.24	0.16	0.29	0.25	0.20	0.47	0.80	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$										0.70	0.71		
Error Sr/Sr										0.00	0.00		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$										0.51	0.51		
Error Nd/Nd										0.00	0.00		
Litotipo	Gabro	Gabro	Gabro Px-Ol	Gabro Px	Gabro Px	Gabro Px	Gabro	Gabro	Gabro Px-Ol	Gabro Px	Ferrogabro	Ferrogabro	
Tipo													
(La/Yb) _N	1.217	1.875	2.31	2.41	1.83	5.85	3.04	2.71	1.58	1.54	2.41	1.83	
(La/Sm) _N	1.286	1.773	1.29	1.13	1.24	2.10	1.49	1.46	0.97	0.98	1.13	1.24	
Ba/Th	70.38	43.90	217.74	6332.91	280.34	0.00	127.34	64.84	756.45	72.14	0.00	103.15	
Pb/Th	1.79	2.29	17.61	2.15	4.40	0.00	2.29	1.10	3.68	8.21	0.00	1.38	

La figura 7.3B muestra que algunas de las rocas ofiolíticas de Sierra de Baza presentan un cierto enriquecimiento en Th, que hace que la proyección de sus razones Th/Yb esté fuera del campo propio de los valores del MORB, de forma similar a lo que sucede en algunas ofiolitas alpinas utilizadas para la comparación en este diagrama (es el caso de las rocas Cani-5B, Cani-5C y CH-12). Este enriquecimiento en Th y en otros elementos litófilos suelen producirse cuando los magmas basálticos de tipo MORB asimilan, aunque sea en pequeña proporción, rocas sedimentarias durante su salida hasta la superficie oceánica, o bien cuando estos magmas intruyen en sedimentos oceánicos y se emplazan entre ellos formando *sills*. Este enriquecimiento anómalo en Th es consecuencia del contenido mucho más elevado de Th que presentan las rocas sedimentarias, especialmente las pelíticas que hayan podido ser asimiladas, con respecto a los magmas basálticos, como puede verse en la figura 7.3B. En esta figura, se han proyectado también, para comparación, un micaesquisto de la Secuencia sedimentaria ofiolítica (Cani-286) y la composición del GLOSS (*global subducting sediment average*) según Plank y Langmuir, 1998), que es parecida a la de los micaesquistos de Sierra de Baza.

Tabla 7.4.- Análisis de elementos mayores, elementos traza y relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de metadoleritas y metaferrodoleritas correspondientes a las ofiolitas de Sierra de Baza.

Roca #	Meta-doleritas											Meta-ferrodolerita
	Anfibolita Ab+Ep	Anfibolita Ab+Ep	Anfibolita Ab+Ep	Anfibolita Ab+Ep	Anfibolita Ep	Eclogita Anf.	Anfibolita Ep	Anfibolita Ep	Anfibolita Ab+Ep	Eclogita	Eclogita	Anfibolita Ab+Ep
	30	31	32	34	35	36	37	38	39	40	31	42
Sigla	Cani-22	Cani-23	Cani-35A	Cani-48	Cani-95	Cani-250B	Cani-285	Cani-288A	CH-21	CH-58	CH-62	Cani-300
SiO ₂ (wt.%)	44.90	47.00	52.27	47.25	46.67	42.65	46.10	47.67	50.87	46.67	45.81	44.28
TiO ₂	1.68	1.29	1.16	2.01	0.99	1.33	1.88	2.30	2.18	1.51	1.33	3.24
Al ₂ O ₃	19.69	19.75	12.08	15.99	19.89	15.68	17.91	16.81	16.79	15.83	18.23	13.93
Fe ₂ O ₃	9.99	8.45	10.01	11.14	6.17	17.26	11.42	10.12	10.58	9.13	7.79	15.32
MnO	0.21	0.08	0.18	0.17	0.10	0.40	0.11	0.16	0.14	0.20	0.12	0.10
MgO	2.99	5.38	4.43	5.60	6.61	5.19	7.97	4.76	4.05	8.81	9.10	7.67
CaO	11.92	11.34	13.61	10.25	12.66	9.30	5.13	12.99	7.74	10.54	11.67	8.37
Na ₂ O	3.08	2.92	3.67	5.30	4.09	5.15	3.55	3.53	4.70	4.13	3.54	4.87
K ₂ O	1.11	1.14	0.04	0.24	0.05	0.44	0.55	0.17	0.16	1.03	0.38	0.41
P ₂ O ₅	0.36	0.17	0.02	0.35	0.16	1.58	0.30	0.38	0.26	0.31	0.32	0.32
LOI	3.77	2.48	2.54	1.39	2.39	0.77	5.07	0.89	2.54	1.19	0.98	0.89
Total	99.69	100.00	100.01	99.70	99.77	99.73	99.99	99.78	100.01	99.34	99.25	99.20
Rb (ppm)	20.69	19.67	0.24	2.38	0.45	2.43	5.17	1.54	3.66	9.42	1.47	3.55
Sr	572.56	934	312	184.84	411.93	60.20	209.00	393.24	282.00	176.38	468.27	131.51
Ba	201.09	125	36	15.07	10.77	0.00	89.50	10.32	122.80	97.15	131.67	54.63
Sc	31.93	21	33	39.20	18.79	0.00	29.40	35.07	36.40	28.45	24.22	50.00
V	205.61	165	186	264.59	129.24	174.00	254.50	241.56	316.00	173.63	149.26	378.48
Cr	252.81	238	324	297.41	445.82	331.00	230.10	182.62	94.70	499.00	293.50	26.71
Co	58.88	49	86	44.15	50.93	0.00	54.20	54.99	53.60	86.74	85.74	79.51
Ni	90.11	76	138	128.84	171.97	0.00	310.60	117.27	183.60	195.43	207.17	232.53
Cu	161.63	4	5	8.53	43.92	0.00	66.00	29.49	113.60	6.71	26.45	28.04
Zn	51.70	1	113	68.57	43.66	0.00	94.30	102.16	171.10	47.83	56.43	81.54
Y	24.3	24.6	16.3	39.51	16.20	115.98	32.46	35.24	35.65	23.74	19.04	28.57
Nb	12.07	8.00	9.60	8.80	3.63	22.15	16.20	9.87	20.50	12.86	5.84	8.81
Ta	0.94	0.16	0.36	0.71	0.36	0.33	0.25	0.81	1.04	1.12	0.60	0.62
Zr	124	95	56	200.00	92.00	100.00	194.40	218	217.60	170.00	140.00	212.00
U	0.27	0.32	0.29	0.25	0.13	0.04	0.55	0.34	0.54	0.22	0.12	2.06
Th	0.74	0.51	0.84	0.64	0.47	0.05	0.97	0.60	1.13	0.68	0.33	0.46
Pb	3.21	3.30	10.50	2.27	1.63	0.00	3.60	7.96	37.00	0.61	0.99	3.10
La	9.26	8.73	7.62	8.18	4.70	0.32	11.31	9.22	12.69	9.63	6.89	18.68
Ce	20.14	20.44	17.21	21.32	11.88	0.63	27.77	24.08	27.26	21.81	17.44	38.49
Pr	2.67	2.84	2.07	3.18	1.77	0.09	3.89	3.62	4.19	2.85	2.43	4.48
Nd	12.32	13.45	9.45	15.66	8.62	0.46	18.52	16.99	20.18	12.70	11.07	18.45
Sm	3.55	3.47	2.40	4.71	2.43	0.18	4.93	4.89	5.46	3.21	2.91	4.20
Eu	1.52	1.40	0.79	1.66	0.97	0.11	1.62	1.61	1.75	1.20	1.18	1.48
Gd	3.99	3.77	2.58	5.49	2.74	0.81	5.35	5.61	5.81	3.49	3.17	4.37
Tb	0.66	0.73	0.51	0.92	0.44	0.66	1.06	0.92	1.15	0.57	0.52	0.73
Dy	4.10	3.99	2.75	6.26	2.65	10.20	5.79	6.16	6.36	3.76	3.13	4.85
Ho	0.88	0.86	0.59	1.48	0.56	4.05	1.22	1.34	1.36	0.84	0.68	1.08
Er	2.34	2.34	1.60	4.53	1.45	15.10	3.30	3.58	3.79	2.30	1.78	2.90
Tm	0.36	0.36	0.25	0.66	0.24	2.70	0.52	0.54	0.62	0.36	0.29	0.46
Yb	2.17	1.98	1.43	4.59	1.38	16.01	2.94	3.26	3.67	2.12	1.68	2.66
Lu	0.32	0.26	0.20	0.78	0.19	2.27	0.40	0.48	0.51	0.31	0.25	0.38
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			0.706						0.71			
Error Sr/Sr			0.002						0.00			
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			0.513						0.51			
Error Nd/Nd			0.002						0.00			
Litotipo	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Dolerita	Ferrodolerita
Tipo												
(La/Yb) _N	2.90	2.999	3.632	1.21	3.63	0.01	2.61	1.92	2.35	3.09	2.78	4.78
(La/Sm) _N	1.63	1.572	1.986	1.08	1.99	1.10	1.43	1.18	1.45	1.88	1.48	2.78

En la utilización de un diagrama binario de elementos incompatibles de las REEs pesadas normalizado a N-MORB Pearce (2008), es importante elegir muestras con composiciones cercanas al 8% en peso de MgO, de acuerdo con la mayoría de los estudios de vidrios de dorsales oceánicas (*ocean ridge glasses*: Pearce, 2014). Este tipo de magmas son poco abundantes entre las metabasitas aquí estudiadas, que derivan, en su mayoría, de magmas más diferenciados (tablas 7.3, 4 y 5). En la figura 7.3B se aprecian claramente altos gradientes globales de algunos patrones (alto Nb/Yb), que es un indicador de la alcalinidad del magma.

Tabla 7.5.- Análisis de elementos mayores, elementos traza y relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de metabasaltos y sills correspondientes a las ofiolitas de Sierra de Baza. Los análisis de elementos mayores correspondientes a las rocas RA-33A y RA-33B no se han realizado por el momento.

Roca #	Meta-basaltos								Meta-basaltos (sills)				
	Anfibolita Ab+Ep	Eclogita Anf.	Anfibolita	Anfibolita Ep	Eclogita	Anfibolita Ep	Anfibolita Ab+Ep	Eclogita	Eclogita	Eclogita	Eclogita	Anfibolita Ab+Ep	Anfibolita Ab+Ep
Sigla	Cani-136B	Cani-138	Cani-253	Cani-281	CH-12	CH-12B	CH-40	RA-33A	RA-33B	ELUG-28	AUL-15	Cani-42	Cani-43
SiO ₂ (wt.%)	49.43	46.70	50.50	46.26	48.38	49.31	49.46			46.10	53.04	47.41	45.26
TiO ₂	2.29	2.18	1.13	1.82	2.30	2.30	1.82			2.12	2.15	1.36	2.49
Al ₂ O ₃	15.46	15.09	14.27	12.49	16.50	15.01	14.26			15.90	15.34	13.88	12.71
Fe ₂ O ₃	11.49	12.49	9.43	9.79	7.77	10.01	8.81			15.44	12.60	13.43	14.43
MnO	0.18	0.20	0.10	0.18	0.07	0.05	0.05			0.08	0.11	0.13	0.09
MgO	2.99	5.87	5.99	11.94	6.02	6.91	8.88			6.88	2.19	10.76	4.21
CaO	12.85	9.82	11.10	14.09	10.28	9.90	9.28			4.78	6.25	8.07	11.71
Na ₂ O	3.42	5.17	4.68	1.84	6.58	4.18	4.64			5.51	5.69	2.45	3.98
K ₂ O	0.14	0.77	0.41	0.15	0.29	0.40	0.35			0.43	0.36	0.38	0.24
P ₂ O ₅	0.64	0.43	0.22	0.14	0.57	0.36	0.42			0.28	0.85	0.16	0.19
LOI	0.87	0.71	1.82	1.04	0.60	1.57	2.04			1.52	1.19	1.98	4.69
Total	99.75	99.42	99.66	99.73	99.35	100.00	100.01	0.00	0.00	99.04	99.78	100.01	100.00
Rb (ppm)	1.44	0.10	6.69	6.92	1.64	2.92	1.22			3.33	7.68	3.26	1.66
Sr	190.40		553.00	153.16	61.62	170.00	255.00	132.39	84.21	150.39	275.00	177	195.00
Ba	39.23	15.00	93.00	3.09	15.03	75.90	59.80	442.58	634.44	14.05	26.40	55	79.20
Sc	36.42		39.00	33.78	31.67	36.60	32.00	24.29	26.11	36.84		33	62.30
V	313.27	284.00	327.00	202.99	245.63	269.90	289.90	144.61	154.64	281.32	187.63	190	439.70
Cr	152.72	355.00	356.00	406.73	107.77	162.70	660.90	218.30	265.12	224.03	91.00	527	112.80
Co	62.10	0.00	31.90	63.15	77.54	54.80	56.20	96.33	124.74	178.53	131.00	67	66.00
Ni	49.44	98.00	85.00	128.23	109.72	60.40	119.90	159.47	127.02	77.57	27.00	289	42.70
Cu	46.73	38.00	12.00	50.14	8.60	3.30	4.00	8.34	7.99	10.90	63.00	7	3.00
Zn	91.32	35.00	8.00	79.83	48.11	12.20	4.40	33.86	37.11	22.27	79.00	112	9.20
Y	48.40	21.60	22.26	26.62	23.80	19.97	35.86	18.28	18.02	25.40	49.00	20.2	21.34
Nb	9.64		8.10	6.67	20.07	22.50	24.40	3.74	3.96	10.83	28.79	10.30	11.10
Ta	0.86	0.74	0.36	0.57	1.58	0.75	0.62	0.58	0.64	1.18	2.15	0.14	0.24
Zr	249.00	182.00	120.00	157	207.00	194.50	222.10	20.16	24.93	24.37	417.00	87	141.00
U	0.29	0.46	0.51	0.45	1.90	0.93	0.82	0.16	0.04	0.61	1.07	0.61	0.19
Th	0.69	0.81	1.94	0.44	3.57	0.86	1.13	0.74	0.29	0.67	2.71	0.90	0.50
Pb	3.13		3.30	1.03	1.11	4.00	1.00	1.47	1.04	0.67	12.02	3.50	1.10
La	11.29	9.37	12.33	6.01	29.17	13.51	21.09	6.91	3.32	8.20	28.97	7.15	7.87
Ce	28.47	22.68	26.39	16.03	64.34	29.75	46.99	17.16	8.46	14.82	61.05	15.53	18.96
Pr	4.25	3.09	3.38	2.45	8.19	3.92	6.04	2.55	1.26	2.02	7.83	2.05	2.62
Nd	20.75	14.62	15.02	11.85	34.93	18.01	26.98	12.34	5.48	8.71	33.47	9.76	12.57
Sm	6.18	3.82	3.71	3.63	8.33	4.55	6.43	3.83	1.76	2.39	8.41	2.80	3.34
Eu	2.09	1.25	1.18	1.28	2.37	1.49	2.13	1.34	0.63	1.00	2.96	1.11	1.10
Gd	7.20	3.89	3.96	4.22	7.52	4.60	6.56	4.52	2.42	3.01	8.85	3.28	3.59
Tb	1.18	0.76	0.76	0.71	1.06	0.84	1.24	0.77	0.43	0.54	1.46	0.66	0.72
Dy	8.37	4.08	4.17	4.64	5.13	4.07	6.51	3.88	2.83	3.84	9.60	3.62	3.89
Ho	1.86	0.86	0.88	1.01	0.87	0.76	1.34	0.68	0.66	0.95	1.93	0.76	0.82
Er	5.53	2.31	2.40	2.55	2.08	1.83	3.52	1.97	1.90	2.75	4.89	2.07	2.24
Tm	0.75	0.36	0.37	0.40	0.32	0.26	0.52	0.30	0.29	0.43	0.72	0.33	0.36
Yb	5.22	1.99	2.10	2.29	2.01	1.38	2.80	1.76	1.71	2.70	4.18	1.89	2.07
Lu	0.89	0.26	0.27	0.31	0.28	0.17	0.35	0.27	0.25	0.37	0.60	0.27	0.30
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$				0.70			0.71					0.706	
Error Sr/Sr				0.00			0.00					0.002	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$				0.51			0.51					0.513	
Error Nd/Nd				0.00			0.00					0.002	
Litotipo	Basalto	Basalto	Pillow lava	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Pillow lava	Pillow lava	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
Tipo													
(La/Yb) _N	1.47	3.21	3.99	1.79	9.88	6.64	5.11	2.67	1.32	2.06	4.71	2.573	2.58
(La/Sm) _N	1.14	1.53	2.07	1.03	2.19	1.85	2.05	1.13	1.18	2.14	2.15	1.593	1.47

El Yb es un elemento compatible en el manto, por lo que los magmas más recientes en el tiempo son, en general, los de menor contenido en Yb. Pero, también, los magmas con menor contenido en Yb pueden ser los procedentes de fuentes mantélicas más profundas. En la figura 7.3B las ofiolitas de Sierra de Baza se proyectan en el campo distensivo correspondiente a los magmas generados en las dorsales oceánicas; las rocas procedentes de magmas más pobres en Yb se aproximan algo más, en su proyección, al campo de los OIBs, los cuales también se originan a partir de magmas generados en un ambiente distensivo pero procedentes de fuentes más profundas.

En la figura 7.3C, la proyección de la mayoría de los basaltos y de los gabros de Sierra de Baza se agrupa preferentemente entre los valores (La/Sm)_N= 1,0 y 2,1, aunque algunos de estos alcanzan valores de 2,8, cómo algunos de los basaltos ofiolíticos Alpino-Apenínicos más empobrecidos en LREE (por ejemplo Córcega, Calabria y Platta), pero, sobre todo, son similares a los valores medios de los magmas tipo E-MORB de la Dorsal Atlántica a 63°N y se extienden, en menor proporción, hasta

los valores E-MORB de esta dorsal a 45°N que son más ricos en LREE. Las rocas de Sierra de Baza CH-12, CH-12B y CH-40 proyectadas en este diagrama, con valores de $(La/Yb)_N$ superiores a 5 frente a valores $(La/Sm)_N$ superiores a 1.8, se salen del *trend* de enriquecimiento en LREE del E-MORB entre 63 y 45°N. Esto puede deberse a diferencias en su composición mineralógica, como consecuencia de la asimilación de sedimentos pelíticos que enriquecen la muestra en LREE, o debido a pequeños grados de fusión parcial propios de un P-MORB (Bill et al., 2000, ver figura 7.4A). Las ofiolitas de Gets son un claro ejemplo de esto último, saliéndose por tanto también del *trend* y coincidiendo con la proyección de la roca CH-40, que posee mucha similitud con los basaltos de Gets (ver figura 7.3C).

Las rocas transicionales (o T-MORB), se encuentran próximas al campo de las rocas N-&G-MORB (Fig. 7.4A), y se proyectan más cerca del campo de las rocas basálticas G-MORB (Fig. 7.4B), definido como MORB influenciado por la presencia de granate en su fuente mantélica (Saccani, 2015). Las rocas basálticas con posible afinidad G-MORB son volumétricamente minoritarias en las ofiolitas de Sierra de Baza, con respecto a las rocas basálticas con afinidad E-MORB (Fig. 7.4B), aunque se proyectan muy cerca del campo definido para G-MORB. Estas rocas basálticas minoritarias, con afinidad cercana a G-MORB (muestras RA-33B, Cani-281, Cani-282, Cani-303, CH-44: tablas 7.3, 7.4 y 7.5), tienen composiciones químicas globales que son más bien similares a las N-MORBs, como lo demuestran su TiO_2 (1,08-2,16% en peso), P_2O_5 (0,10-0,22% en peso), Zr (75,5-161 ppm) e Y (18,58-48,45 ppm), así como por sus relaciones Nb/Y (0,19-0,32) y Ti/V (40,97-53,68). Debido al contenido comparativamente más alto en Th de las rocas G-MORB en comparación con las rocas N-MORB, así como a sus relaciones LREE/HREE, algunos autores han interpretado estas rocas como MORBs de tipo transicional (T-MORBs), generadas a partir de fuentes de manto ligeramente enriquecidas durante el inicio de la acreción oceánica (e.g., Venturelli et al., 1979). En la reevaluación de esta interpretación, Montanini et al. (2008) y Saccani et al. (2008a) han observado que estas rocas T-MORBs muestran típicamente una variación significativa en HREE con respecto a MREE y que sus relaciones $(Dy/Yb)_N$ (1,15 a 1,59, Fig. 7.4B) son más altas que las N-MORB típicas ($Dy_N / Yb_N = 1$, Sun y McDonough, 1989). Por lo tanto, han sugerido que el enriquecimiento LREE/HREE estaba relacionado con la disminución en HREE en lugar del enriquecimiento en LREE. Interpretando la reducción de HREE/MREE como un claro indicio de la existencia de granate en sus fuentes mantélicas (Saccani et al., 2015). La proyección de la roca N-MORB en la figura 7.4B (Cani-139A), ha sido comprobada mediante su representación en un diagrama de REE normalizado a condritos (Fig. 7.5).

La muestra Cani-139A presenta un patrón de REEs N-MORB. Por el contrario, la muestra Cani-48, no presenta un patrón de REEs propio de N-MORB siendo más parecido a E-MORB (figuras. 7.5 y 7.8). Aunque los G-MORBs se solapan en gran parte con las composiciones de N-MORB (Fig. 7.4A) hay una tendencia de los G-MORB a representar gráficamente las composiciones que están menos empobrecidas en Th y Nb. Debido a sus contenidos comparativamente más altos en estos elementos, así

como en sus relaciones LREE/HREE, las muestras Cani-281, RA-33B y CH-44, presentan un patrón de REEs diferente al N-MORB y E-MORB (Fig. 7.5), que podría asimilarse al generado por las rocas G-MORB. Las muestras Cani-282 y 303 son epidotitas originadas por asimilación de rocas carbonatadas por magmas basálticos intercalados en forma de *sills* entre sedimentos y, por tanto, no se han representado en la figura 7.5.

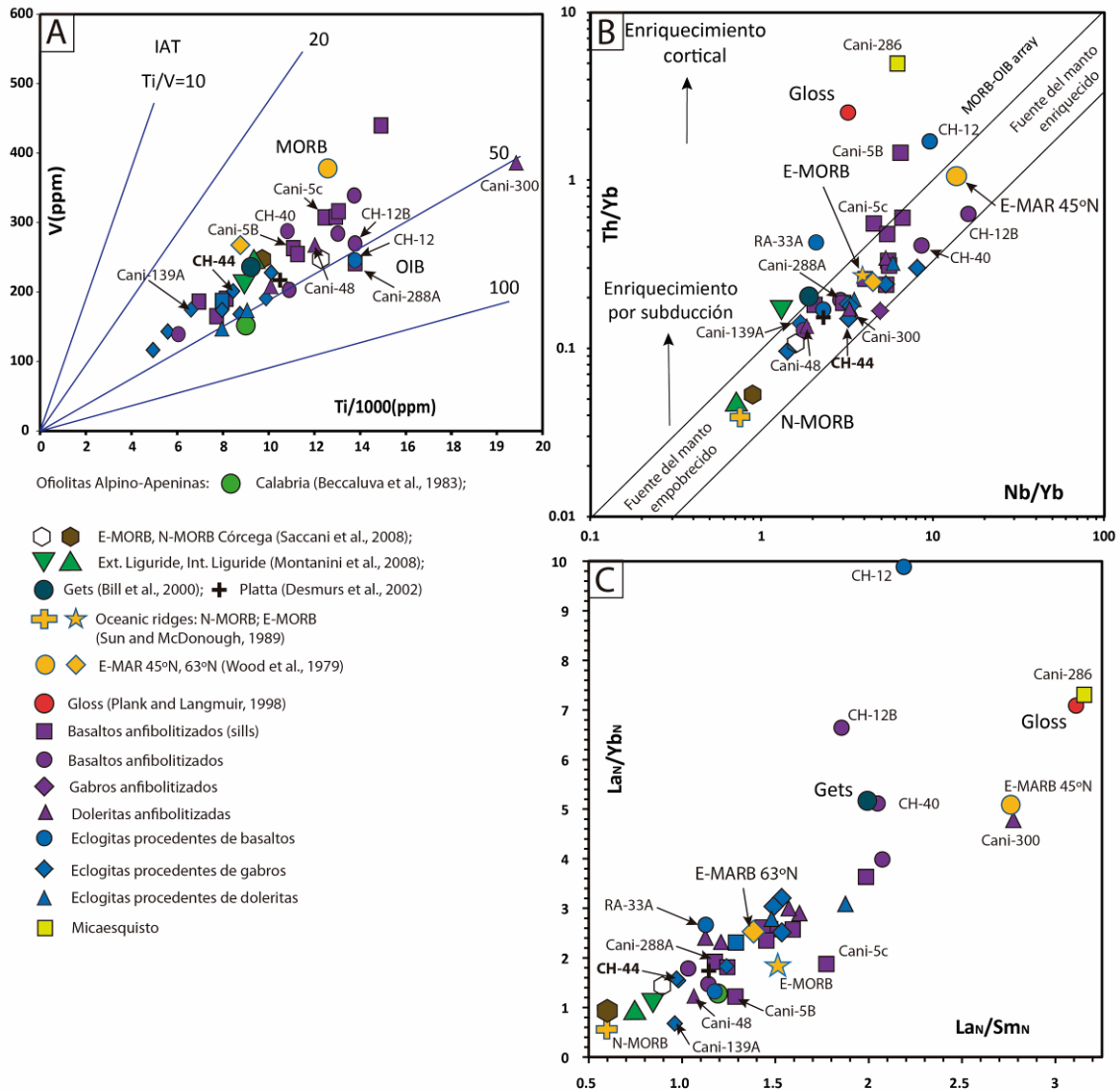


Figura 7.3.- Afinidad geoquímica de las rocas básicas de Sierra de Baza: A. Diagrama discriminante tectono-magmático Ti/1000 frente a V, según Shervais, (1982); B. Diagrama discriminante tectono-magmático Nb/Yb frente a Th/Yb, según Pearce, (1982); C: Diagrama La_N/Sm_N frente a La_N/Yb_N.

Los principales tipos de rocas meta-ultramáficas presentes en la Sierra de Baza (lherzolitas parcialmente serpentinizadas y harzburgitas secundarias serpentinizadas), cuya caracterización petrográfica, mineralógica y de situación geográfica se muestra en la tabla 5.2, no pueden distinguirse claramente en los diagramas de tipo Harker debido a que sus contenidos de Zr muy parecidos entre sí (Fig. 7.6). Este elemento no cambió durante el proceso metasomático oceánico que afectó al litotipo primario, que originó las principales diferencias químicas entre estos dos tipos de rocas meta-ultramáficas

ofiolíticas: Iherzolitas con Cpx parcialmente serpentinizadas en ambiente oceánico y harzburgitas secundarias sin restos de Cpx mantélico, debido a haber experimentado un metasomatismo más avanzado que las anteriores en ambiente oceánico (Puga et al., 1999b). Sin embargo, estas diferencias pueden observarse claramente en el diagrama de Al_2O_3 frente a CaO (Fig. 7.7) y en sus patrones de REE normalizados a condritos (Fig. 7.8).

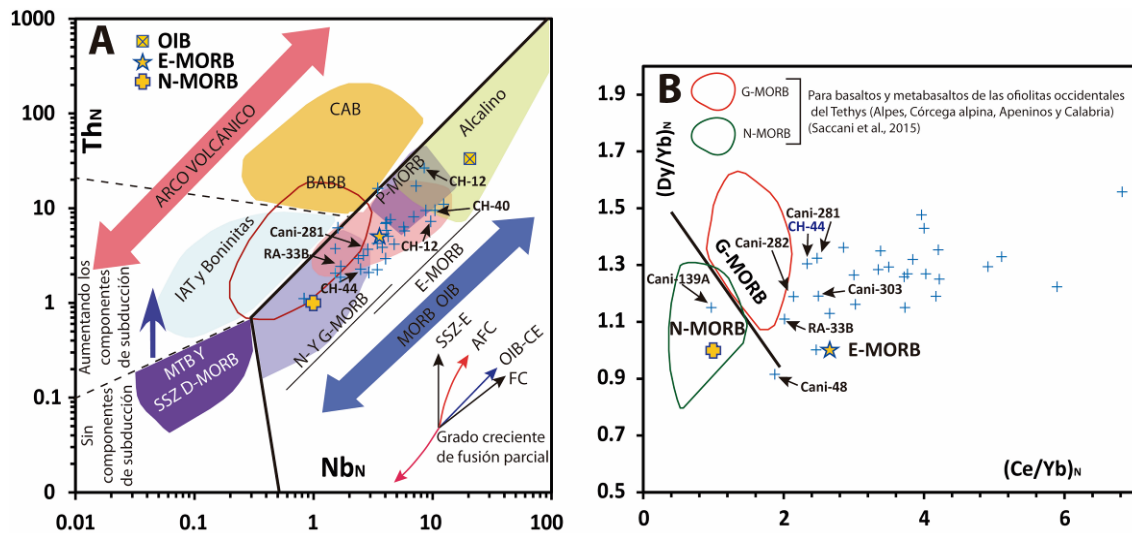


Figura 7.4.- A. Diagrama de NbN frente a ThN normalizado a N-MORB (Saccani, 2015) para basaltos y metabasaltos de las ofiolitas del Tethys oriental (Alpes, Córcega Alpina, Apeninos y Calabria). Abreviaturas: MORB: mid-ocean ridge basalt, N-: De tipo normal, E-: De tipo enriquecido, P-: De tipo pluma, G-: Influenciado por granate en su fuente mantélica. Los campos que muestran la variación de composición de N y G-, E-, P-MORBs y basaltos alcalinos de las ofiolitas mundiales son de Saccani (2015). B. Diagrama $(Ce/Yb)_N$ frente a $(Dy/Yb)_N$ normalizado a condritos (Saccani, 2015), utilizado para discriminar entre G-MORB (MORB influenciado por granate) y N-MORB (Saccani, 2015). Los valores de normalización en ambos paneles son de Sun y McDonough (1989). Las rocas CH-44, Cani-281 y RA-33B en la figura B, están muy próximas al campo G-MORB estipulado por Saccani et al. (2015). Para el origen de los datos, consúltese las tablas 7.3, 4 y 5.

Como consecuencia de la baja movilidad del Zr en los procesos metasomáticos y metamórficos que afectan a las ofiolitas alpinas, así como a las ofiolitas béticas, se ha proyectado la variación de los principales elementos mayores y trazas, en rocas básicas y ultramáficas, frente a la variación de este elemento, en diagramas de tipo Harker (Fig. 7.6). Estos diagramas revelan las tendencias similares de diferenciación, en elementos mayores y elementos-traza, entre las rocas básicas y ultramáficas de las ofiolitas de Sierra de Baza y las de otras ofiolitas béticas, (procedentes de los afloramientos de Lugros, Almirez y Cóbдар), utilizadas para comparación. Los valores superiores en CaO a los presentados por las ofiolitas de Sierra de Baza (hasta el 20%), corresponden a dos tipos de rocas, clinopiroxenitas y rodingitas del Almirez, que no han sido identificadas entre las ofiolitas de Sierra de Baza.

El Na_2O se encuentra menos disperso en las rocas correspondientes a Sierra de Baza (principalmente en las rocas de origen volcánico), en comparación con rocas de otros afloramientos ofiolíticos béticos (Fig. 7.6D). Esto podría ser debido, en parte, a un menor enriquecimiento metasomático durante el proceso de fondo oceánico previo

al metamorfismo alpino. No obstante, la mayor dispersión por el contenido variable en Na_2O la presentan las rocas claramente metasomáticas en su origen, como las rodingitas del Cerro del Almirez y los cloritoesquistos anfibolitizados de Sierra de Baza.

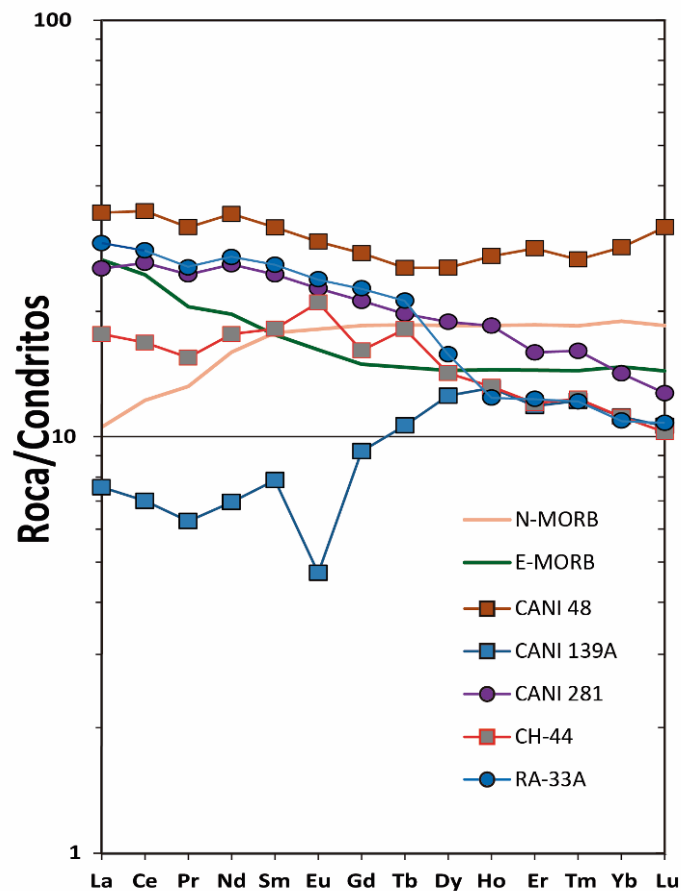


Figura 7.5.- Diagrama de REE normalizado a condritos, según Sun y McDonough, (1998) de las rocas metabásicas de Sierra de Baza con composición próxima a G-MORB en la figura 7. 4B. Muestra N-MORB: Cani-139A. Muestra E-MORB: Cani-48. Las rocas Cani-282 y Cani-303, también próximas al campo G-MORB no se han representado en este diagrama, por tratarse de epidotitas.

Los magmas menos diferenciados (con contenidos en Zr inferiores a 80 ppm), produjeron algunos gabros ricos en olivino con contenidos de MgO 12,5%, en los que el olivino y la plagioclasa son a menudo fases acumuladas. La evolución de los elementos mayores y de los elementos traza durante la diferenciación magmática de los magmas basálticos corresponde a una tendencia de fraccionamiento toleítico que produce un enriquecimiento en Fe, Ti, Zr, Y y V y una disminución de Mg, Cr y Ni (Miyashiro, 1975; Beccaluva et al., 1983). La figura 7.6G y H, basada en los datos de Cann (1970), muestra cómo dos elementos, Ti y Zr, ambos interpretados como inmóviles, se correlacionan al 62% durante la diferenciación magmática y la recristalización metamórfica. Cuando el Ti es reemplazado por el elemento móvil K, algunas muestras continúan mostrando una correlación significativa, pero en líneas generales, no existe correlación positiva significativa. El K se ha enriquecido especialmente en algunos sills basálticos directamente transformados en anfibolitas porque el exceso de agua en los sedimentos pelíticos en los que intruyen, dificulta su

transformación en eclogitas durante el metamorfismo eoalpino. También puede aumentar relativamente el contenido en K_2O en algunas eclogitas eoalpinas, que fueron parcialmente retrogradadas a anfibolitas durante el proceso metamórfico mesoalpino, como es el caso de la eclogita CH-44. Esta transformación parcial de eclogita en anfibolita puede verse en la figura 5.8. La correlación más o menos positiva del K frente al Zr, es fundamentalmente consecuencia de los diferentes grados de alteración sufridos durante la historia metamórfica en las diferentes litologías que forman parte de cada afloramiento (Pearce, 2014). En la figura 7.6H se puede observar tres sills de anfibolita de Ab-Ep con alto contenido en la relación Zr frente a K (p.p.m), de los cuales, la muestra Cani-22 contiene una mayor concentración de K, aun teniendo una concentración de Zr muy similar a la de la muestra Cani-5B, lo que indicaría la procedencia de ambos sills de magmas basálticos con un grado de diferenciación similar. Esto puede estar relacionado con la presencia de abundante mica fengítica en la Cani-22, que puede derivar de mayor asimilación de las rocas pelíticas en la que encajó el magma original (Figs. 5.16B-1, B-2). La muestra Cani-23 también presenta mica fengítica en su asociación mineral, teniendo por tanto una concentración de K_2O muy similar a la de la muestra Cani-22, aunque con menor contenido en Zr (Fig. 6.2.6H y tabla 7.4), probablemente debido a un menor grado de diferenciación magmática de su magma basáltico, dado que durante el fraccionamiento toleítico se produce un enriquecimiento en Fe, Ti, Zr, Y y V y una disminución de Mg, Cr y Ni en el magma (Miyashiro, 1975; Beccaluva et al., 1983). Para las eclogitas Cani-139C y CH-43 también se observa que derivan de magmas basálticos con un grado de diferenciación muy similar entre ellas, pero con un contenido en K mayor para la roca Cani-139C (Fig. 6.2.6H), que se muestra en el mayor contenido en biotita de esta última roca.

Las serpentinitas con Cpx siguen la tendencia de las peridotitas de Ronda y las peridotitas correspondientes a los Ligurides Externos e Internos, así como de la mayor parte de las serpentinitas con Cpx del Cerro del Almirez, que se han representado para su comparación en la figura 7.7. La tendencia de Al_2O_3 frente al CaO en estas serpentinitas sugiere un litotipo lherzolítico, que ha sido afectado por los procesos metasomáticos oceánicos, previos al metamorfismo alpino en grado creciente desde las rocas clasificadas como lherzolitas hasta las clasificadas como harzburgitas secundarias, que ocupan la parte basal del diagrama. Además, la relación Al_2O_3/TiO_2 de 23,44 a 53,31, sus contenidos medios de TiO_2 de aproximadamente 0,13% y los contenidos de Cr de alrededor de 2650 ppm, junto con sus patrones de REE (Fig. 7.7, tabla 7.6a y b) corresponden a las serpentinitas lherzolíticas (Beccaluva et al., 1983; Pearce et al., 1984; Puga et al., 1999b, y Puga, 2005).

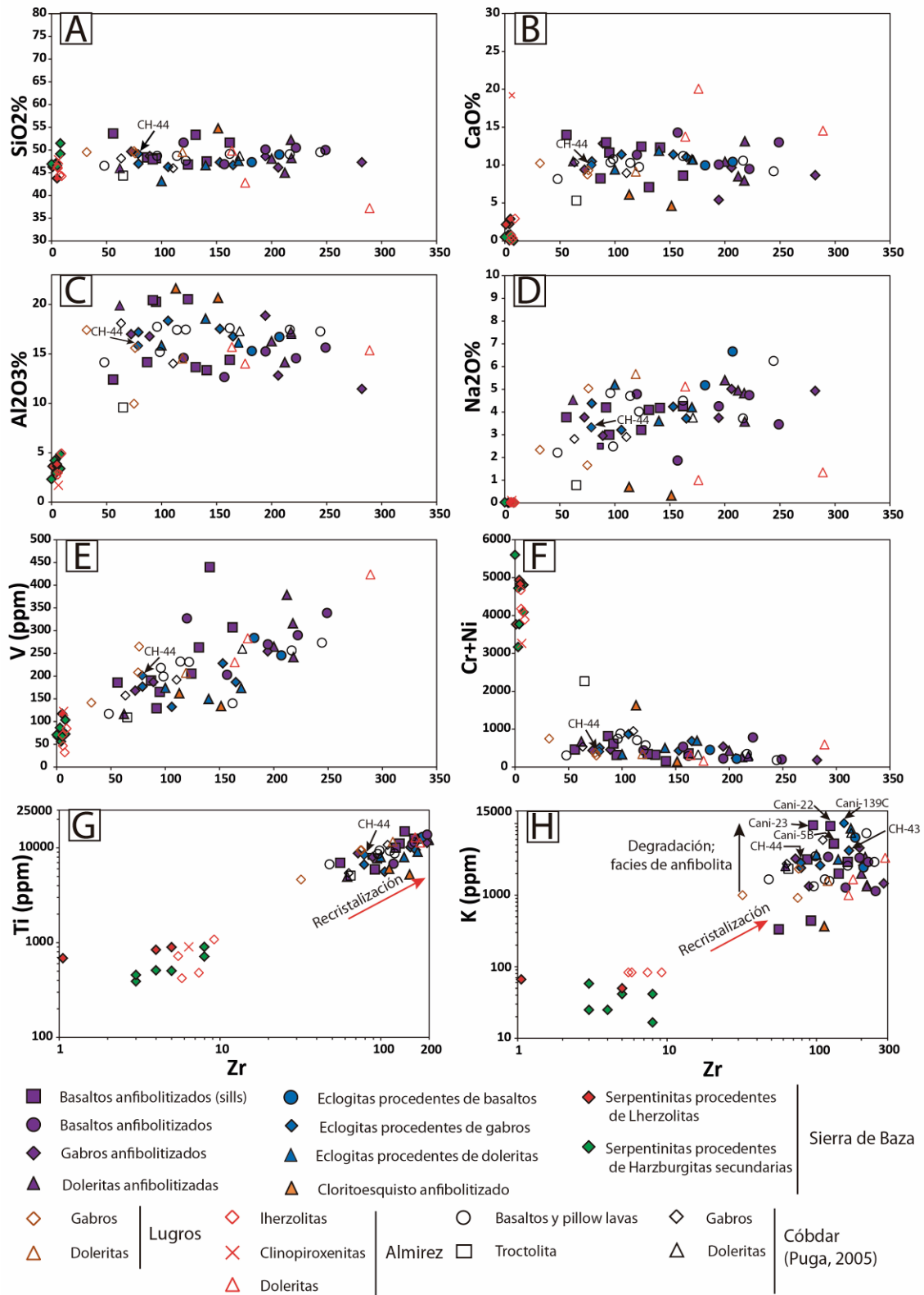


Figura 7.6.- A-F: Diagramas de tipo Harker para el Zr frente a los principales elementos mayores y elementos traza, utilizando este elemento como parámetro de diferenciación entre litotipos de Sierra de Baza y su comparación con rocas equivalentes de Lugros, Cerro del Almirez y Cóbdar (Puga, 2005). G: Elementos inmóviles e incompatibles, como Ti y Zr, presentan coeficientes de correlación positivos incluso a pesar de haber sufrido metamorfismo o alteración. H: Cuando un elemento móvil como el K sustituye al Ti, la correlación por recristalización o metamorfismo ya no es tan significativa.

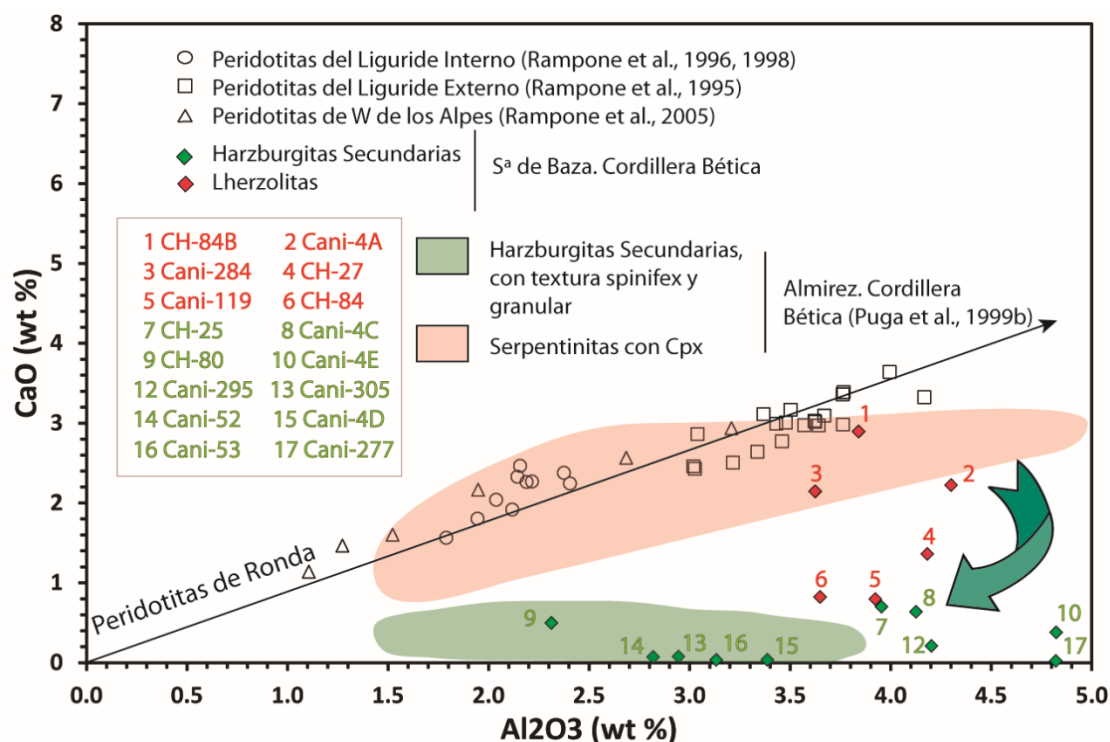


Figura 7.7.- Diagrama Al_2O_3 frente a CaO en el que se han proyectado harzburgitas secundarias y lherzolitas de Sierra de Baza, comparándolas con las del Cerro del Almirez, Ligúrides Externos e Internos, Alpes occidentales y peridotitas de Ronda (modificado de Puga et al., 1999b).

Las harzburgitas secundarias muestran contenidos de CaO claramente inferiores con respecto tanto a las serpentinitas con Cpx de la Sierra de Baza, como a las del Almirez (Fig. 7.7). Sin embargo, el rango Al_2O_3 de estas rocas de Sierra de Baza, es superior al 2%, su relación Al_2O_3/TiO_2 está entre el 20 y el 91% y su contenido en TiO_2 varía entre el 0,03 y el 0,85%, lo que nos permite clasificarlas como derivadas de un protolito lherzolítico, similar al de las serpentinitas portadoras de Cpx (lherzolitas) de otros afloramientos ofiolíticos comparados, aunque variablemente empobrecidas en CaO . Este contenido extremadamente bajo de CaO , ha sido explicado por Bodinier et al. (1993) y Puga et al. (1997, 1999b) como generado por un proceso de desintegración del clinopiroxeno, con la consiguiente pérdida de CaO y otros componentes químicos del Cpx , lo que presumiblemente tuvo lugar durante procesos de serpentinización en ambiente oceánico y permaneció durante los procesos de serpentinización originados por el metamorfismo orogénico alpino.

7.2. Geoquímica de REE y elementos traza

Durante el metasomatismo de fondo oceánico y el metamorfismo de alta presión, se suelen movilizar parcialmente la mayoría de los elementos mayores y de los elementos traza litófilos (grupo LILE: *large ion lithophile elements*), lo que dificulta la caracterización geoquímica de la roca ígnea original (Beccaluva et al, 1979; Pearce, 1982; Shervais, 1982). Los elementos incompatibles –entre ellos Ti , P , Zr , Y , Sc , Nb , Ta , Hf , Th - son los más inmóviles, junto con algunos metales de transición (por ejemplo,

Ni, Co, Cr y V) y, por tanto, son los más adecuados para reflejar la composición química original de las metabasitas y evaluar sus transformaciones posteriores (Winchester y Floyd, 1977; Pearce, 1996). Sin embargo, una buena correlación entre tierras raras ligeras (LREE) y muchos elementos inmóviles indica que estos elementos han sido sólo ligeramente movilizados por la alteración y, por lo tanto, puede ser utilizada para deducir el ambiente de génesis de los magmas de los que proceden las metabasitas.

La figura 7.8 muestra los patrones de metabasaltos y metagabros de los elementos de las tierras raras (REE) normalizados a condritos, junto con los de las rocas ultramáficas de Sierra de Baza. El patrón REE de la eclogita CH-44 corresponde al tipo T-MORB pero es próximo al G-MORB y muestra una disminución de la razón entre tierras raras pesadas y medias (HREE/MREE) por la posible influencia de granate en las fuentes del manto, aunque su valor de YbN no es inferior a 10 (*cf.* Sacconi et al., 2015). En cuanto a las rocas ultramáficas, la serpentinita lherzolítica Cani-284 muestra patrones REE similares a los de las peridotitas abisales tendiendo a ser planos (1,2-2 x condritos) y con elevados contenidos de HREE/LREE normalizadas a condritos. Por su parte, la harzburgita secundaria Cani-277, muestra un patrón REE peculiar, en forma de V por anomalía negativa en Eu, que Puga et al. (1997, 1999b) interpretan como debido a una generalizada descomposición del clinopiroxeno y probablemente también de plagioclasa que, presumiblemente, tuvo lugar durante los procesos de serpentización oceánica preorogénicos. Esta última roca muestra también un contenido en HREE superior al propio de una harzburgita mantélica debido a su procedencia de una lherzolita metasomatizada en fondo oceánico antes de sufrir el metamorfismo alpino. Los estudios experimentales sobre las interacciones agua-peridotita han demostrado que los fluidos hidrotermales y las serpentinitas procedentes de harzburgitas se enriquecen en LREE (Allen y Seyfried, 2005; Menzies et al., 1993). Esto mismo se puede observar con claridad en la harzburgita secundaria (Cani-277) y también en la Cani-295 (Fig. 7.8).

Existen pocos ejemplos de lherzolitas serpentinizadas de origen abisal cuya geoquímica de elementos traza y REE haya sido bien caracterizada y discutida a fondo en la literatura. Sin embargo, las harzburgitas serpentinizadas de origen abisal son bien conocidas y presentan contenidos en LREE que varían de $\sim 0,001$ a $\sim 0,1$ (condritos) y HREE de $\sim 0,1$ a $\sim 0,5$ (condritos) Están por tanto muy empobrecidas en LREE, a pesar de tener un leve enriquecimiento desde Nd a La y, gradualmente, un enriquecimiento en HREE desde Gd a Lu. Todas las serpentinitas abisales tienen anomalías positivas de Eu con media ($Eu / Eu^* = 5,4$) (Deschamps et al., 2013). Ésta anomalía positiva de Eu, puede deberse a la existencia de clinopiroxeno y probablemente también de plagioclasa en el protolito inicial, que refleja procesos magmáticos, como interacciones tempranas de fundido/roca, antes de la serpentización (Niu et al., 1997). Por su parte, las harzburgitas serpentinizadas de zonas de subducción, tienen un contenido de LREE y HREE que varía de $\sim 0,02$ a ~ 2 condritos y pocas muestras están marcadas por una anomalía positiva de Eu. Las harzburgitas secundarias de Sierra de Baza, como la muestra CANI-277 (Fig. 7.8) muestran valores de LREE y HREE normalizados a

condritos que son superiores a la unidad y una anomalía negativa de Eu, lo que indica que fueron originadas por metasomatismo de lherzolitas en fondo oceánico, descomposición de su Cpx, y pérdida correspondiente de Eu entre otros componentes (como el Ca) antes de ser sometida a metamorfismo en la zona de subducción (Puga et al., 1999a; Marchesi et al., 2013).

Tabla 7.6a.- Análisis de elementos mayoritarios, elementos traza e isótopos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) de metaultramafitas lherzólíticas de Sierra de Baza.

Meta-ultramáficas						
#	1	2	3	4	5	6
Sigla	CH-84B	Cani-04A	Cani-284	CH-27	Cani-119	CH-84
SiO ₂ (wt.%)	43,74	47,05	46,26	45,69	46,87	46,53
TiO ₂	0,16	0,14	0,13	0,13	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	3,84	4,31	3,63	4,18	3,92	3,65
Fe ₂ O ₃	13,83	8,19	8,33	9,14	8,14	9,13
MnO	0,14	0,10	0,13	0,12	0,14	0,20
MgO	35,35	37,99	39,36	39,36	40,01	39,53
CaO	2,89	2,22	2,14	1,36	0,80	0,82
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Cs (ppm)	0,01	0,12	0,05	0,05	0,02	0,04
Rb	0,05	0,08	0,34	0,01	0,07	0,17
Sr	1,95	4,64	2,10	2,26	1,94	0,89
Ba	2,76	0,00	4,52	35,00	0,00	60,00
Sc		22,30	9,06		0,00	0,00
V	117,12	78,90	66,80	73,98	70,01	66,44
Cr	3233,00	2840,90	1873,58	2732,00	1675,00	2753,00
Co	79,00	100,30	93,14	174,00	86,00	0,00
Ni	1599,00	2096,70	1893,99	4229,00	1492,00	2019,00
Cu	62,00	41,40	27,25	64,00	37,00	54,00
Zn	97,00	56,70	36,07	69,00	79,00	70,00
Y	3,19	2,91	2,45	3,25	2,32	3,73
Nb	0,19	2,00	0,11	0,18	0,13	0,12
Ta	0,14	0,13	0,05	0,12	0,12	0,13
Zr	0,58	4,00	1,06	1,02	0,56	5,00
Hf	0,01	0,03				0,01
U	0,23	0,09	0,04	0,33	0,11	0,11
Th	0,11	0,01	0,02	0,03	0,25	0,09
Pb	0,34	1,50	0,63	0,56	2,00	0,41
La	0,49	0,18	0,25	0,21	0,91	0,67
Ce	0,97	0,19	0,48	0,39	2,10	0,56
Pr	0,19	0,09	0,08	0,09	0,24	0,17
Nd	0,92	0,54	0,52	0,58	1,02	0,83
Sm	0,34	0,25	0,17	0,29	0,31	0,30
Eu	0,09	0,09	0,07	0,10	0,10	0,09
Gd	0,43	0,34	0,26	0,43	0,36	0,42
Tb	0,08	0,08	0,05	0,08	0,06	0,07
Dy	0,54	0,50	0,35	0,55	0,40	0,52
Ho	0,12	0,11	0,09	0,13	0,09	0,13
Er	0,34	0,31	0,26	0,38	0,26	0,34
Tm	0,06	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06
Yb	0,35	0,28	0,23	0,35	0,26	0,36
Lu	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			0,71			
Error Sr/Sr			0,00			
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			0,51			
Error Nd/Nd			0,01			
(La/Yb) _N	0,95	0,45	0,75	0,41	2,37	1,26
(La/Sm) _N	0,89	0,46	0,91	0,46	1,84	1,40
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	23,44	30,79	28,34	31,17	53,31	38,46
Litotipo	Lherz.	Lherz.	Lherz.	Lherz.	Lherz.	Lherz.

Tabla 7.6b.- Análisis de elementos mayoritarios, elementos traza e isótopos de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) de metaultramafitas harzburgíticas secundarias de Sierra de Baza.

Meta-ultramáficas											
#	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Sigla	CH-25	Cani-04C	CH-80	Cani-04E	Cani-04Ea	Cani-295	Cani-305	Cani-52	Cani-4D	Cani-53	Cani-277
SiO ₂ (w t.)%	47,68	47,36	46,89	47,02	32,7	46,60	46,73	46,62	51,44	48,07	49,12
TiO ₂	0,07	0,10	0,04	0,11	0,85	0,09	0,10	0,044	0,17	0,03	0,13
Al ₂ O ₃	3,96	4,12	2,31	4,81	22,64	4,20	2,95	2,82	3,39	3,13	4,82
Fe ₂ O ₃	7,87	8,09	8,73	8,27	13,77	10,11	7,53	8,84	8,61	8,12	9,78
MnO	0,12	0,09	0,06	0,12	0,15	0,05	0,13	0,10	0,10	0,06	0,09
MgO	39,61	39,53	41,43	39,16	29,24	38,73	42,47	41,49	36,22	40,54	36,01
CaO	0,70	0,70	0,50	0,46	0,32	0,21	0,08	0,07	0,03	0,03	0,02
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,007	0,01	0,02	0,29	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Cs (ppm)	0,16	0,04	0,03	0,14	0,10	0,11	0,10	0,04	0,04	0,10	0,13
Rb (ppm)	0,14	0,17	0,01	1,60	0,24	0,28	0,10	0,01	0,01	0,08	1,40
Sr	1,91	1,30	4,24	2,27	6,31	1,44	1,04	0,86	4,38	0,77	1,36
Ba	39,00	5,43	1,38	6,90	1,45	5,57	1,85	1,87	0,00	1,54	0,86
Sc		11,46	11,39	16,22	20,50	12,56	14,36		0,00		15,39
V	59,26	62,38	70,84	65,82	136,83	86,43	56,34	73,22	72,56	76,14	103,51
Cr	2007,00	1731,91	3402,19	1747,59	155,74	2832,89	2139,27	3216,00	2647,00	2664,00	2666,40
Co	128,00	69,71	97,01	54,76	73,33	109,93	45,73	81,00	98,00	105,00	62,68
Ni	2200,00	2053,80	2199,25	1169,01	412,88	1891,04	1631,28	2676,00	2161,00	2126,00	1421,20
Cu	105,00	23,84	5,03	16,96	5,45	3,48	30,10	79,00	84,00	81,00	26,18
Zn	84,00	48,03	69,93	69,15	146,81	79,37	99,53	77,00	76,00	70,00	87,14
Y	1,06	1,73	0,82	1,85	23,06	0,73	1,13	0,57	1,48	1,14	1,67
Nb	0,08	0,10	0,51	0,45	36,37	0,26	0,60	0,52	0,38	0,63	0,63
Ta	0,11	0,07	0,18	0,10	4,22	0,07	0,08	0,16	0,12	0,13	0,11
Zr	0,80	0,44	0,04	2,42	34,30	3,00	4,00	0,01	0,07	0,20	0,55
Hf			0,00	0,11	1,07				0,01		
U	0,24	0,09	0,17	0,11	2,04	0,08	0,35	0,20	0,18	0,17	0,17
Th	0,03	0,04	2,71	0,41	22,33	0,07	0,12	0,09	0,05	0,09	0,31
Pb	1,47	0,33	0,90	1,93	1,05	0,37	12,45	0,42	1,33	0,83	0,66
La	0,41	0,18	0,32	0,89	65,88	0,13	0,38	0,33	0,09	0,80	0,55
Ce	0,37	0,16	0,76	1,67	152,29	0,26	0,69	0,38	0,25	0,31	0,80
Pr	0,11	0,06	0,09	0,21	16,11	0,04	0,09	0,08	0,04	0,25	0,12
Nd	0,47	0,35	0,39	0,83	59,56	0,17	0,41	0,35	0,21	0,99	0,49
Sm	0,14	0,13	0,09	0,22	11,15	0,05	0,11	0,09	0,11	0,21	0,13
Eu	0,05	0,05	0,02	0,05	1,70	0,01	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03
Gd	0,17	0,20	0,10	0,25	8,41	0,09	0,14	0,09	0,15	0,19	0,16
Tb	0,03	0,04	0,02	0,04	1,16	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Dy	0,18	0,24	0,11	0,26	5,55	0,13	0,18	0,09	0,21	0,19	0,21
Ho	0,04	0,06	0,03	0,06	0,89	0,03	0,04	0,02	0,05	0,04	0,05
Er	0,12	0,15	0,09	0,17	1,83	0,08	0,14	0,06	0,15	0,11	0,15
Tm	0,02	0,03	0,02	0,03	0,25	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03
Yb	0,14	0,17	0,11	0,19	1,27	0,07	0,16	0,09	0,19	0,14	0,19
Lu	0,03	0,02	0,02	0,03	0,17	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$											
Error Sr/Sr											
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$											
Error Nd/Nd											
(La/Yb) _N	2,05	0,74	1,99	3,15	35,38	1,19	1,65	2,57	0,34	3,76	1,98
(La/Sm) _N	1,79	0,88	2,35	2,58	3,69	1,57	2,26	2,28	0,55	2,37	2,60
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	58,97	39,63	53,42	43,64	26,73	49,39	30,54	63,69	20,28	91,60	36,88
Litotipo	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec	Harzb. Sec

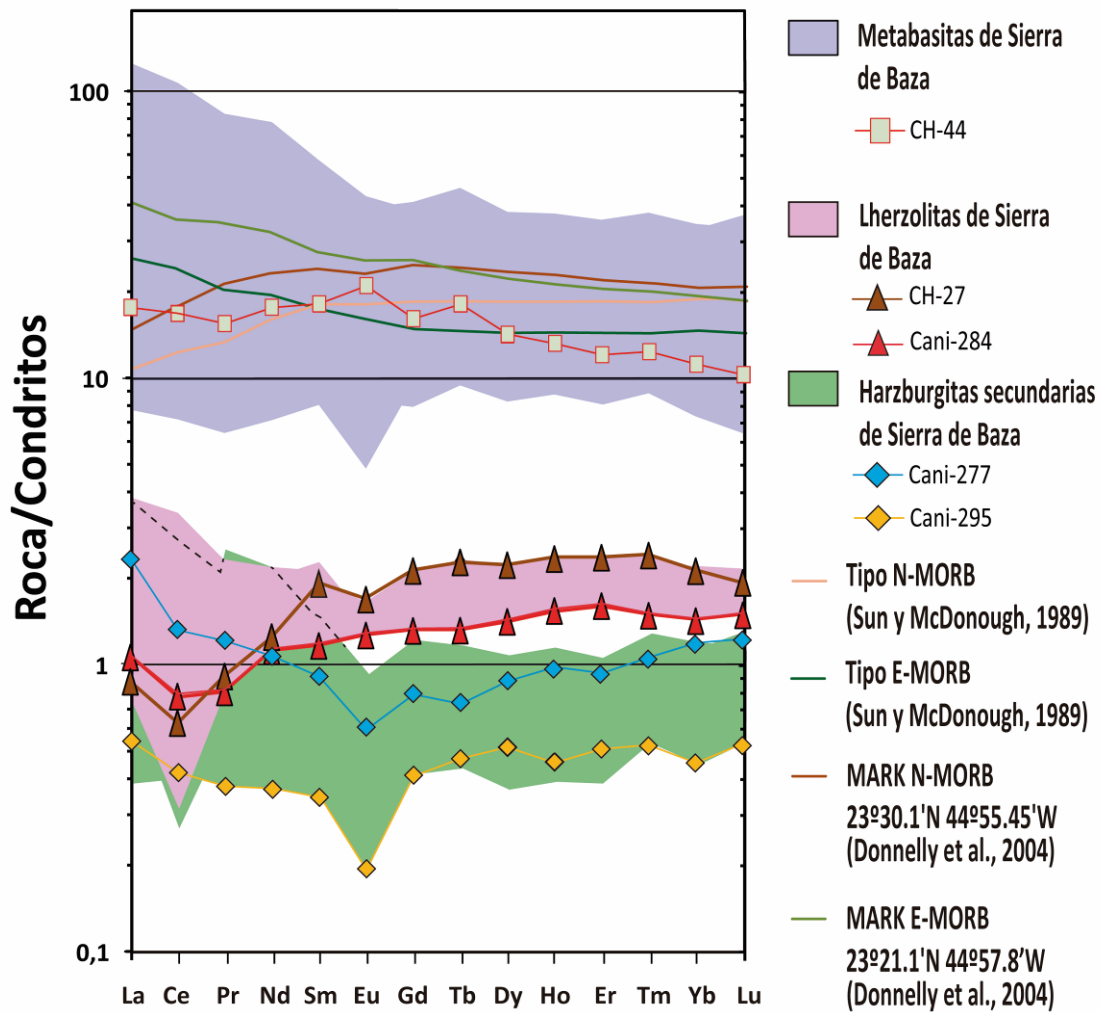


Figura 7.8.- Diagrama de REE normalizado a condritos según (Sun y McDonough, 1998) de las rocas ultramáficas y metabásicas de Sierra de Baza.

Los patrones de los elementos traza de las serpentinitas de Sierra de Baza, normalizados a los valores del manto primitivo, muestran un enriquecimiento en U, Ta y sobre todo en Pb (Fig. 7.9). Otros autores también observan este enriquecimiento en serpentinitas subducidas, aunque dichas rocas no están tan enriquecidas en Ta y sí lo están más en Cs (Deschamps et al., 2013). También se observan tanto en las lherzolitas como en las harzburgitas un desacoplamiento entre Nb y Ta, con un enriquecimiento preferencial en Ta. Para las lherzolitas de Sierra de Baza (tabla 7.6a y b), los patrones de los elementos traza desde el Lu hasta el Gd son más ricos que los patrones de estos mismos elementos en las harzburgitas (Fig. 7.9).

La distribución de elementos traza litófilos en las metabasitas de Sierra de Baza, normalizados a los valores de N-MORB (Fig. 7.10) indican importantes desviaciones de los valores normalizantes, con enriquecimientos significativos en la mayoría de ellos (Rb, Nb, Ta, Pb, Sr, Zr, Y, etc). La eclogita estudiada en detalle (CH-44) muestra un patrón tendente a plano, con valores similares a N-MORB para elementos de alto potencial iónico (HFSE: *high field strength elements*, como Zr, Ti, Y) y enriquecimiento

en LILE, situados más a la izquierda del diagrama. Las proporciones elevadas de Ba/Th (756.45) y Pb/Th (3.68) indican alta movilidad de Ba y Pb relativo a Th (tabla 7.3). Estos enriquecimientos en algunos LILE móviles pueden estar relacionados con el efecto de la alteración por fluidos derivados de sedimentos durante el proceso de subducción (Breeding et al., 2004). Un valor positivo $(La/Yb)_n$ de 2.88 indica un patrón de REE fraccionado (Blanco-Quintero et al., 2011).

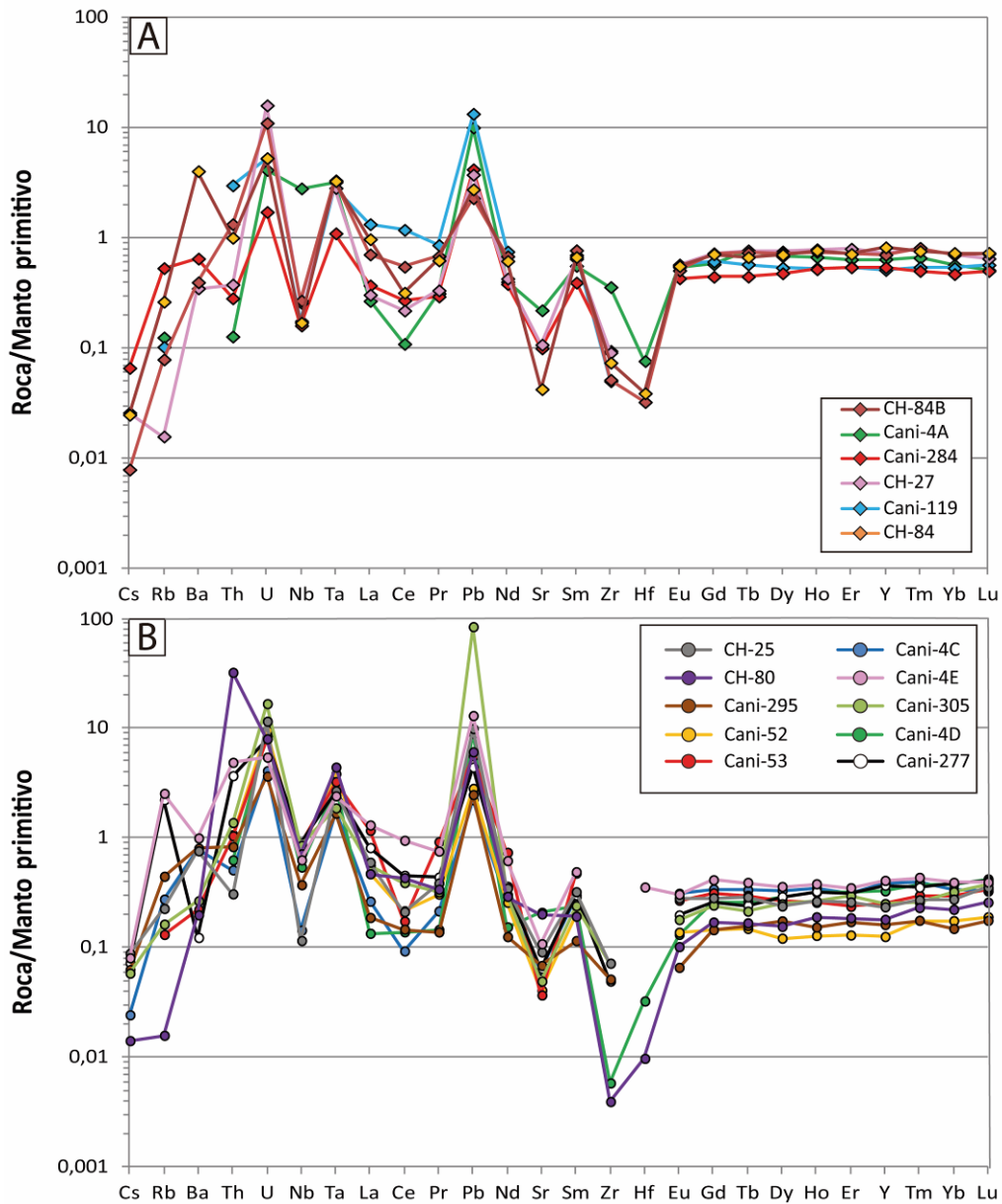


Figura 7.9.- Patrones de trazas y REE normalizados al manto primitivo (McDonough y Sun, 1989) de las serpentinitas de Sierra de Baza. A: serpentinitas derivadas de Iherzolitas. B: serpentinitas derivadas de harzburgitas secundarias.

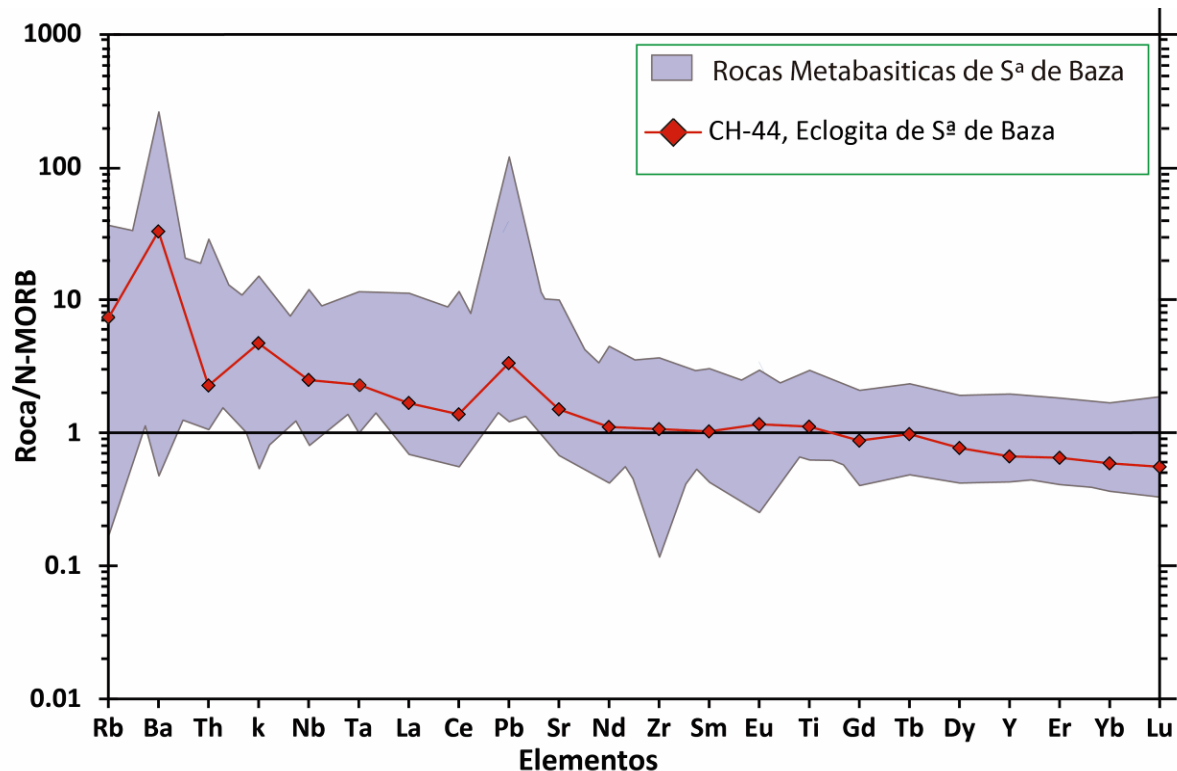


Figura 7.10.- Patrones de elementos traza normalizados a N-MORB según Sun y McDonough, (1989). Eclogita (CH-44) de Sierra de Baza proyectada en el campo de composición del resto de metabasitas de Sierra de Baza.

7.3. Geoquímica isotópica

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas básicas de Sierra de Baza (tablas 7.3, 4, 5 y Fig. 7.11) muestran su procedencia de un manto empobrecido. Estas relaciones isotópicas son muy similares a las de los basaltos de los Ligúrides internos (Rampone et al., 1998), de los Alpes (Stille et al., 1999) y, en particular, del manto de Platta (Schaltegger et al., 2002), de la Dorsal del Atlántico (Cipriani et al., 2004) y a las de otras metabasitas de ofiolitas béticas como son las de Lugros y Córdar, el Algarrobo y el Cerro del Almirante (Puga et al., 2011, 2017). Todos los autores mencionados han interpretado estas relaciones isotópicas como propias de magmas procedentes de fuentes del manto de tipo MORB. Por otro lado, de acuerdo con Puga et al. (2011 y 2017) las diferentes transformaciones que las rocas de Sierra de Baza han sufrido a causa del metasomatismo de fondo oceánico y posteriores procesos metamórficos alpinos explicarían la dispersión en las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ siguiendo las tendencias que se muestran en la Fig. 6.2.11.

Las peridotitas abisales siguen una curva de mezcla manto-agua de mar (Fig. 7.11), como consecuencia de la contaminación por el agua marina actual, cuya composición isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es de 0,7092. Una contaminación similar, pero en este caso debida al agua de mar del Jurásico, con una relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7072-0,7075 (Burke et al., 1992, Jones et al., 1994), puede postularse para las peridotitas relacionadas con ofiolitas alpinas y debió ser la relacionada con el metasomatismo de

fondo oceánico que afectó a las rocas de la AOB, en particular, y de manera más generalizada, a las ultramafitas y diques de rodingitas asociados (Puga et al, 2011, 2017), lo que explicaría el enriquecimiento progresivo en la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las ultramafitas béticas, representadas en la figura 7.11.

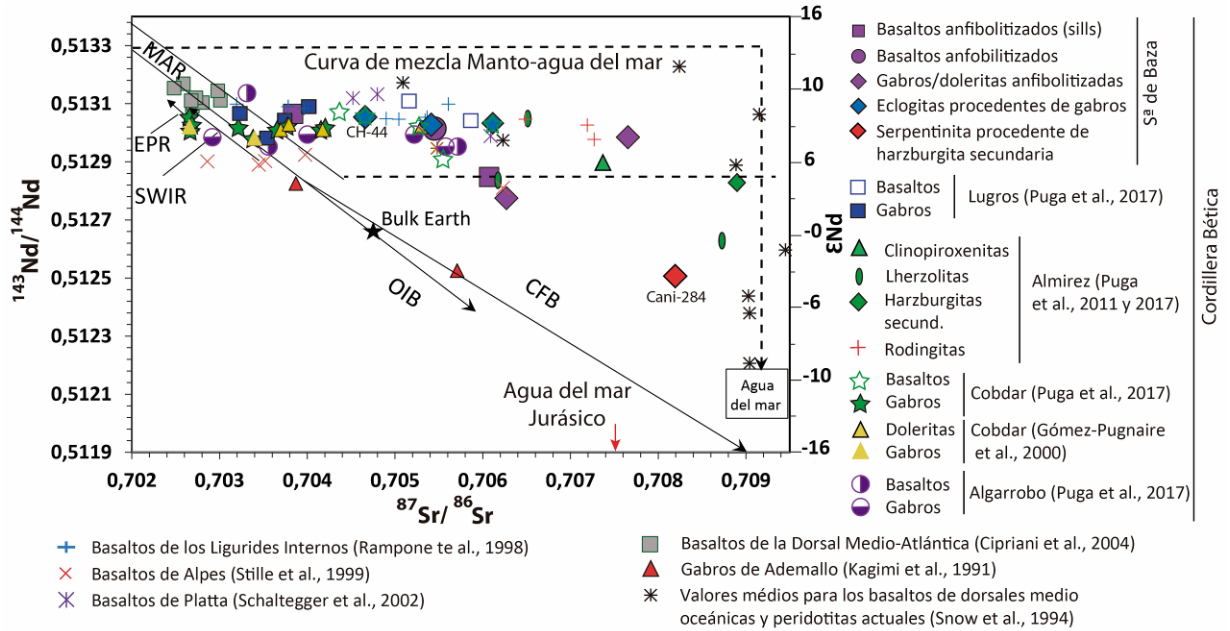


Figura 7.11.- Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ frente a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en rocas básicas de Sierra de Baza y otras rocas básicas y ultramáficas de ofiolíticas béticas y alpinas y de peridotitas abisales (datos de Snow et al., 1994). La línea punteada representa la curva de mezcla del agua del mar/manto para las peridotitas abisales. Los valores isotópicos de Sr y Nd de EPR (*Eastern Pacific Rise*), MAR (*Mid-Atlantic Ridge*), SWIR (*South Western Indian Ridge*) y valores de OIB (*Oceanic Island basalts*) son de Hoffman (1997); los valores CFV (*Continental flood basalts*) son de Marzoli et al. (1999).

Capítulo 8. Comparación de las serpentinitas de Sierra de Baza con otros tipos de serpentinitas. Implicaciones geodinámicas

Las serpentinitas de Sierra de Baza se han visto afectadas por procesos de transformación metasomáticos que afectaron también a las peridotitas ofiolíticas en fondo oceánico, originando “serpentinitas abisales” y, posteriormente, fueron afectadas por nuevos cambios durante el proceso de subducción, por el que forman parte del grupo heterogéneo de las “serpentinitas subducidas”. Las serpentinitas de origen abisal se generan mediante la hidratación de las peridotitas oceánicas por la actividad hidrotermal del fondo marino, especialmente concentrada a lo largo de las zonas de dorsal oceánica. Las serpentinitas subducidas se forman, sobre todo, en zonas de sutura entre placas, donde se asocian a otras rocas metamórficas de alta P-baja T que también se forman a lo largo de estas zonas de subducción. Las serpentinitas subducidas pueden originarse también a partir de las peridotitas hidratadas en otros ambientes tectónicos, como las zonas de fosa, dentro del canal de subducción, o incluso en las zonas de transición océano-continente (OCT, Deschamps et al., 2013).

En el caso de las serpentinitas generadas en zonas abisales, es importante el hecho de que se generan en litosferas oceánicas formadas en dorsales de expansión lenta (1 a 5 cm/año) o ultralenta (<2 cm/año), que representan aproximadamente un tercio de los 55.000 km de dorsales oceánicas existentes a escala global (Dick et al. 2003). Estas dorsales se caracterizan por presentar una actividad magmática y tectónica intermitente, que causan la exposición del manto sub-oceánico en superficie durante períodos amagmáticos (Cannat et al., 1995; Karson et al., 2006). La corteza oceánica relativamente delgada (1 a 7 km) y la presencia de numerosas fallas normales en los flancos del eje de la dorsal, inducen a la serpentinización por circulación de fluidos de la litosfera oceánica en profundidad (Epp y Suyenaga, 1978; Francis, 1981; Mével, 2003). Estas serpentinitas abisales, representan entre el 5 y el 25% de los fondos marinos del Atlántico (Cannat et al., 1995, 2010; Carlson, 2001; Mével, 2003). Las “serpentinitas abisales” o “peridotitas hidratadas” (ambos términos son usados con un significado común en la literatura) se observan, por tanto, principalmente en dorsales de propagación lenta a ultralenta, a lo largo de las cuales las peridotitas del manto oceánico son comúnmente expuestas en el fondo marino. La exposición de estas serpentinitas en la superficie oceánica tiene lugar en relación con los siguientes ambientes tectónicos: i) mediante fallas normales de alto ángulo relacionadas con el adelgazamiento y extensión de la corteza oceánica a lo largo de las dorsales; ii) en zonas de denudación litosférica por fallas de bajo ángulo que exponen la parte baja de la litosfera oceánica en el fondo marino en los denominados “complejos de núcleos oceánicos” u OCCs (*oceanic core complexes*: Cannat, 1993; Escartin et al., 2003; MacLeod et al., 2009; Michael et al., 2003); y iii) también a lo largo de grandes

escarpes y fallas transformantes que afectan a las dorsales (Bideau et al., 1991; Bonatti, 1976; Epp y Suyenaga, 1978; Francis, 1981; Karson y Lawrence, 1997; Morishita et al., 2009; O'Hanley, 1991; Mével, 2003; Boschi et al., 2013). En contraposición, las dorsales de expansión rápida (> 9 cm/año) presentan una actividad magmática más importante, lo que origina la formación de una corteza oceánica más potente (7-10 km de espesor). En este contexto las peridotitas abisales no pueden aflorar en el fondo marino (Sinton y Detrick, 1992), lo que evita su serpentinización en el mismo.

Para precisar sobre el origen de las serpentinitas de Sierra de Baza, es necesario conocer el comportamiento de sus elementos mayores (FeO, CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃ y TiO₂), y el de los elementos fluidos móviles (FME), (como: B, Li, Cl, As, Sb, Pb, U, Cs, Sr y Ba) tanto en ambiente oceánico como en el proceso de subducción, para lo cual las hemos proyectado en las figuras 8.1A-D y siguientes.

Los enriquecimientos o empobrecimientos en algunos de estos elementos resultan de las interacciones fluido/roca que tienen lugar tanto en las dorsales medio-oceánicas, como consecuencia de la percolación del agua de mar o fluidos hidrotermales, como durante la subducción, por percolación de fluidos liberados de diferentes litologías de la losa, o incluso por interacciones (mecánicas o difusivas) con metasedimentos durante la subducción (Deschamps et al., 2013). Para el caso de los elementos mayores en las serpentinitas, las muestras que han experimentado interacciones fluido/roca, presentan una mayor variación en el contenido de FeO que en el de MgO (Deschamps et al., 2013). No obstante, la composición de las serpentinitas de Sierra de Baza suele ser consistente en estas rocas para ambos elementos, que varían entre 6,5 y 9% en peso de FeO (anhidro), para un contenido en MgO (anhidro) comprendido entre aproximadamente 36 y 42% (Fig. 8.1A, tabla 7.6a y b). El análisis nº 1 (correspondiente a la muestra de sigla CH-84B) es un caso distinto ya que presenta un contenido en FeO (anhidro) más elevado, probablemente debido a la gran cantidad de mena metálica con relación a las otras rocas analizadas. Las serpentinitas sin Cpx de Sierra de Baza, correspondientes al grupo de las "harzburgitas secundarias" de Puga et al. (1999b), presentan una mayor dispersión en las relaciones FeO frente a MgO, que las serpentinitas correspondientes a lherzolitas con Cpx (Fig. 8.1A). No obstante, los dos grupos están contenidos, por sus relaciones entre ambos elementos, dentro del campo correspondiente a las peridotitas abisales de Niu (2004), y a las serpentinitas abisales de Deschamps et al., (2013), siendo sus composiciones también consistentes con las de las peridotitas ofiolíticas (Bodinier y Godard, 2003; Godard et al., 2008).

Las serpentinitas lherzolíticas, con Cpx, presentan por lo general un contenido en MgO frente a TiO₂ algo mayor al de las serpentinitas sin Cpx, o "harzburgitas secundarias" (Fig. 8.1B), tendiendo a la composición que ocupa el manto empobrecido (Salters y Stracke, 2004). Tanto las serpentinitas lherzolíticas como las serpentinitas harzburgíticas aparecen proyectadas dentro del dominio de las peridotitas abisales

(según Niu, 2004) y en parte dentro del dominio correspondiente a las serpentinitas abisales según Deschamps et al. (2013). En ningún caso corresponderían a serpentinitas procedentes de peridotitas de la cuña de manto (*mantle wedge*), que se caracterizan por un bajo contenido en TiO_2 como consecuencia de haber sufrido una fusión parcial extensa, dando composiciones altamente refractarias (Ishii et al., 1992; Parkinson et al., 1992; Arai y Ishimaru, 2008; Deschamps et al., 2013).

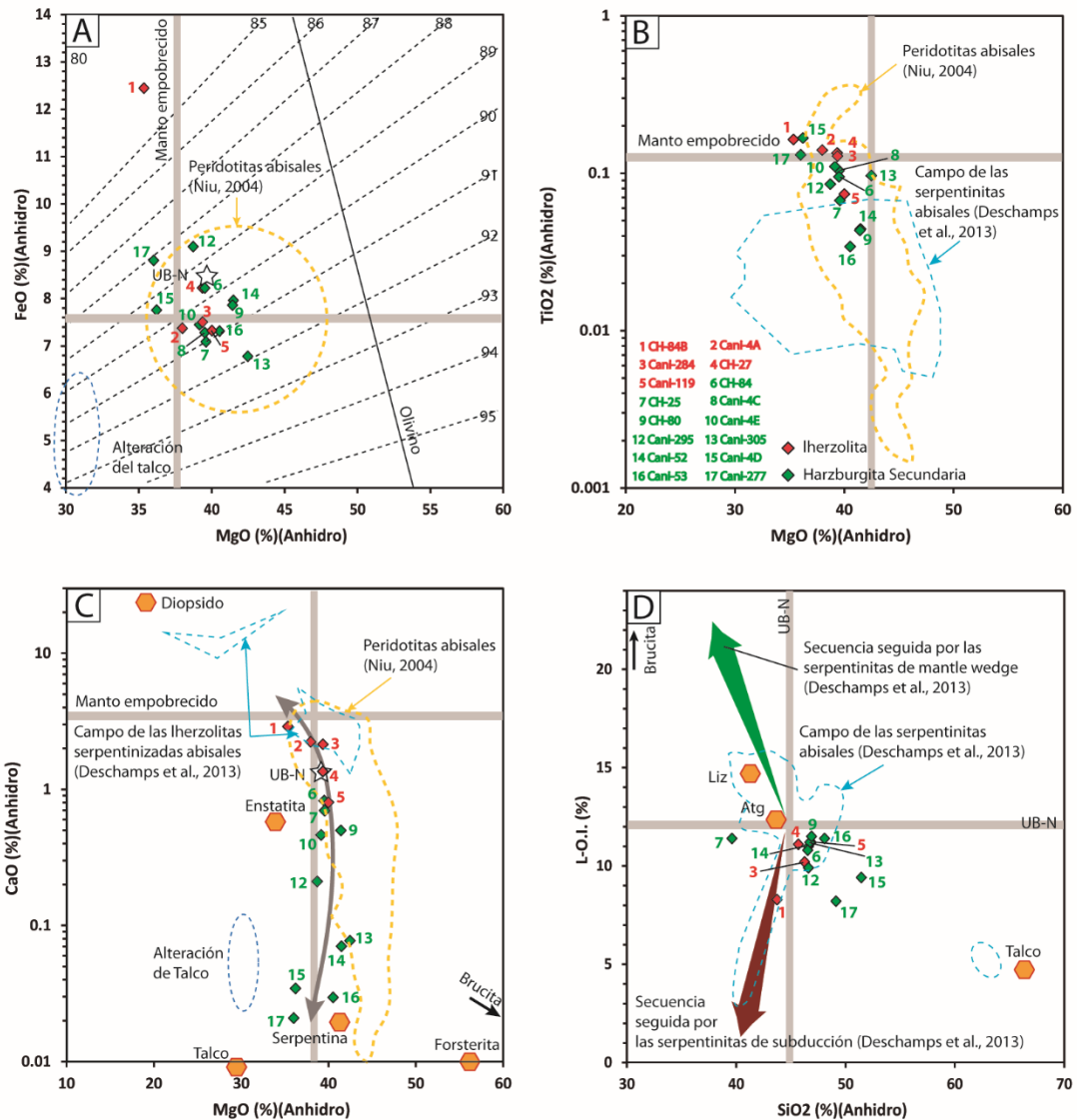


Figura 8.1.- Diagramas binarios de composición de roca total (% en peso anhidro) para serpentinitas. A: MgO frente a FeO; B: MgO frente a TiO_2 ; C: MgO frente a CaO; D: SiO_2 frente a pérdidas por ignición (L.O.I.: *loss of ignition*). Composición estimada del manto empobrecido según Salters y Stracke (2004); composiciones de peridotitas abisales según Niu (2004); composición estándar internacional UB-N tomada de Georem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>).

Algunos estudios han documentado el empobrecimiento sistemático en Ca durante la serpentización (Coleman y Keith, 1971; Janecky y Seyfried, 1986; Miyashiro et al., 1969; Palandri y Reed, 2004), mientras que otros autores han demostrado que la precipitación de carbonatos, en su mayor parte relacionada con la

alteración de fondo oceánico, puede aumentar el contenido en Ca en la roca, en particular en las peridotitas abisales (por ejemplo, Seifert y Brunotte, 1996). Los datos del contenido de MgO frente a CaO de las serpentinitas de Sierra de Baza, proyectados en la Fig. 8.1C, muestran dos tendencias diferentes: a) las serpentinitas lherzolíticas, con Cpx, presentan un contenido en MgO frente a CaO dentro del campo de las peridotitas abisales (según Niu, 2004 y Deschamps et al., 2013), con una tendencia de disminución de MgO para un aumento de CaO, que es similar al de las lherzolitas serpentinizadas; y b) las serpentinitas sin Cpx, o harzburgitas secundarias, presentan una tendencia contraria, con disminución muy marcada del CaO para una ligera disminución del MgO, lo que hace salir a este grupo del campo de las peridotitas abisales, como consecuencia del proceso de metasomatismo de fondo oceánico que originó este tipo de serpentinitas (Salters y Stracke, 2004). Esta tendencia de empobrecimiento en CaO podría estar también relacionada con la serpentización en la zona de subducción pero, en las serpentinitas de Sierra de Baza, parece estar preferentemente relacionada con el empobrecimiento en CaO de algunos protolitos como consecuencia del metasomatismo en fondo oceánico, de modo similar a lo que ocurre en las serpentinitas del Cerro del Almirez (Puga et al., 1999b; Marchesi et al., 2013). La figura 8.1C muestra, que las lherzolitas con Cpx serpentinizadas de Sierra de Baza tienen un CaO alto (> 0,85% en peso), pudiéndose distinguir con facilidad de las harzburgitas secundarias sin Cpx, cuyos contenidos en CaO varían entre 0,85 y 0,02% en peso. Los contenidos de CaO en estas serpentinitas oscilan, en conjunto, entre 0,02 y 3% en peso, que son similares a los valores observados en las peridotitas anhidras abisales y ofiolíticas (Bodinier y Godard, 2003; Niu, 2004), y especialmente en las serpentinitas abisales procedentes de lherzolitas (Fig. 3c-d de Deschamps et al (2013). Los valores correspondientes de MgO frente a CaO (Fig. 8.1C) son menores en el grupo (más numeroso) de serpentinitas sin Cpx estudiadas, que son harzburgitas secundarias (Puga et al., 1999b), también denominadas harzburgitas con clorita (Marchesi et al., 2013) semejantes a las del Cerro del Almirez. Los análisis 15, y 17 correspondientes a las serpentinitas harzburgíticas Cani-4D y Cani-277, respectivamente, siguen una tendencia hacia bajos contenidos en CaO% y MgO% anhidro en la figura 8.1C, como consecuencia de que poseen abundante talco (tabla 5.2). A este respecto, algunos autores han descrito una etapa inicial de alta temperatura (~400°C) marcada por texturas relictas de ortopiroxeno reemplazadas por tremolita y talco en la dorsal medio oceánica Atlántica (Allen y Seyfried, 2003; Bach et al., 2004; Paulick et al., 2006).

En la figura 8.1D las muestras de Sierra de Baza correspondientes a serpentinitas de origen abisal tienen L.O.I. cerca de los valores observados para los minerales de serpentina teóricos (promedio de 12,38% en peso \pm 2,99; n = 102, según fig. 4d-e de Deschamps et al., 2013). Por el contrario, serpentinitas correspondientes a la zona de subducción tienen L.O.I. (promedio de 11,15% en peso \pm 3,37; n = 381, según fig. 4d-e de Deschamps et al., 2013). Esto puede ser debido a una deshidratación parcial de estas muestras durante la subducción y el metamorfismo progrado, y/o a una mayor cantidad de antigorita en estas muestras dado que la antigorita contiene menos agua que la brucita en su fórmula estequiométrica. Gran parte de las

serpentinitas de Sierra de Baza se encuentran cerca del campo de la antigorita (Fig. 8.1D), por tanto dispersas dentro del campo de las serpentinitas abisales según Deschamps et al. (2013), en función de la composición de sus minerales principales que son la antigorita y el talco además otros formados en el proceso de subducción. Los análisis 15 y 17 (correspondientes a las muestras Cani-4D y Cani-277 respectivamente, véase tabla 5.2, presentan talco como consecuencia del metasomatismo de fondo oceánico, proyectándose en la figura 8.1D con tendencia en dirección al talco. Ninguna muestra tiene altos contenidos de agua, indicativo de la ausencia de brucita secundaria y de serpentinitas de cuña del manto (*mantle wedge*, con un promedio de 14.41% en peso \pm 3.35; n=431; fig. 4d de Deschamps et al., 2013).

La proyección de roca total de las serpentinitas de Sierra de Baza sobre el diagrama de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ % (anhidro) frente a MgO/SiO_2 % (anhidro) muestra que estas serpentinitas presentan un alto contenido en la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (superior a 0,05: tablas 7.6a y b, Fig. 8.2) y que las muestras se encuentran lejos tanto del extremo de fraccionamiento del *mantle array* como de la mineralogía del olivino y ortopiroxeno, y más próximas a la mineralogía del diópsido, por derivar de lherzolitas. Por otro lado, el menor contenido en Al de algunas muestras, se puede deber al hecho de que corresponden a harzburgitas secundarias (análisis 9, 13, 14, 15 y 16 en las tablas 7.6a, correspondientes a las muestras CH-80, Cani-305, Cani-52, Cani-4D y Cani-53 respectivamente, figura 8.2). La mayoría de los análisis de serpentinitas de Sierra de Baza (salvo 15 y 17), caen cerca de la línea correspondiente al *oceanic array* (Bodinier y Godard, 2003; Niu, 2004), que es paralelo al *terrestrial array* pero con valores más bajos en MgO/SiO_2 . Esta diferencia es consecuencia de una pérdida de MgO durante la meteorización a baja temperatura en el fondo oceánico (Niu, 2004; Snow y Dick, 1995), lo que de nuevo apunta a que, las serpentinitas estudiadas, que se caracterizan por poseer contenidos bajos en MgO/SiO_2 , han experimentado un proceso de metasomatismo de fondo oceánico. La existencia de las dos muestras mencionadas con valores de MgO/SiO_2 mucho más bajos que el resto de muestras y que se salen del campo de las lherzolitas abisales serpentinizadas de Deschamps et al. (2013), refuerza esta interpretación ya que los bajos contenidos en MgO/SiO_2 de las correspondientes rocas (Cani-4D y Cani-277) se explican por ser ricas en talco, mineral que pudo aparecer ya en la etapa de metasomatismo de fondo oceánico.

El campo de las lherzolitas abisales serpentinizadas definidas por Deschamps et al. (2013) coincide parcialmente con el campo definido para las peridotitas abisales por Niu (2004), con valores comprendidos entre $0,01 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 < 0,07$, y $0,75 < \text{MgO}/\text{SiO}_2 < 1,05$ (Fig. 8.2). Sin embargo, Deschamps et al. (2013) indican que las relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ frente a MgO/SiO_2 no pueden utilizarse como herramienta discriminadora para caracterizar el entorno geológico de las serpentinitas, siendo los contenidos en TiO_2 los más adecuados para diferenciar serpentinitas de protolitos diferentes (Fig. 8.2). Según estos autores las serpentinitas correspondientes al *mantle wedge* poseen, en promedio, contenidos más bajos de TiO_2 que las serpentinitas abisales. De acuerdo

con este criterio, las serpentinitas de Sierra de Baza caen, una vez más, en el campo proyectado para las peridotitas abisales según Niu (2004).

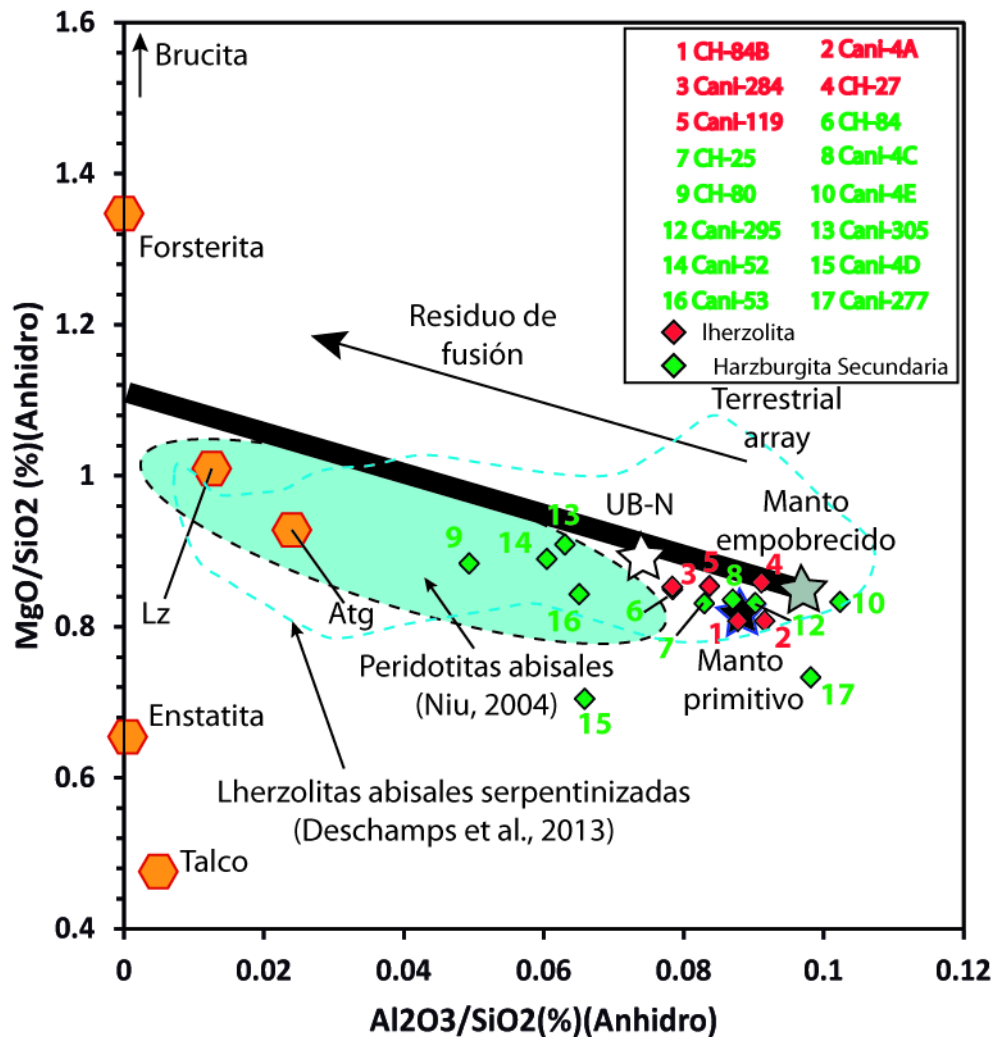


Figura 8.2.- Diagrama binario Al_2O_3/SiO_2 frente a MgO/SiO_2 (ambos en % en peso anhidro) para las serpentinitas de Sierra de Baza. Composición estimada del manto empobrecido según Salters y Stracke (2004) y del manto primitivo según McDonough y Sun (1995). La línea negra gruesa representa la evolución masiva de los silicatos en la Tierra (terrestrial array) según Jagoutz et al. (1979) y Hart y Zindler (1986).

Las serpentinitas de antigorita tienen en su mayoría $Al_2O_3/SiO_2 > 0,03$, (Deschamps et al., 2013). En las Iherzolitas serpentinizadas de Sierra de Baza esta razón es netamente superior (0,078-0,091) y aparecen agrupadas en el diagrama (Fig. 8.2). Las harzburgitas secundarias serpentinizadas de Sierra de Baza, presentan sin embargo una mayor dispersión de sus razones de Al_2O_3/SiO_2 frente a MgO/SiO_2 que las Iherzolitas serpentinizadas (Fig. 8.2, tabla 7.6a y b). Algunas rocas de este grupo son algo más ricas en Al (análisis 10, 12 y 17, correspondientes a las muestras Cani-4E, Cani-295 y Cani-277 tabla 7.6b), debido a su mineralogía: son ricas en clorita, epidota e incluso alguna (Cani-4E) contiene turmalina (tabla 7.2), rasgos que, una vez más, son claros indicios de haber sufrido metasomatismo de fondo oceánico.

En definitiva, las serpentinitas de Sierra de Baza fueron sometidas a un proceso de metasomatismo que transformó en serpentinitas a un conjunto de lherzolitas pertenecientes al grupo de las peridotitas abisales. Estas rocas aún conservan en gran parte la composición lherzolítica porque preservan restos del Cpx y otros minerales mantélicos junto con serpentina tipo crisotilo o lizardita, propia de las condiciones de metasomatismo oceánico. Muchas de ellas se transformaron en harzburgitas secundarias en un proceso más avanzado del metasomatismo de fondo oceánico, por descomposición del Cpx y de otros minerales mantélicos para originar serpentina, clorita, talco y mena metálica antes de experimentar el proceso de subducción alpina, durante el cual se forma la antigorita (variedad de serpentina de alta presión) junto a otros minerales como olivino y enstatita (normalmente intercrecidos), además de clinohumita, mena metálica y talco (Figs. 5.3 y 8.2). La serpentinitización de fondo oceánico y la descomposición concomitante del Cpx previa a la subducción la evidencia asimismo el enriquecimiento desde Eu a La en el diagrama de REE normalizadas a condritos (Fig. 7.8).

Una cuestión importante es que las serpentinitas de tipo OCT (*ocean continent transition*) propias de un margen continental divergente pasivo deben tener mayores concentraciones de elementos traza (incompatibles) que las serpentinitas abisales y que las serpentinitas de cuñas del manto (*mantle wedge*: Kodolányi et al., 2012) por haber sido sometidas a menores grados de fusión parcial y/o haber sufrido una fuerte refertilización por metasomatismo antes de la serpentinitización. En consecuencia, el protolito disponible para la serpentinitización tiene una composición química menos empobrecida en comparación con otras secciones del manto. Sin embargo, las serpentinitas estudiadas no muestran este rango de enriquecimiento en elementos incompatibles (Figs. 8.3a, d, e y tabla 8.1), por lo que no parecen proceder de serpentinitas de tipo OCT.

Tabla 8.1.- Valores medios composicionales de los elementos incompatibles de las serpentinitas de Sierra de Baza representadas en la figura 8.53, comparadas con las serpentinitas abisales, de mantle wedge y de subducción, según Deschamps et al. (2013).

Elementos Incompatibles	Serpentinitas Sierra de Baza		Serpentinitas abisales (Deschamps et al., 2013)		Serpentinitas mantle wedge (Deschamps et al., 2013)		Serpentinitas de Subducción (Deschamps et al., 2013)	Peridotitas serpentinizadas. Lanura abisal W de Iberia Zona 897 (Seifert y Brunotte, 1996)	
	Lherzolita n=6 (media)	Harzburgita sec. n=10 (media)	Harzburgita n=48 (media)	Harzburgita refertilizada n=30 (media)	Harzburgita n=73 (media)	Harzburgita refertilizada n=2 (media)	Harzburgita n=109 (media)	Lherzolita n=6 (media)	Harzburgita n=7 (media)
Rb	0,118	0,380	0,050	0,920	0,230	0,320	0,450	0,348	0,129
Ba	7,333	3,158	0,812	20,988	2,062	2,595	7,083	5,617	1,514
U	0,120	0,192	0,157	1,420	0,037	0,799	0,055	0,005	0,001
Th	0,047	0,122	0,001	0,167	0,001	0,004	0,094	0,023	0,016

En la figura 8.3a puede constatarse que un número considerable de los análisis de peridotitas serpentinizadas de Sierra de Baza se proyecta en el campo E-MORB, si bien algunos caen en el campo N-MORB (nº 12 y 6, correspondientes a las muestras Cani-295 y CH-84, tablas 7.6a y b). El análisis nº 13 (correspondiente a la muestra Cani-305) se sale de ambos campos, al mostrar un aumento en el contenido en Pb, que se acerca al de la corteza superior y los esquistos. Este hecho puede deberse a la percolación de silicatos fundidos por la peridotita del manto lo que generaría un enriquecimiento en LREE y en elementos incompatibles, como U y Th, durante la

subducción (Deschamps et al., 2013), o bien a la presencia de carbonatos en la roca (Deschamps et al., 2010; Kodolányi et al., 2012), ya que estos albergan Sr, U y Pb (Olivier y Boyet, 2006).

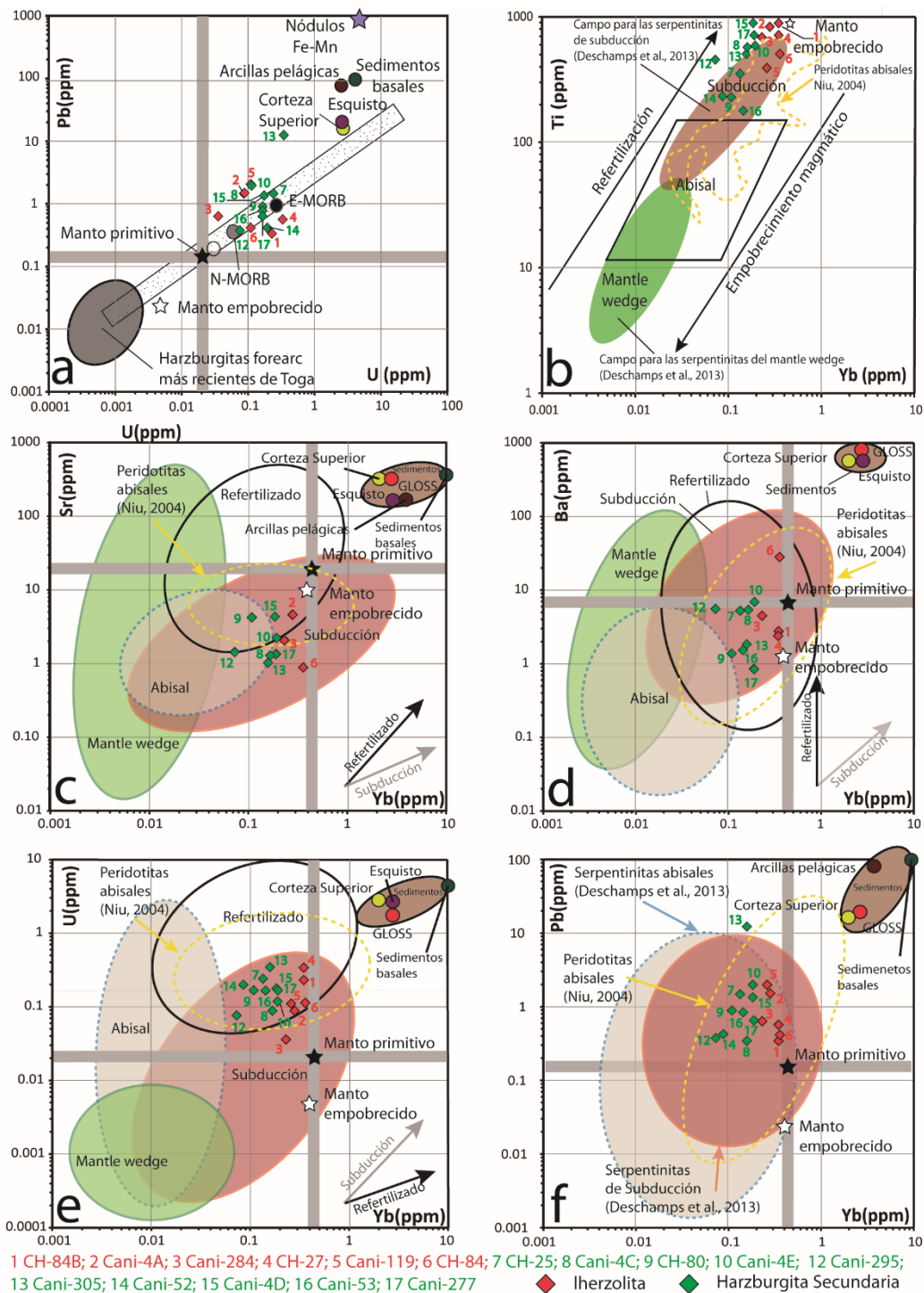


Figura 8.3.- Proyecciones de: a) U vs. Pb, b) Yb vs Ti, c) Yb vs Sr, d) Yb vs Ba, e) Yb vs U, y f) Yb vs Pb de las peridotitas serpentinizadas de Sierra de Baza. Composición estimada del manto empobrecido según Salters y Stracke (2004); composición del manto primitivo según McDonough y Sun (1995); composiciones de los polos sedimentarios según Li y Schoonmaker (2003); composición estimada de sedimentos subducidos globales (GLOSS) según Plank y Langmuir (1998), modificado por Deschamps et al. (2013).

En el diagrama de REE normalizado a condritos de Sun y McDonough (1998) la ultramafita CH-27 se proyecta en el campo correspondiente al valor más alto dentro de las lherzolitas serpeninizadas, mientras que la muestra Cani-295 presenta valor más bajo dentro del campo de las harzburgitas secundarias serpentinizadas (Fig. 7.8). Esta diferencia se explica una vez más como consecuencia del metasomatismo de fondo oceánico, que genera una pérdida de todos los componentes del Cpx en las lherzolitas, componentes que salen de la roca original para transformar en rodingitas los diques básicos u otro tipo de rocas básicas que puedan encontrar en su ascenso hacia la superficie oceánica. Este fenómeno ha sido descrito por (Puga et al., 1999b) para el Cerro del Almirez. Los menores valores de Yb frente a Ti, Sr, Ba, U y Pb de las harzburgitas serpentinizadas con respecto a las lherzolitas serpentinizadas (Figs. 8.3b, c, d, e y f), son congruentes con la pérdida de Cpx lo que hace disminuir todos los valores de las HREE desde el Yb al Eu, como se observa en la figura 7.8. El origen del enriquecimiento de U (Fig. 8.3e) es difícil de evaluar en serpentinitas subducidas, ya que esta característica puede explicarse mediante varios procesos. La interacción agua de mar/roca durante la serpentización podría conducir al enriquecimiento del U observado: en efecto, el agua de mar tiene un contenido de U de aproximadamente 3,2 p.p.b. mientras que los fluidos hidrotermales submarinos reducidos, presentan concentraciones bajas de U en relación con el agua de mar debido a la captación de U por las rocas del basamento a través del que discurren (Schmidt et al., 2007). Deschamps et al. (2013) observaron en el diagrama Yb vs U que las serpentinitas subducidas se superponen tanto a los campos de las serpentinitas abisales como a las serpentinitas refertilizadas y sedimentos (Fig. 8.3e) lo que les llevó a pensar que el contenido de U en serpentinitas subducidas también podría ser controlado por la percolación de fluidos que derivan de sedimentos. En nuestro caso (Fig 8.3e), las serpentinitas de Sierra de Baza poseen valores de U comprendidos entre 0,04 y 0,35 (ppm) (tabla 7.6a y b) y también se proyectan en el campo correspondiente a las serpentinitas de subducción procedentes de peridotitas abisales, que pudieron ser refertilizadas antes de la serpentización en fondo oceánico. Durante este último proceso se produjo la disminución nítida del contenido en Yb, lo que las separa de las harzburgitas secundarias (Fig. 8.3e).

En el diagrama Yb vs. a Pb (Fig. 8.3f) una vez más se aprecia la diferenciación entre lherzolitas y harzburgitas secundarias, con un contenido en Yb frente a Pb mayor a 0,25 (ppm) en las primeras con respecto a las segundas si bien ambas se proyectan dentro del campo de las serpentinitas abisales (Niu, 2004 y Deschamps et al., 2013), con la sola excepción del análisis nº 13 (muestra Cani-305, tabla 7.6a y b. Al igual que la figura 8.3a indica, la peridotita del manto ha debido de estar fuertemente afectada, en este caso y como ya se ha adelantado antes, por la percolación de fundidos de silicatos, probablemente durante el evento de subducción, o podría estar relacionada con la presencia de los carbonatos en la roca. La paragénesis mineralógica de esta harzburgita secundaria serpentinizada no presenta minerales propios del evento de subducción, sino más bien propios de un ambiente de metasomatismo de fondo

oceánico con Atg, Tlc y Chl (tabla 5.2, que incita a pensar que el aumento de Pb en esta roca puede ser debido más bien a un proceso de metasomatismo de fondo oceánico.

Entre los elementos traza, el Ti parece ser un útil trazador en la identificación del protolito de las serpentinitas, ya que es un elemento poco móvil. Autores como Deschamps et al. (2013) han propuesto que, al proyectar las serpentinitas sobre un diagrama Yb vs. Ti, se observa una tendencia positiva definida que refleja procesos de refertilización y de empobrecimiento magmático entre los diferentes protolitos ultramáficos de distintos tipos de serpentinitas. En la figura 8.3b se muestran diferentes campos para serpentinitas de cuñas del manto (*mantle wedge*), de subducción (Ti > 50 ppm) y abisales (Ti = 10-130 ppm). Las serpentinitas de Sierra de Baza, procedentes de peridotitas abisales, caen claramente en el campo de las serpentinitas sometidas a un proceso de subducción post-oceánico.

La figura 8.4 representa la proyección de las diferentes rocas metaultramáficas de Sierra de Baza en el diagrama discriminante de Y vs. Ti de Pearce y Peate (1995). Esta figura muestra los campos correspondientes a magmas originados en diferentes tipos de dorsales en los que se pueden generar las peridotitas de las que derivan las serpentinitas estudiadas de acuerdo con los diferentes grados de fusión mantélica que serían necesarios en cada uno de los ambientes tectónicos considerados. Tanto las lherzolitas como la harzburgitas secundarias estudiadas encajan, desde el punto de vista químico, con peridotitas procedentes de segmentos de dorsales normales y originadas mediante un bajo grado de fusión. Aunque el Y y el Ti son elementos poco móviles, las harzburgitas secundarias muestran valores algo menores en Y y, para algunas muestras, también en Ti, de los que presentan las lherzolitas de las que derivan. Por ello las harzburgitas secundarias se desplazan un poco hacia la izquierda y hacia abajo con respecto a las lherzolitas, aunque el ambiente de génesis seguiría siendo el de una dorsal normal para los protolitos magmáticos de ambos tipos de serpentinitas. Las harzburgitas Cani-4D y Cani-295 se salen de este campo como consecuencia del metasomatismo de fondo oceánico más intenso, que moviliza más al elemento Y.

Las serpentinitas subducidas pueden derivar de peridotitas abisales/serpentinitas, y/o rocas ultramáficas de la OCT serpentinizadas. Sin embargo, una vez incorporadas al prisma de acreción y antes de su exhumación, experimentarán una compleja historia geológica, por ejemplo, serpentización secundaria en la fosa oceánica (Deschamps et al., 2011) y diversas interacciones químicas con diversas litologías, en particular (meta)sedimentos, y fluidos acuosos, a lo largo de toda la trayectoria progradada. Estos procesos pueden desempeñar un papel importante en la producción de enriquecimientos de elementos fluidos móviles, FME (*fluid mobile elements*: Deschamps et al., 2011; Lafay et al., 2013). Los FME muestran pequeñas diferencias en su comportamiento entre las serpentinitas abisales, serpentinitas del *mantle wedge*, y serpentinitas de subducción (Deschamps et al., 2013). En las figuras 8.3b, c, d y f se constata que las composiciones de las serpentinitas de Sierra de Baza

se proyectan en el campo correspondiente a las serpentinitas de subducción, coincidiendo en su gran mayoría también en el campo de las serpentinitas abisales. Las tendencias de composición definidas por las serpentinitas de subducción de Sierra de Baza son muy similares a las peridotitas abisales de las que derivan, salvo en el caso de los análisis nº 6 en el caso del Yb vs. Sr (Fig. 8.3c) y nº 3 en el caso del Yb vs. U (Fig. 8.3e). Estas variaciones del contenido en Yb frente a los elementos móviles (Sr y U) se interpretan como heredadas del proceso previo de metasomatismo de fondo oceánico que originó las harzburgitas secundarias a partir de las lherzolitas.

Finalmente, a partir de los datos representados en la figura 8.3, también se puede afirmar que la separación de estas serpentinitas en los dos grupos formados metasomatismo de fondo oceánico no se ha visto fundamentalmente perturbada por los cambios químicos y mineralógicos que afectaron a ambos grupos de serpentinitas durante la subducción alpina.

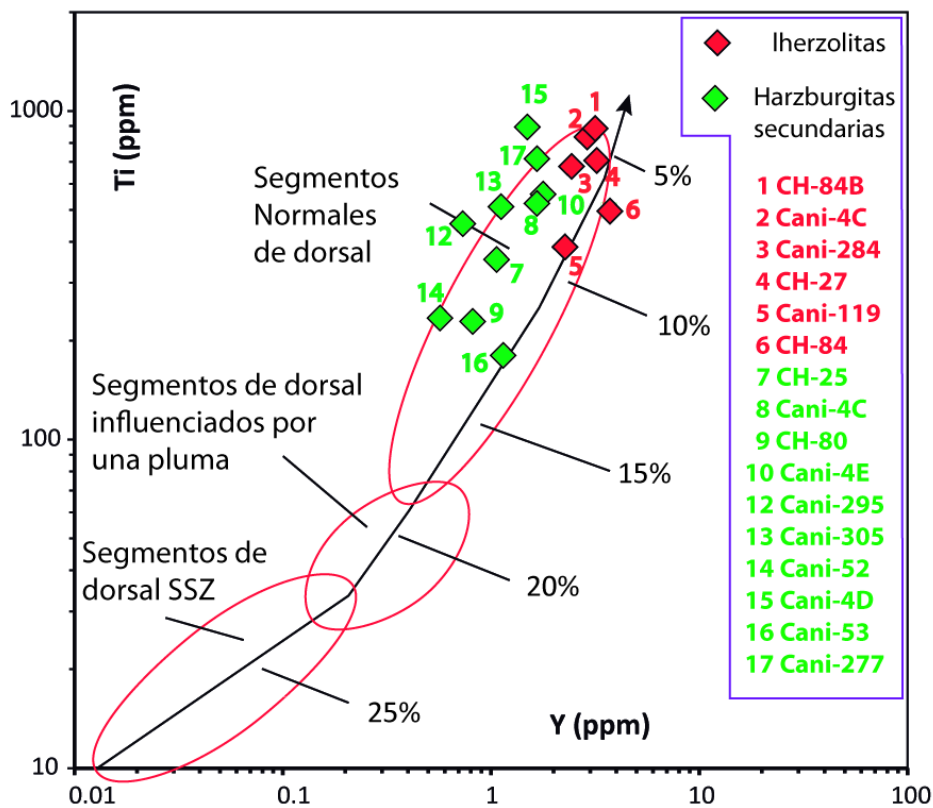


Figura 8.4.- Relaciones Y vs. Ti en las rocas ultramáficas de Sierra de Baza en el diagrama discriminante de Pearce y Peate (1995) para peridotitas de diferentes entornos tectónicos que se originaron en grados variables de fusión.

En relación con el V, se sabe que este elemento registra la fugacidad de oxígeno (fO_2) durante la fusión del manto (Lee et al., 2003, 2005) por lo que, proyectando los datos de las serpentinitas de Sierra de Baza sobre un diagrama MgO frente a V es posible conocer las condiciones redox de su protolito (Fig. 8.5). Las serpentinitas abisales proyectadas por Dechamps et al. (2013) caen principalmente entre FMQ y FMQ-2, y están generalmente en la fO_2 de las peridotitas del manto oceánico cerca de

fayalita-magnetita-cuarzo (Bodinier et al., 1988; Burnham et al., 1998; Fabries et al., 1989; Frey et al., 1985; Suen y Frey, 1987). Las serpentinitas de subducción caen en el mismo campo que las peridotitas del manto oceánico, aunque la mayor parte de los datos para serpentinitas de subducción proyectados por Deschamps et al. (2013) caen entre FMQ-1 y FMQ-2, lo que genera cierta duda (Fig. 8.5). En este diagrama también se constata que varias serpentinitas de Sierra de Baza se encuentran por encima de la curva FMQ-3 (Cani-295= análisis 11; Cani-277= análisis 9 y, por último, CH-84B= análisis 17, tabla 7.6b. La razón se debe a que están algo más oxidadas que todas las demás muestras. Las muestras proyectadas principalmente entre FMQ-1 y FMQ+1, podrían pertenecer a las serpentinitas abisales ya que el Fe³⁺ está controlado principalmente por procesos metasomáticos en los que la fO_2 es menor que en otros ambientes como puede ser el de las serpentinitas de subducción. Los grados de fusión bajos, inferiores a 20, y con un máximo próximo a 10, coinciden con el grado de fusión estimado para el protolito de las serpentinitas de Sierra de Baza, que se habría formado en condiciones de dorsal normal de acuerdo con sus contenidos de Y frente a Ti (Fig. 8.4).

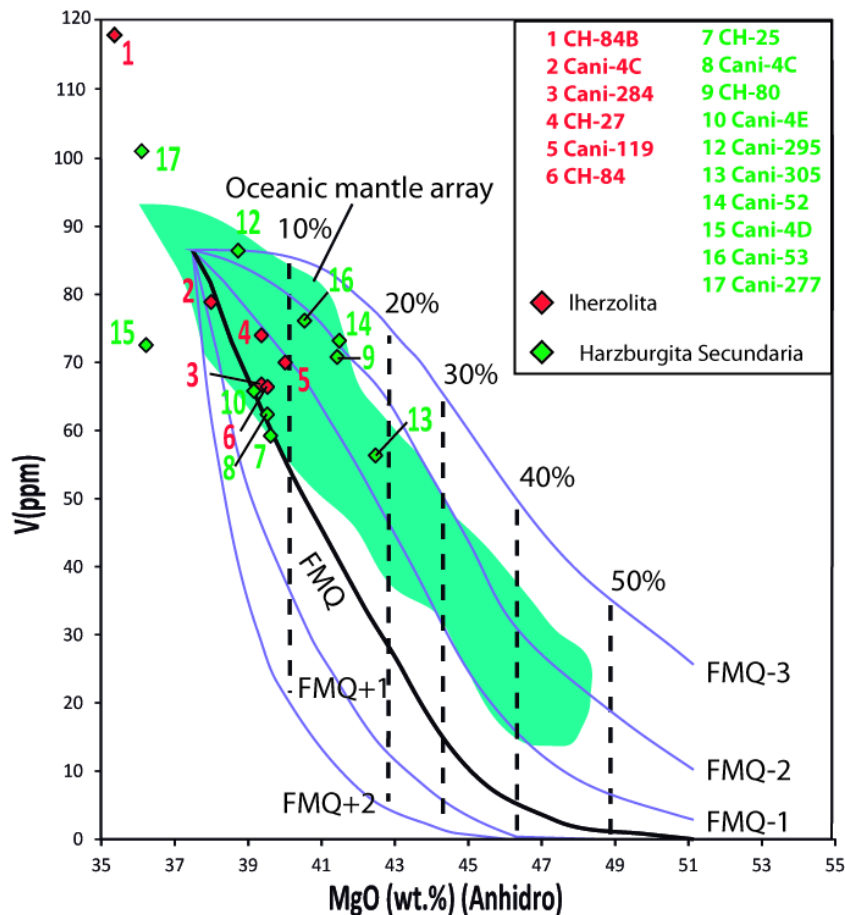


Figura 8.5.- Este diagrama de MgO (% en peso, recalculado bajo formas anhidras) frente a V (ppm) ilustra los grados de fusión y el modelo de fugacidad de oxígeno de las peridotitas (Lee et al., 2003; Deschamps et al., 2013). Las curvas representan la tendencia de fusión parcial a intervalos de 1 unidad de registro, que abarca fO_2 de FMQ-3 a FMQ + 2 (la curva sólida gruesa es para FMQ). Las líneas discontinuas representan el grado de fusión extraído en un incremento del 10% (Lee et al., 2003). El campo azul claro representa las peridotitas abisales y peridotitas ofiolíticas obducidas, que se supone representan el manto oceánico, según lo definido por Frey et al. (1985), Suen y Frey (1987), Bodinier (1988), Bodinier et al. (1988), Fabries et al. (1989) y Burnham et al. (1998).

Las lherzolitas serpentinizadas de Sierra de Baza están, en términos de fraccionamiento de LREE-MREE ($La/SmN= 0,5-1,8$), más enriquecidas que las harzburgitas secundarias serpentinizadas, que presentan un fraccionamiento de LREE-MREE ($La/SmN= 0,5-2,6$, tabla 7.6b), proyectadas sobre un MORB de manto empobrecido (Fig. 8.6). Las concentraciones de Sr y Zr también están más enriquecidas en las harzburgitas secundarias, generando el Zr una anomalía negativa mucho más acusada en las lherzolitas. Elementos como el Sr y otros como el Th-U-Nb-Ta y Pb se incorporan preferentemente en el ortopiroxeno y de forma subordinada en el olivino (especialmente el Sr) (Marchesi et al., 2013).

Las LREE y MREE están más empobrecidas en las harzburgitas secundarias que en las lherzolitas (Fig. 8.6), lo que confirma que escaparon del sistema de deshidratación (Garrido et al., 2005) probablemente por transporte de fluidos en complejos de fluoruros y cloruros (Bau, 1991; Bau y Dulski, 1995; Douville et al., 1999; Haas et al., 1995; Marchesi et al., 2013). Concentraciones significativas de Cl y F estaban todavía presentes en la serpentinita antes de la deshidratación (John et al., 2011; Kendrick et al., 2011; Scambelluri et al., 2004b) y probablemente se concentraron en el fluido producido por la descomposición de antigorita. La introducción de flúor a partir de un fluido externo también es consistente con la composición rica en F de la clinohumita de titanio en las harzburgitas con clorita, como constatan en el Cerro del Almirez López Sánchez-Vizcaíno et al. (2005).

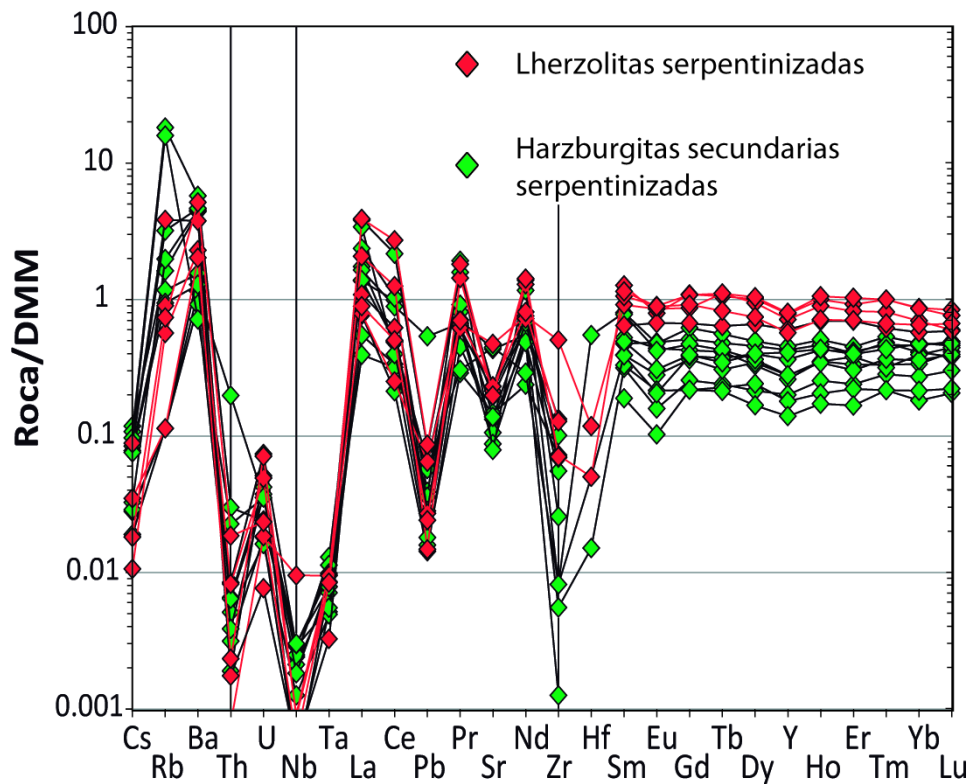


Figura 8.6.-Proyección de las lherzolitas y las harzburgitas secundarias serpentinizadas de Sierra de Baza normalizadas al manto MORB empobrecido (DMM). Normalización según valores de Salters y Stracke (2004).

Capítulo 9. Evolución del metamorfismo en las rocas básicas y ultramáficas seleccionadas

9.1. Eclogita CH-44

La eclogita CH-44 estudiada con mapas de XR, corresponde al tipo C de Coleman et al. (1965), (Fig. 6.19) y a las eclogitas de baja T de Carswell (1990). Las relaciones texturales anteriormente descritas, particularmente entre onfacita, granate y rutilo, que constituyen la asociación mineral principal de esta roca, indican que fue estable durante el metamorfismo pre- y post-pico eclogítico (evento eoalpino). Los porfidoblastos de granate contienen pequeñas inclusiones de onfacita, anfíbol y en menor medida zoisita-clinozoisita y/o están parcialmente reemplazados, al igual que la onfacita, por anfíboles sodo-cálcicos, zoisita-clinozoisita, fengita y/o distena en una etapa tardía eoalpina o bien en una etapa posterior, mesoalpina, bajo facies de Anfibolitas de Ab-Ep. Posteriormente aparecen anfíboles cálcicos, mica y clorita (etapa neoalpina). Como ya se señaló en el capítulo 6, los mapas de rayos X de esta muestra presentan una zonación oscilatoria compleja en porfidoblastos de anfíboles, granate y onfacita (Figs. 6.17-6.23) que sugieren cambios generalizados y recurrentes en las condiciones P-T durante el metamorfismo progrado asociado al proceso de subducción o procesos complejos de infiltración de fluidos durante la blastesis mineral.

La asociación del pico metamórfico se sistematiza en los diagramas ACF y AFN (Figs. 9.1 y 9.2), donde se señalan las fases coexistentes y los vectores de intercambio apropiados que permiten condensar el espacio composicional. Para indicar la química mineral del pico metamórfico, estos diagramas de fases también muestran la proyección de términos extremos relevantes de las soluciones sólidas de interés. El diagrama ACF se construye proyectando desde cuarzo rutilo y fluido acuoso (presentes en la muestra) y el diagrama AFN se construye proyectando desde los mismos componentes más clinozoisita. El diagrama ACF (Fig. 9.1), muestra que la paragénesis de pico metamórfico está constituida por onfacita + granate + anfíbol Na-Ca, indicando facies de eclogitas. La composición de roca total de esta muestra está representada dentro de las líneas de unión que conectan el pico metamórfico de facies de eclogitas, proyectándose muy cerca del MORB. En el diagrama AFN proyectado desde clinozoisita (Fig. 9.2), la composición de roca total de esta eclogita se representa también dentro de las líneas de unión que conectan granate + onfacita + anfíbol sodo-cálcico. El diagrama tetraédrico ACFN (Fig. 9.3) sintetiza la representación de los diagramas ACF y AFN. En él se observa la agrupación de los anfíboles cálcicos separada de los sodo-cálcicos, la onfacita con algún mineral más rico en Na, el granate tendente a la variedad rica en Fe (almandino) y el grupo de la epidota, con una cantidad de Fe que va de 4.30 a 7.71% (Tablas 6.11-16). Los anfíboles cálcicos representan en este caso fundamentalmente el evento mesoalpino en facies de anfibolitas Ab-Ep. Los anfíboles sodo-cálcicos corresponden con la evolución metamórfica de P intermedia del metamorfismo mesoalpino. La pargasita y la taramita, parecen provenir de la

transformación de anfíboles sodo-cálcicos (fundamentalmente barroisita) generados en el evento metamórfico mesoalpino (facies de anfibolitas Ab-Ep), apreciándose en la proyección de las pargasitas y taramitas de la figura 9.3 una disminución fundamentalmente en Na. La edenita, por su parte, suele estar recrecida en su borde por actinolita, probablemente como consecuencia de su transformación metamórfica durante el evento neoalpino. El contenido en Fe más bajo existente en algunos almandinos (Figs. 9.1-9.3), corresponde con el camino metamórfico progrado observable en el borde de estos granates en la figura 6.19., que podría explicarse debido a un aumento en T durante el desarrollo de estos granates hacia el pico metamórfico eoalpino. Algunos bordes de la onfacita presentan un aumento en jadeíta (Figs. 6.21 y 9.1), indicando una evolución temporal en el metamorfismo eoalpino con aumento de P en facies de eclogita.

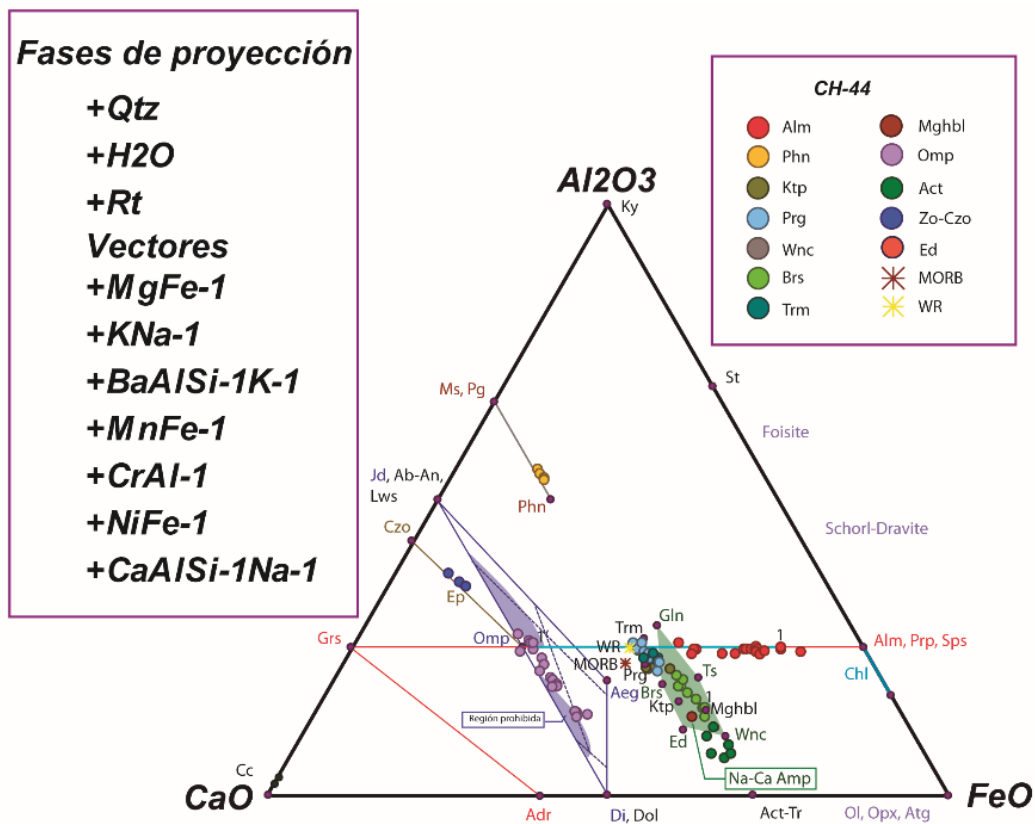


Figura 9.1.- Diagrama ACF para la muestra CH-44. El pico metamórfico está representado por la línea azul que une el granate 1 con la onfacita 1' (MORB de Sun y McDonough, 1989).

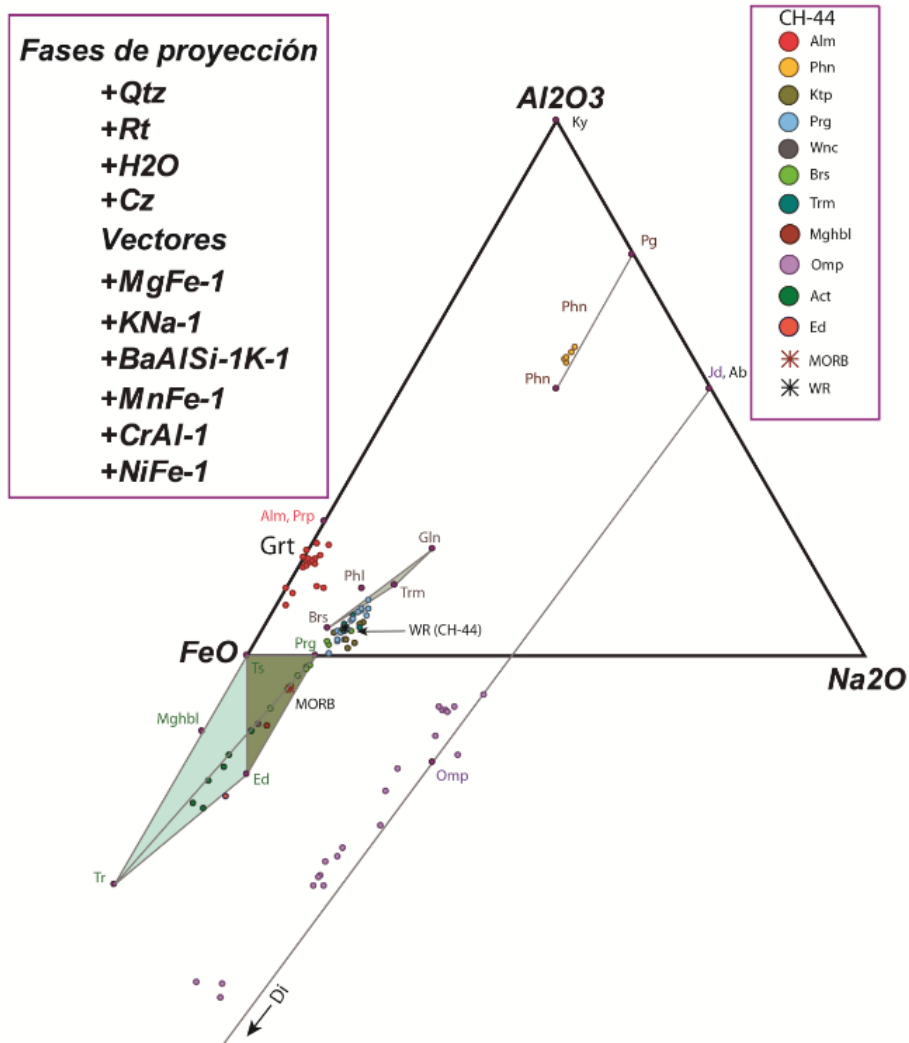


Figura 9.2.- Diagrama AFN. La flecha negra indica la proyección hacia diópsido en el infinito (MORB de Sun y McDonough, 1989).

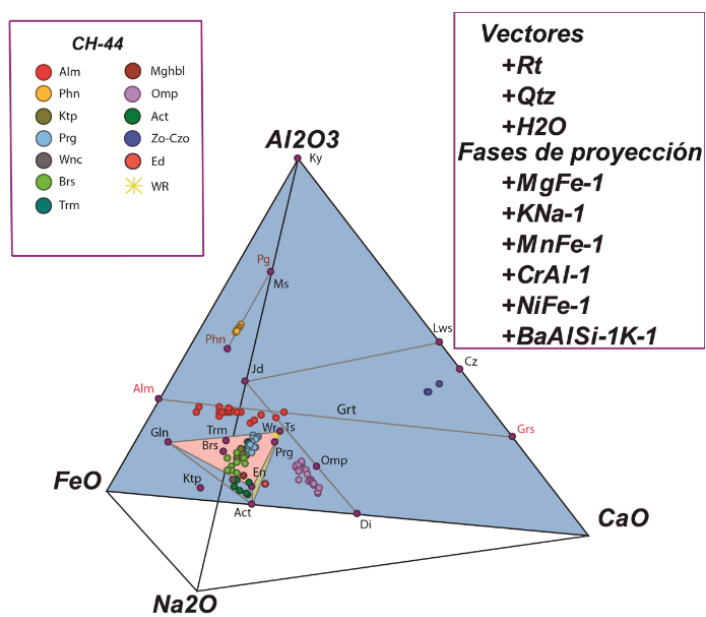


Figura 9.3.- Diagrama ACFN de la eclogita CH-44.

9.2. Serpentinitas Cani-284 y Cani-277

La roca Cani-284 (serpentinita procedente de Iherzolita, figura 6.2) está compuesta por fosterita (Fo), serpentina (Srp), diópsido (Di), augita (Aug), penninita (Pen), Ti-clinohumita, magnetita de Cr de Al. La proyección de roca total (WR) se encuentra dentro del campo que forman la asociación mineral entre forsterita, diópsido y serpentina en el diagrama ternario SCM proyectado desde la fase Al_2O_3 (Fig. 9.4). Parte de la serpentina de esta roca, deriva muy probablemente de cristales de olivino y clinopiroxeno durante los procesos metamórficos alpinos de alta y media presión. Este olivino relictivo, presenta una proporción relativamente alta en Mg (Fig. 6.2C y tabla 6.1), como consecuencia de un aumento en el grado metamórfico. Para eventos metamórficos más recientes, parte del diópsido se transforma en los bordes de grano a augita, pudiéndose apreciar una proyección continua en la figura 9.4. La mayor parte del piroxeno de esta roca es de baja presión. La clorita de la muestra Cani-284 es de composición penninítica, pues tiene contenido algo más alto en Si que la Cani-277, que presenta tanto penninita como clinocloro (Figs. 9.4 y 9.5).

La roca Cani-277 (serpentinita procedente de harzburgita secundaria, figura 6.7B) está compuesta por serpentina (Srp), talco (Tlc), penninita (Pen), clinocloro (Clc), magnetita de cromo, magnetita de titanio e ilmenita. La proyección de roca total (WR) se encuentra dentro del campo que forman la asociación mineral entre serpentina y talco en un diagrama ternario SCM (Fig. 9.5).

El talco se forma a partir de la enstatita preexistente especialmente en las harzburgitas secundarias, durante el metamorfismo mesoalpino. Estos talcos suelen ser abundantes en rocas sin reliquias de olivino o piroxeno (Fig. 9.5).

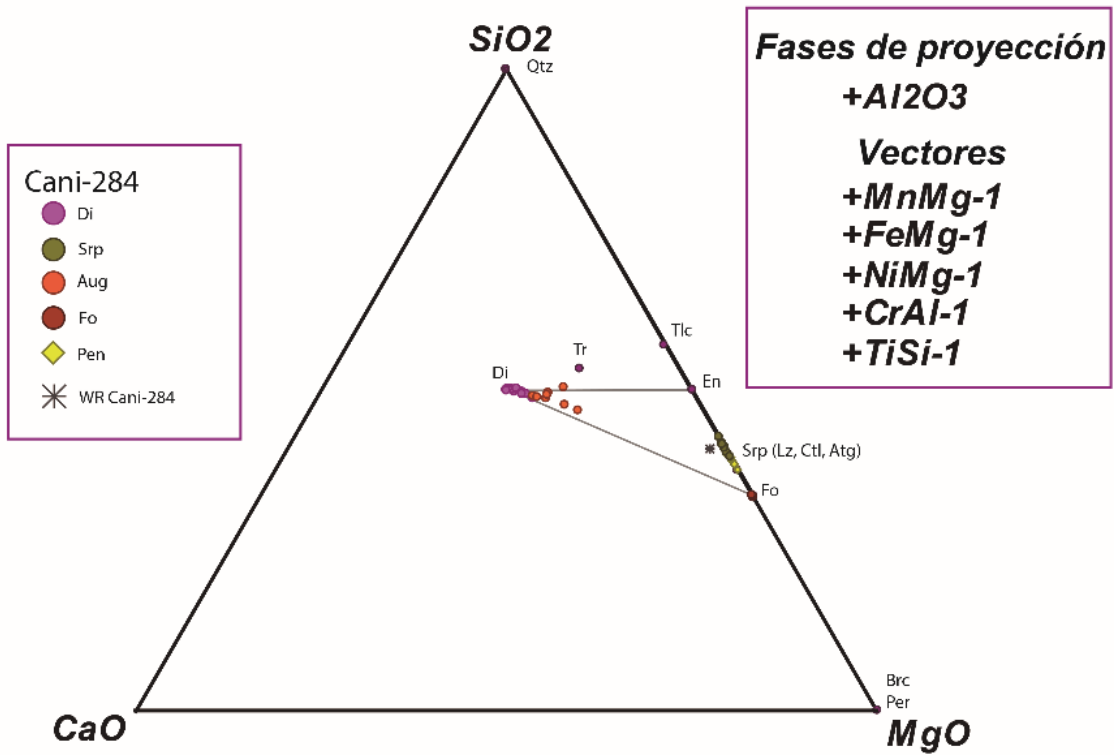


Figura 9.4.- Diagrama SCM de la serpentinita Cani-284.

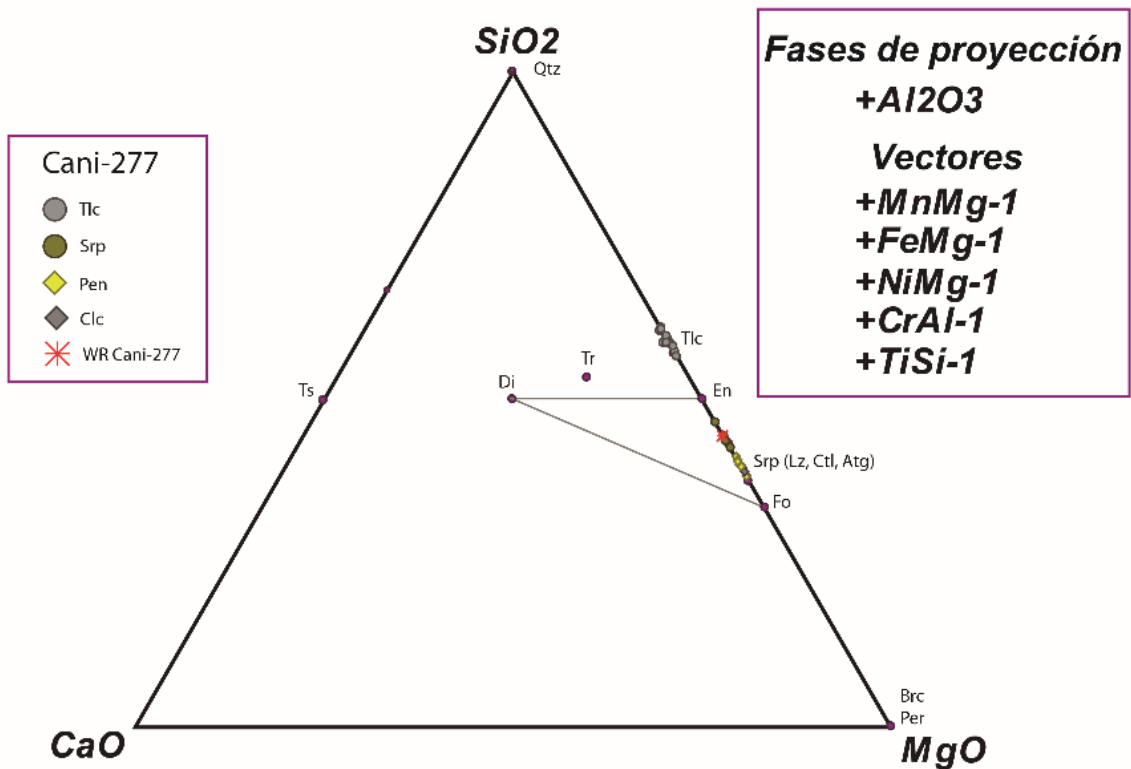


Figura 9.5.- Diagrama SCM de la serpentinita Cani-277.

9.3. Evolución P-T-t

Se han calculado las proyecciones isoquímicas P-T (pseudosecciones) para las composiciones representativas de roca volumétrica correspondientes a la eclogita CH-44 de Sierra de Baza. Los resultados se han comparado con las asociaciones minerales observadas. La pseudosección para esta eclogita, (Tablas 6.11-16) se calculó en el sistema completo de 11 componentes MnKNCFMASHTO utilizando el software Perple_X (Connolly, 2005). La pseudosección realizada (Fig. 9.6) muestra un campo con la asociación Omp+Amph+Ep+Ph+Grt+Ky+Qtz+Rt, consistente con las asociaciones minerales observadas en las eclogitas de Sierra de Baza en el evento eoalpino. Para restringir aún más las condiciones P-T, se determinaron las isopleetas de composición mineral para granate (Mg #) y la cantidad de Si en la mica incolora (fengita), y se tomaron los valores máximos de la muestra en equilibrio, lo que indica las condiciones máximas alcanzadas por la roca, valores que confirman, además, el campo de estabilidad de las fases presentes. Los contenidos mayores de Mg# son 0.44 para el granate y 3.32 para la Si en la fengita, lo que resulta de una interceptación de las isopleetas a aproximadamente 678 C° y 18.8 kbar (Fig. 9.6). Durante la retrogresión mesoalpina, se forma anfíbol cálcico, plagioclasa y epidota, como se indica por las asociaciones de fases (Fig. 9.6), correspondientes a las facies de anfibolitas de Ab-Ep, a partir del clinopiroxeno sódico y del granate de la eclogita.

La T obtenida con los pares Cpx-Grt correspondientes a los diques de doleritas que atraviesan las rocas ultramáficas de las ofiolitas Béticas, oscila entre 600 y 800°C a 22 kb (aunque la mayoría de los datos están alrededor de 700 ± 50°C) y es similar en eclogitas y metarodingitas (datos de Puga et al, 1999a), lo que indica el equilibrio de los diferentes litotipos que componen los diques bajo condiciones similares. Datos no presentados en este trabajo, correspondientes a un estudio en curso, en colaboración con otros autores, sobre las eclogitas de Lugros, permiten precisar que las condiciones de pico metamórfico corresponden a unos 21-22 kbar y 675C° que se desarrollaron en condiciones de eclogita con distena. En este caso particular la paragénesis eoalpina fue borrada parcialmente durante el evento mesoalpino, con condiciones en el clímax alrededor de 600 ± 25C° y 8.5 ± 0.5 kbar (Puga et al., 2000). Las condiciones del clímax metamórfico para las metabasitas de Córdar, corresponden a aproximadamente 14 kbar y 570 °C, es decir, en el límite entre los esquistos azules y las eclogitas (Puga et al., 2000), condiciones de P-T que son sin duda algo más bajas que la eclogita de Sierra de Baza aquí estudiada. En definitiva, las condiciones de T para la eclogita CH-44 de Sierra de Baza, son similares a las calculadas para las eclogitas de Lugros, aunque con una P algo menor, según se muestra en la pseudosección de la Fig. 9.6.

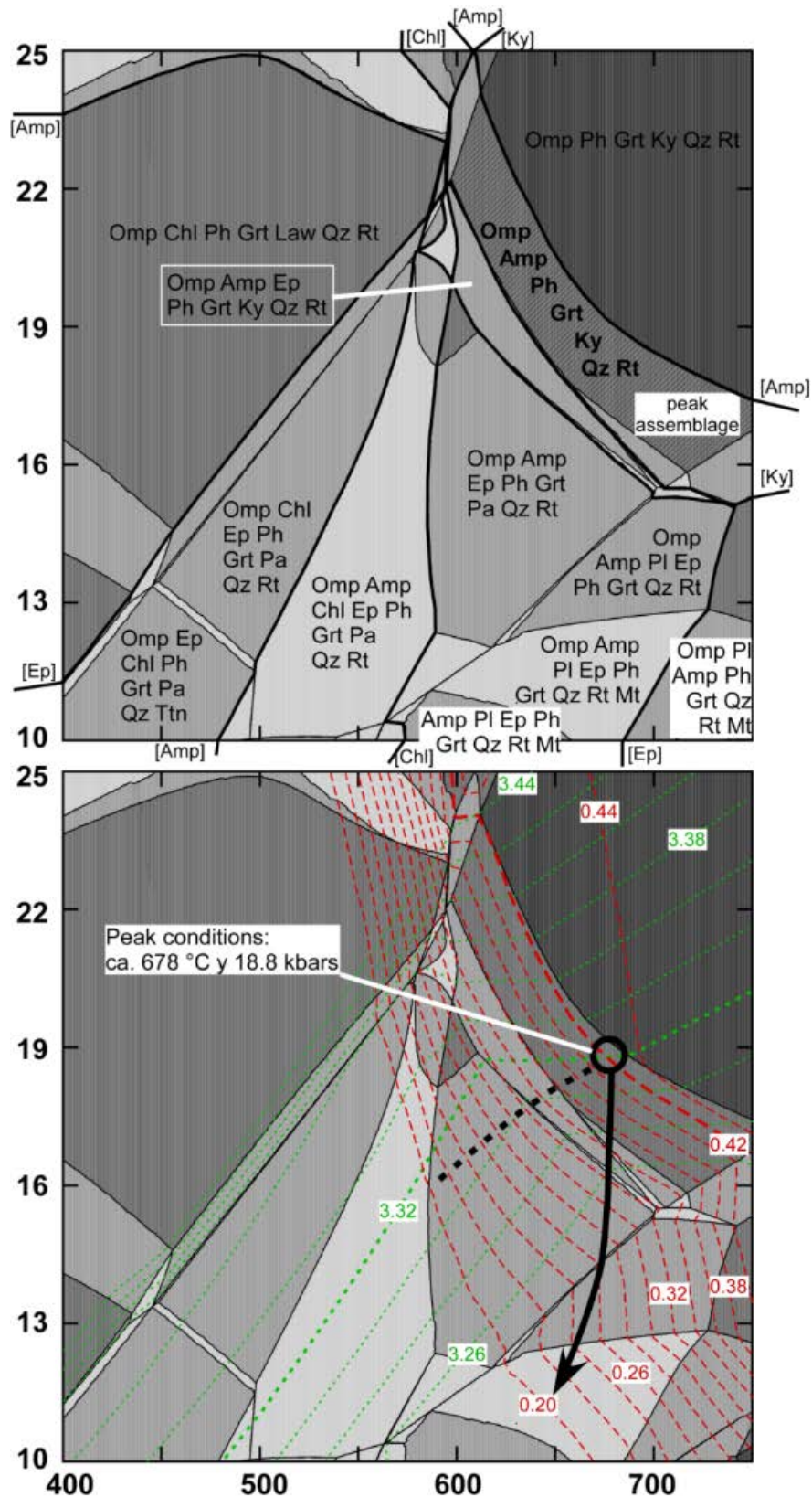


Figura 9.6.- Proyección isoquímica (pseudosección) para la eclogita CH-44. A: campos de estabilidad y asociaciones de fases, con indicación (líneas gruesas) de las fases que dejan de ser estables (entre corchetes). B. isopletas de Mg#, para el granate (líneas discontinuas rojas) y para la Si en la fengita (líneas de puntos verdes). Condiciones de pico metamórfico calculadas utilizando estos valores máximos para ambos minerales. Posible trayectoria pre-pico en líneas negras discontinuas.

Capítulo 10. Geocronología

Las rocas de los principales afloramientos de la AOB han sido datadas mediante diferentes métodos y los resultados obtenidos se resumen en Puga et al. (2017). Los métodos que han proporcionado datos geocronológicos para estas rocas son los siguientes: Rb/Sr, K/Ar y Ar/Ar en roca total y en minerales aislados de metabasitas desde 1980 a 2003 (tabla 10.1) y finalmente mediante U-Pb con SHRIMP sobre circones aislados de dichas metabasitas y alguna piroxenita (tabla 10.1).

Las dataciones obtenidas con la mayoría de los métodos arriba mencionados registran fundamentalmente los procesos metamórficos que afectan a estas rocas. Las más robustas para detectar los procesos magmáticos que las originaron son las obtenidas mediante SHRIMP de circones. Sin embargo, los cristales de circón suelen ser muy poco abundantes en las rocas básicas y ultramáficas que forman los suelos oceánicos originados en ambiente de dorsal como son los que constituyen la AOB. La extracción de circones en este tipo de rocas requiere una selección previa de muestras que contengan este mineral previa identificación del mismo al SEM, y la molienda posterior de unos 20-30 kg de muestra, seguida de la separación de sus circones hasta conseguir un número adecuado para realizar una datación estadísticamente aceptable. Para el afloramiento de Sierra de Baza la cantidad de muestra molida ha llegado a ser el doble en algunos casos pero, desafortunadamente, no ha sido posible extraer un número suficiente de circones para ser datados. La causa más probable de esta escasez de circones en las rocas básicas de Sierra de Baza, ha debido ser la selección de rocas básicas no acumuladas, especialmente rocas volcánicas, y de sills doleríticos intercalados entre la secuencia sedimentaria, lo que se planteó con la intención de conseguir dataciones precisas sobre los momentos últimos del desarrollo del magmatismo que originó estos suelos oceánicos béticos, así como para obtener una edad mínima de los metasedimentos de su secuencia sedimentaria. Por tanto, en el discurso que sigue, se comentarán las dataciones U/Pb por SHRIMP en circones obtenidas durante la realización de trabajos previos desarrollados paralelamente a la realización de esta tesis y (Puga et al. (2017). Estos datos corresponden a los afloramientos de El Algarrobo y Cóbdar, si bien se hará referencia también a las dataciones previas obtenidas por Puga et al. (2011) en los afloramientos de Lugros y del Cerro del Almirez (tabla 10.1; Fig. 10.1)

La datación SHRIMP fue realizada en distintos dominios seleccionados previamente mediante estudio por catodoluminiscencia (CL) para diferenciar áreas de crecimiento magmático en el circón de otras afectadas por los procesos metamórficos subsecuentes a los que se han visto sometidas las rocas estudiadas. En diferentes muestras de los afloramientos mencionados, en coherencia con lo reconocido previamente por Puga et al. (2011) en los afloramientos de Lugros y del Cerro del Almirez, ha sido posible determinar con precisión una edad ígnea en todas las muestras datadas. En todos los casos dichas edades se corresponden con la parte alta del Jurásico Inferior, en el rango de 190 a 180 Ma, con una edad promedio de 185 Ma

(Fig. 10.2). Estas edades ígneas se han obtenido en bordes prístinos con zonación oscilatoria en todos los circones datados, por tanto, de indudable origen magmático, por lo que la edad obtenida representa el comienzo del magmatismo oceánico en el Dominio Nevado-Filábride. No obstante, se han obtenido también otros dos grupos de edades, no tan bien definidos como las edades ígneas anteriores, que se concentran en los intervalos Jurásico Medio-Superior y Cretácico Superior-Paleoceno, respectivamente (Tabla 10.1 y Fig. 10.2A, D).

Tabla 10.1.- Dataciones radiométricas en ofiolitas béticas (Puga et al., 2017).

Tipos de muestras	Localidad	Método	Edad (M.a.)	Referencia
Magmatismo Jurásico				
Circón con zonado oscilatorio en gabros eclogitizados	Lugros	SHRIMP U-Pb	186.5 ± 2.5	Puga et al., 2005
Circón con zonado oscilatorio en gabros eclogitizados	Lugros	SHRIMP U-Pb	187.4 ± 2.5	Puga et al., 2011
Circón con zonado oscilatorio en rodingitas eclogitizadas	Cerro del Almirez	SHRIMP U-Pb	183.9 ± 1.6	Puga et al., 2011
Circón con zonado oscilatorio en gabros eclogitizados	Cóbdar	SHRIMP U-Pb	185.3 ± 2.4	Puga et al., 2017
Circón con zonado oscilatorio en gabros eclogitizados	El Algarrobo	SHRIMP U-Pb	182.6 ± 1.4	Puga et al., 2017
Relicto de biotita en gabro	Lubrín	Ar/Ar	173.2 ± 6.3	De Jong, 2003
Meta-gabro (Roca Total)	Cóbdar	K/Ar	174 ± 4	Portugal Ferreira et al., 1988
Relicto de plagioclasa ígnea en dolerita	Cóbdar	K/Ar	164 ± 4	Portugal Ferreira et al., 1988
Isocrona en dolerita olivínica	Lubrín	Rb/Sr	146 ± 4	Hebeda et al., 1980
Metamorfismo de fondo oceánico				
Venas de anfíbol marrón en meta-basaltos	Cóbdar	Ar/Ar Laser	158 ± 4.5	Puga et al., 1991
Áreas de circón recristalizadas no zonadas en eclogitas	Lugros	SHRIMP U-Pb	152.4 ± 3.5	Puga et al., 2005
Áreas de circón recristalizadas no zonadas en eclogitas	Lugros	SHRIMP U-Pb	155 ± 2.7	Puga et al., 2011
Borde de recrecimiento en circones ígneos en rodingitas	Almirez	SHRIMP U-Pb	177.5 ± 2	Puga et al., 2011
Evento Eo-Alpino				
Fengita en anfíbolita	Lubrín	Ar/Ar	86.2 ± 2.4	De Jong, 2003
Glaucófana en anfíbolita	Cóbdar	K/Ar	72 ± 1	Portugal Ferreira et al., 1988
Áreas de circón blanquecinas y anubarradas en eclogitas	Lugros	SHRIMP U-Pb	80.4 ± 1.4	Puga et al., 2005
Áreas de circón blanquecinas y anubarradas en eclogitas	Lugros	SHRIMP U-Pb	73.5 ± 1.1	Puga et al., 2011
Áreas de circón blanquecinas y anubarradas en rodingitas	Almirez	SHRIMP U-Pb	59.2 ± 0.8	Puga et al., 2011

Tabla 10.1.- Continuación

Tipos de muestras	Localidad	Método	Edad (M.a.)	Referencia
Evento Meso-Alpino				
Anfibol barroisítico en eclogita retrogradada	S ^a de Baza	Ar/Ar	48.4 ± 2.2	Monié et al., 1991
Anfibol barroisítico en eclogita retrogradada	Cóbdar	Ar/Ar	41.4 ± 2.3	Puga et al., 2002
Áreas de circón blanquecino y anubarrado en eclogitas	Lugros	SHRIMP U–Pb	30.9 ± 0.6	Puga et al., 2005
Mica blanca en anfibolita simplectítica	Cauchiles	Ar/Ar	28.5 ± 2.5	Puga et al., 2002
Mica fengítica en anfibolita	Cóbdar	Ar/Ar	27 ± 1	Portugal Ferreira et al., 1988
Mg-hornblenda en eclogita retrogradada	S ^a de Baza	Ar/Ar	24.6 ± 3.6	Monié et al., 1991
Evento Neo-Alpino				
Circón metamórfico en piroxenita	Almirez	SHRIMP U–Pb	15 ± 0.6	López Sánchez-Vizcaino et al., 2001
Mica blanca en anfibolita simplectítica	Cauchiles	Ar/Ar	13 ± 1.5	Puga et al., 2002
Paragonita en anfibolita	Camarate	Ar/Ar	12.4 ± 1.5	Puga et al., 2002
Actinolita en rodingita anfibolitizada	Almirez	K/Ar	11 ± 3	Portugal Ferreira et al., 1988
Actinolita en anfibolita	Camarate	Ar/Ar	11 ± 0.9	Puga et al., 2002

Estas dos etapas de recristalización de los circones ígneos no se han desarrollado y/o preservado de manera generalizada, ni con la misma intensidad en todos los afloramientos de la AOB ni tampoco entre diferentes muestras de roca de un mismo afloramiento. Sin duda ello ha debido ser así porque los subsecuentes eventos metamórficos meso- y nealpino no han sido obliterantes y han retrogradado sólo parcialmente tanto las paragénesis eclogíticas como las de metamorfismo de fondo oceánico.

Las dataciones del Jurásico Inferior-Medio (Figs. 10.2A y D) han sido interpretadas por Puga et al. (2011, 2017) como probablemente correspondientes al metamorfismo y metasomatismo de fondo oceánico. Las dataciones de edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Paleoceno se han interpretado como edades metamórficas correspondientes al primer evento orogénico de recristalización (eoalpino), que tuvo lugar durante la subducción y eclogitización del suelo oceánico (tabla 10.1, Figs. 10.1A y 10.2A).

Como puede verse en las figuras 10.1 y 10.2, las recristalizaciones originadas por los metamorfismos de fondo oceánico y eoalpino, se han conservado mejor en los

circones de Lugros y del Almirez (Puga et al., 2005, 2011 y 2017). En las imágenes A y D de la figura 10.1 se muestran dos cristales de circón, de Lugros y del Cerro del Almirez respectivamente, afectados por metamorfismo eoalpino de alta P, que ha desarrollado pequeñas áreas irregulares y blanquecinas de recristalización (metamictización) rodeando vesículas (negras). Las edades radiométricas obtenidas en dichas áreas corresponden al Cretácico superior (83,7 Ma) y al Paleoceno (59,2 Ma).

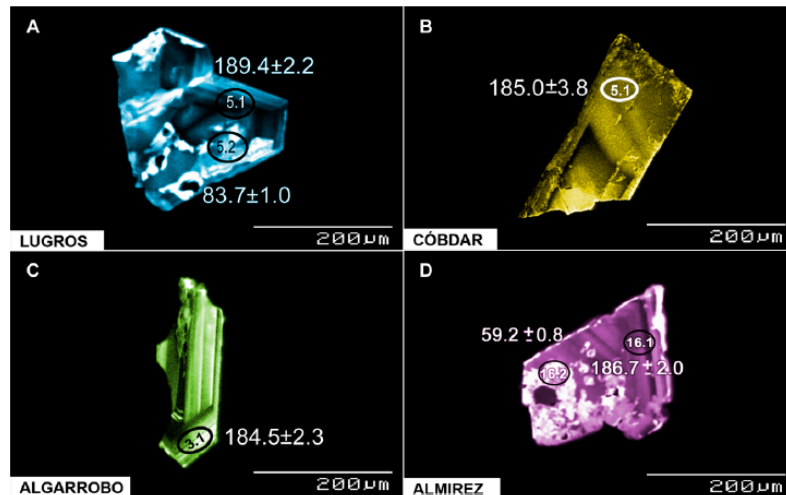


Figura 10.1.- Imágenes de catodoluminiscencia de circones datados por U/Pb con SHRIMP en gabros y doleritas eclogitizadas de la AOB de cuatro de sus afloramientos más representativos; Lugros, Córdar, Algarrobo y Cerro del Almirez (Puga et al., 2017).

El metamorfismo de fondo oceánico se ha podido datar también sobre anfíboles marrones (Ti-pargasita y kaersutita) que rellena venillas milimétricas y vesículas en metabasaltos ofiolíticos del afloramiento de Córdar. Estos anfíboles se han datado mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con sonda láser como del Jurásico Medio (158 Ma: Puga et al., 1991a), mientras que la edad del inicio del magmatismo, datada con SHRIMP en circones en el mismo afloramiento, es de 185 Ma (Fig. 10.1B). Esto indica una duración aproximada del magmatismo en la transversal oceánica correspondiente al afloramiento de Córdar de unos 27 Ma. Estas dataciones concuerdan con lo obtenido mediante datación SHRIMP de circones que afectaron a las metabasitas de un mismo afloramiento, como en el caso de Lugros, que permiten inferir un periodo de desarrollo del suelo oceánico en esta transversal durante unos 29 Ma (entre 189 y 160 Ma: Fig. 10.2A).

La formación de cristales de glaucofana durante la etapa final del desarrollo de algunas eclogitas (Puga et al., 2000) debió corresponder al proceso de exhumación de sectores de corteza oceánica, previamente subducidos en el cretáceo superior, sobre el margen continental. La cristalización de este anfíbol sódico datado en 72 Ma mediante el método K/Ar, en una anfíbolita de Córdar (Portugal Ferreira et al., 1988), se ha interpretado como una etapa final del proceso de exhumación que siguió a la subducción eoalpina, datada a lo largo del Cretáceo superior-Paleoceno (ver Tabla 1 en Puga et al., 2017). Los siguientes eventos metamórficos, correspondientes a los

estadios meso- y neoalpino (tabla 10.2), identificados tanto en la AOB como en otras unidades Nevado-Filábrides, han producido escasa recristalización en los circones de sus metabasitas (véase, no obstante, López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; y Kirchner et al., 2016, en este último caso mediante dataciones Rb-Sr). Sin embargo, estos eventos han sido datados radiométricamente, principalmente por métodos de Ar/Ar y K/Ar, como correspondientes al Eoceno-Oligoceno y Mioceno Inferior-Medio, respectivamente (Ver tabla 10.1 y 2 y Puga et al., 2002a, 2017; Augier et al., 2005; Kirchner et al., 2016).

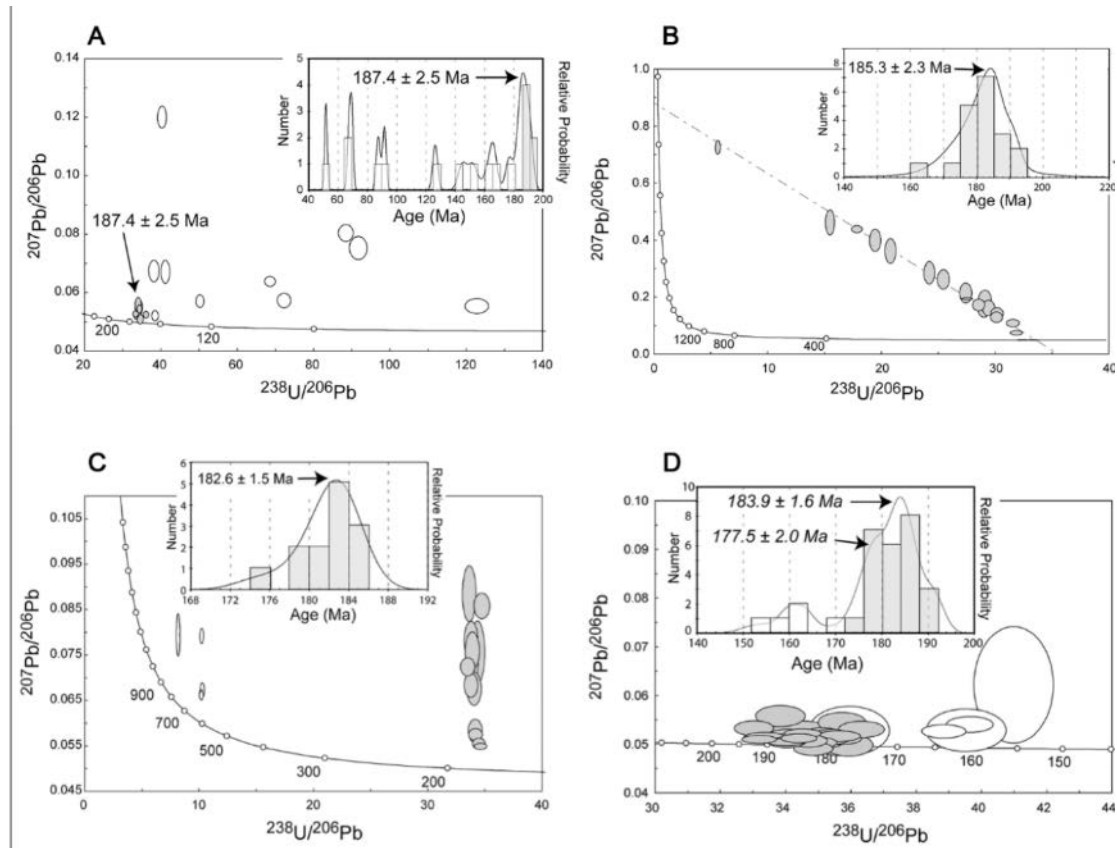


Figura 10.2.- Diagramas de Tera-Wasserburg e histogramas de probabilidad con edades medias para los circones magmáticos fechados de cuatro muestras de afloramientos de Lugros (A) y Cerro del Almirez (D), de acuerdo con Puga et al., 2011, complementados con muestras de Córdoba (B) y El Algarrobo (C). Nótese la existencia de poblaciones de dataciones concentradas en el intervalo Jurásico Medio-Superior, interpretadas en relación con el metamorfismo de fondo oceánico (Puga et al., 2017).

Los minerales más característicos desarrollados durante el metamorfismo mesoalpino, en las condiciones de facies de anfibolitas de Ab-Ep, son los anfíboles Na-Ca, que reemplazan a la onfacita, granate y glaucofana de la paragénesis eclogítica y, más localmente, a las reliquias de anfíboles marrones de alto gradiente, formadas durante la etapa metamórfica de fondo oceánico del Jurásico Medio-Superior (Puga et al., 1991a, 2000, 2002a, 2002b). Estos anfíboles Na-Ca se han datado por el método Ar/Ar entre 50 y 40 Ma en eclogitas parcialmente anfibolitizadas (Monié et al., 1991, Puga et al., 2002a). Otros minerales de este mismo evento metamórfico son las micas fengíticas y los anfíboles Fe-Mg, que se han datado por métodos Ar/Ar y K/Ar entre 30

y 25 Ma (Portugal Ferreira, 1988; Monié et al., 1991; Puga et al., 2002a). Este rango de edades absolutas Meso-Alpinas incluye alguna de las edades de U/Pb obtenidas en los dominios de circones recristalizados, especialmente en las eclogitas de Lugros (Puga et al., 2005).

Finalmente, el evento metamórfico Neo-Alpino, desarrollado principalmente en condiciones de facies de esquistos verdes en la mayoría de las unidades que forman los Complejos Nevado-Filábrides (tabla 10.2), ha sido datado entre 15 y 10 Ma en diferentes minerales y por diferentes métodos (tabla 10.1). Las micas blancas y los anfíboles de Fe-Mg de eclogitas anfibolitizadas y rodingitas de varios afloramientos ofiolíticos fueron datados por Ar-Ar y K-Ar como cristalizados de 11 a 13 Ma (Portugal Ferreira et al., 1988; Puga et al., 2002a), y el circón de un boudin de piroxenita, hospedado en una serpentinita del Almirez, fue datado en 15 Ma por López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001. Estos autores consideraron dichos circones como formados durante un metamorfismo de alta presión del Mioceno. Si bien estas dataciones han sido discutidas en cuanto a la paragénesis no eclogítica de los circones datados (Ver Puga et al., 2005, pags. 197-198), otras dataciones mediante Lu-Hf en granates (Platt et al., 2006) y mediante isocrona multimineral $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Kirchner et al. 2016), confirmarían una edad miocena para un metamorfismo, probablemente relacionado con subducción en algunos sectores del dominio Nevado-Filábride bajo las zonas externas próximas en este periodo.

Tabla 10.2.- Evolución petrogenética del Complejo del Mulhacén (CM), edad absoluta y ambiente geodinámico de los diferentes procesos identificados entre el Jurásico y el Mioceno (Puga et al., 2007, 2011, 2017).

Periodo	Metamorfismo	Magmatismo	Edad (M.a.)	Acontecimiento geológico	Referencias
Jurásico	Metamorfismo de fondo oceánico. Facies anfibolitas	De fondo oceánico. Básico intraplaca	213-146 M.a.	Fracturación y deriva (Rifting y drifting)	Hebeda et al., 1980; Portugal Ferreira et al., 1988; Puga et al., 1995, 2003, 2005
Cretácico Superior-Paleoceno	Facies eclogitas		91-52 M.a.	Subducción de corteza oceánica y de márgenes continentales. Metamorfismo Eo-Alpino	Andriessen et al., 1991; De Jong, 1991; De Jong et al., 1992; Nieto et al., 1997; Portugal Ferreira et al., 1988; Puga, 1976; Puga et al., 2002, 2003, 2005
Paleoceno-Eoceno	Facies esquistos verdes	Andesítico-calcoalcalino (Form. Soportújar)	67-43 M.a.	Etaa intraorogénica: Sedimentación tuftítica. Exhumación (superposición de mantos)	Puga et al., 1996
Eoceno Superior-Oligoceno	Facies anfibolitas Ab-Ep a esquistos verdes		48-25 M.a.	Colisión y subducción intracontinental. Superposición del CM sobre el CV. Metamorfismo Meso-Alpino	Díaz de Federico et al., 1990; Monié et al., 1991; Nieto et al., 1997; Portugal Ferreira et al., 1988; Puga et al., 1996, 2002
Mioceno	Facies esquistos verdes	Ácido a intermedio calcoalcalino	< 25 M.a.	Exhumación y colapso extensional. Superposición de los Complejos Béticos. Metamorfismo Neo-Alpino (escasa blastesis)	Andriessen et al., 1991; De Jong, 1991; De Jong et al., 1992; Díaz de Federico et al., 1990; Monié et al., 1991; Portugal Ferreira et al. 1988; Puga et al., 2002

Capítulo 11. Génesis y evolución de los magmas

Proponer un modelo sobre la evolución magmática de las metabasitas de la AOB en Sierra de Baza requiere elegir rocas que no hayan sido afectadas por la diferenciación magmática previa (es el caso fundamentalmente de los gabros) y, por lo tanto, cuyo contenido en MgO no sea menor a 7%. Para comparar las rocas estudiadas en Sierra de Baza se han elegido los afloramientos, El Algarrobo (Cartagena, Murcia) y Cóbdar (Almería, Andalucía) (Fig. 11.1), de los cuales se dispone de datos petrológicos, geoquímicos y de datación absoluta de su magmatismo, obtenidos en paralelo al desarrollo del presente trabajo. La elección de estos afloramientos, se ha basado fundamentalmente en el hecho de haber conseguido separar de sus rocas un número suficiente de circones para su datación. Las rocas equivalentes Sierra de Baza susceptibles de ser modelizadas, sin embargo, no han proporcionado un suficiente número de circones para este fin, por lo que la edad del magmatismo no ha podido ser datada con certeza. Este hecho puede deberse a que gran parte de las rocas elegidas para datar han sido basaltos y doleritas, en las que la concentración de circones es siempre menor que en gabros.

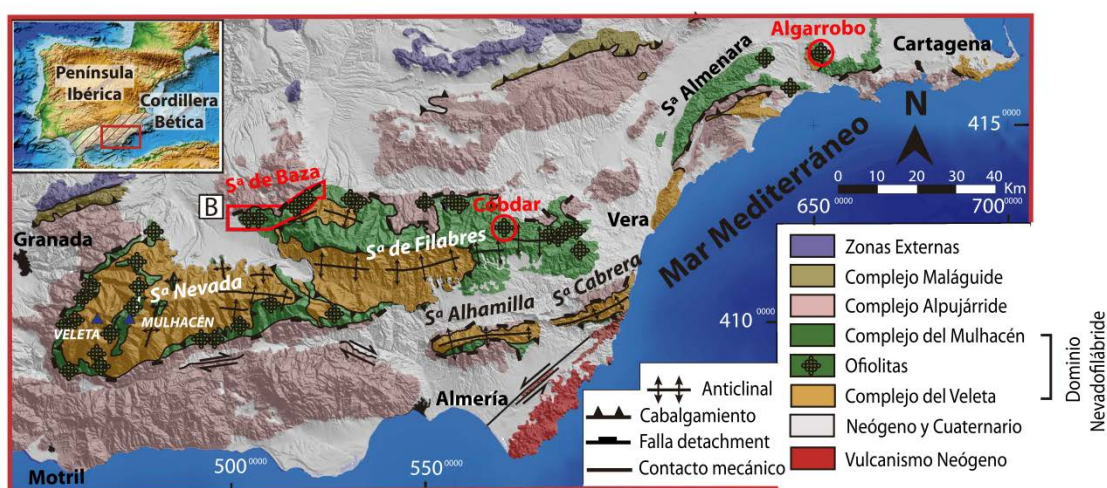


Figura 11.1.- Mapa geológico esquemático del sector centro-oriental de las Zonas Internas de Cordillera Bética, con la diferenciación cartográfica de los Complejos del Veleta y del Mulhacén del Dominio Nevadofilábride, y la situación de los principales afloramientos de Ofiolitas Béticas (estrellas negras, con letra y círculo rojo los utilizados en este trabajo: Sierra de Baza, Cóbdar y El Algarrobo).

11.1. Sierra de Baza

Las rocas de la AOB en Sierra de Baza que, por sus características geoquímicas, han podido ser modelizadas, presentan mayoritariamente condiciones de magmatismo tipo E-MORB, exceptuando la roca CH-12B que presenta un pattern más propio de P-MORB (Fig. 11.2, Tabla 11.1). Dentro de estas rocas se pueden distinguir seis grupos/tipos. El primero de ellos estaría compuesto por las muestras Cani-42, Cani-43, Cani-381 y Cani-282 (Fig. 11.2A) y se originó a partir de un magma primario poco

diferenciado que derivaría de un manto empobrecido al 60% y enriquecido al 40% (véase apartado 3.4.2 en el capítulo 3) con tasas de fusión parcial entre el 11 y el 6% (Fig. 11.2A). El segundo grupo/tipo está compuesto por la muestra Cani-5B procedente de un manto empobrecido también al 60% y enriquecido al 40%, pero, en este caso, con tasa de fusión parcial entre el 24 y el 16% (Fig. 11.2B). El tercero está compuesto por las muestras Cani-138 y Cani-253, que corresponden a rocas procedentes de un manto empobrecido al 30% y enriquecido al 70% (Fig. 10.2C), con tasas de fusión parcial entre el 8 y el 6%. El cuarto está compuesto por la muestra CH-40 procedente de un manto empobrecido al 20% y enriquecido al 80% con una tasa de fusión parcial entre el 5 y el 2% (Fig. 11.2D). El quinto está formado por la muestra Cani-137B procedente de un manto empobrecido al 70% y enriquecido al 30% con una tasa de fusión parcial del 7% (Fig. 11.2E). Por último, un sexto lo constituye la muestra CH-12B, con una pendiente del patrón de REE muy pronunciada, con contenidos muy altos de LREE y muy bajos de HREE (Fig. 11.2F), procedente de un manto empobrecido al 70% y enriquecido al 30%, que deriva de la zona de granate ($YbN < 10$), y con una tasa de fusión parcial entre el 5 y el 2%. En estas figuras se observa un aumento de la pendiente del patrón y del contenido en LREE conforme la roca procede de un manto más enriquecido, tanto si procede de la zona de granate, como si su grado de fusión parcial es más bajo.

Tabla 11.1.- Composición química de REE de las rocas de Sierra de Baza modelizadas en p.p.m..

Sigla	Litotipo ígneo	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Cani-5B	Gabro	2.76	6.55	0.93	4.53	1.34	0.45	1.54	0.33	1.99	0.46	1.41	0.25	1.54	0.21
Cani-42	Basalto (sill)	7.15	15.53	2.05	9.76	2.80	1.11	3.28	0.66	3.62	0.76	2.07	0.33	1.89	0.27
Cani-43	Basalto (sill)	7.87	18.96	2.62	12.57	3.34	1.10	3.59	0.72	3.89	0.82	2.24	0.36	2.07	0.30
Cani-137B	Ferrodolerita	14.62	35.40	5.11	25.82	7.37	2.16	8.00	1.63	9.14	2.00	5.57	0.91	5.42	0.80
Cani-138	Basalto	9.37	22.68	3.09	14.62	3.82	1.25	3.89	0.76	4.08	0.86	2.31	0.36	1.99	0.26
Cani-253	Pillow-basalto)	12.33	26.39	3.38	15.02	3.71	1.18	3.96	0.76	4.17	0.88	2.40	0.37	2.10	0.27
Cani-281	Basalto	6.01	16.03	2.45	11.85	3.63	1.28	4.22	0.71	4.64	1.01	2.55	0.40	2.29	0.31
Cani-282	Basalto	4.09	10.38	1.60	8.43	2.56	1.05	2.95	0.61	3.50	0.77	2.12	0.34	1.97	0.27
CH-12B	Basalto piroxénico	13.51	29.75	3.92	18.01	4.55	1.49	4.60	0.84	4.07	0.76	1.83	0.26	1.38	0.17
CH-40	Basalto	21.09	46.99	6.04	26.98	6.43	2.13	6.56	1.24	6.51	1.34	3.52	0.52	2.80	0.35

Desafortunadamente no se ha conseguido datar ninguna de estas rocas por escasez o falta de circones en las mismas. Por tanto, no se han podido correlacionar las características de los tipos de magmas que dieron lugar a las metabasitas de Sierra de Baza (Fig. 11.2A-F) con la edad absoluta de los mismos. Para acercarnos a la consecución de este objetivo se han modelizado rocas ofiolíticas similares de dos afloramientos de los que sí se dispone de dataciones mediante circones: Cóbdar y el Algarrobo

La representación del contenido en REE de las rocas E-MORB (Sun y McDonough, 1989), se asemeja a una modelización correspondiente a un manto enriquecido al 30%, con tasas de fusión parcial del 9% (Fig. 10.2E). La muestra Cani-137B evolucionaría desde las mismas características de DM y EM pero con una tasa de fusión parcial algo menor, del 7%.

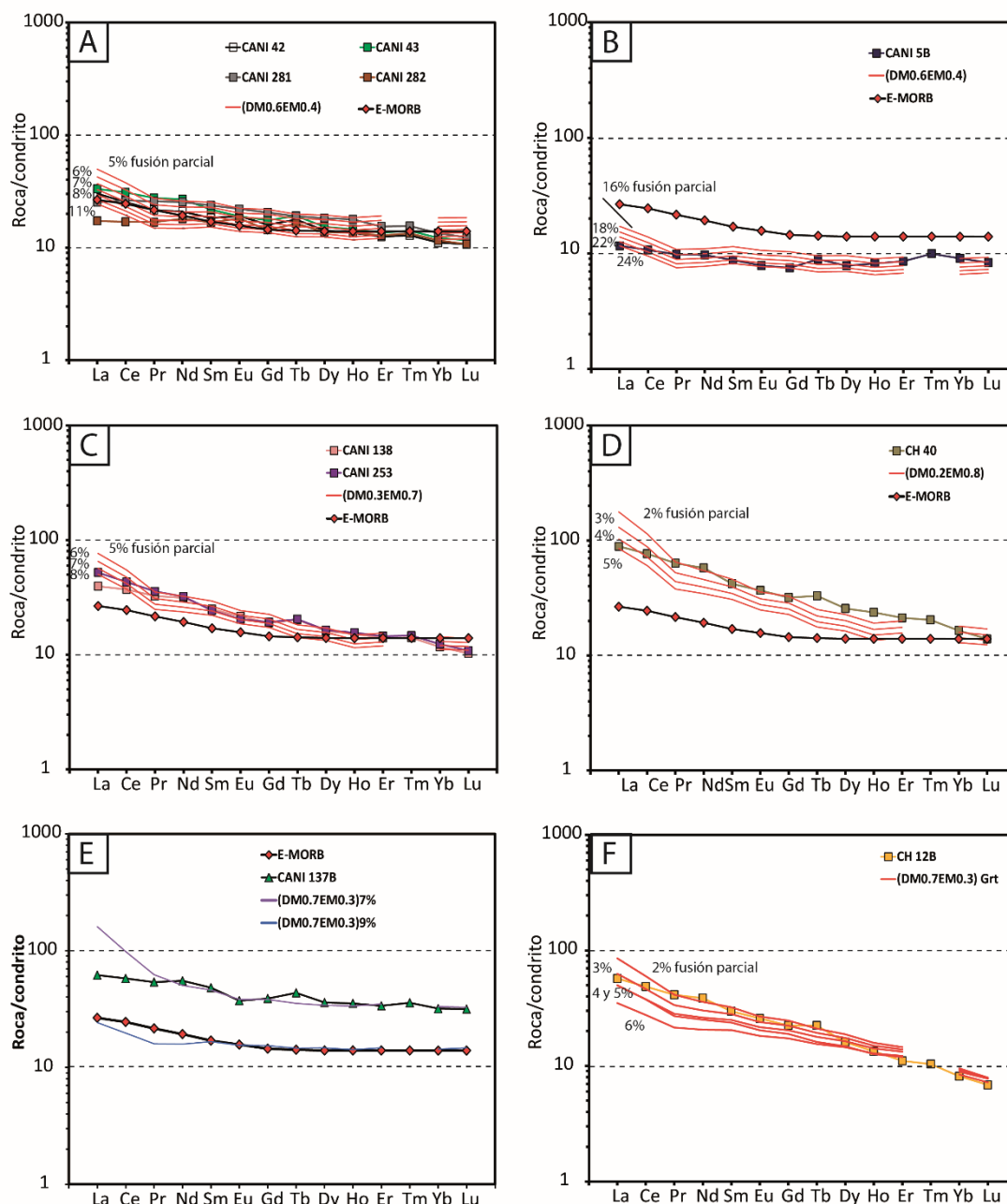


Figura 11.2.- Modelizaciones de las metabasitas de las ofiolitas de Sierra de Baza. Valores normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989). DM (*depleted mantle*), corresponde a manto empobrecido y EM (*enriched mantle*) corresponde a manto enriquecido. A: anfibolitas de Ab-Ep procedentes, respectivamente, de sills basálticos (Cani-42 y Cani-43) y de anfibolitas epidóticas; (Cani-281 y Cani-282) derivadas de basaltos; B: anfibolita de Ab-Ep (Cani-5b) procedente de una dolerita; C: eclogitas parcialmente anfibolitizadas procedentes de un basalto (Cani-138) y de una pillow lava (Cani-253); D: anfibolita Ab-Ep (CH-40) procedente de un basalto; E: anfibolita epidotica granatífera (Cani-137B) procedente de una ferrodolerita; F: anfibolita Ab-Ep (CH-12B) procedente de un basalto.

Las metabasitas correspondientes a las ofiolitas de Sierra de Baza son todas de tipo E-MORB (Fig. 11.3), excepto una eclogita procedente de un gabro piroxénico (Cani-139A), que es N-MORB (Fig. 7.4), y una anfibolita de Ab-Ep procedente de un basalto (CH-12B), que es P-MORB. Todas las rocas E-MORB de Sierra de Baza se encuentran entre un manto enriquecido al 40% con un 20% de fusión parcial y un manto enriquecido al 30% con un 7% de fusión parcial (Fig. 11.3).

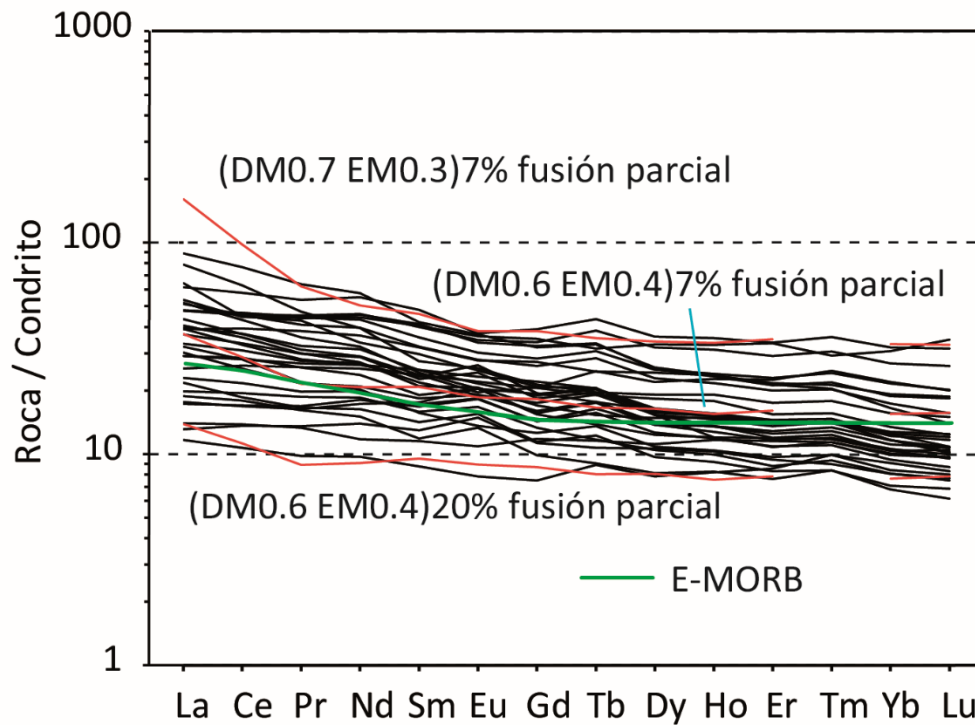


Figura 11.3.- Patrones de REE de las metabasitas de tipo E-MORB de Sierra de Baza. Valores normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989). No se han representado las rocas N-MORB (Cani-139A) ni P-MORB (Cani-CH-12B).

11.2. Algarrobo

Los magmas correspondientes a basaltos y doleritas del afloramiento de El Algarrobo (Cartagena, Murcia, Fig. 11.1), son relativamente primarios y del tipo N-MORB, posiblemente formados a partir de una fuente de tipo DM0.9EM0.1 con cerca de un 10% de fusión parcial (muestras P4-16, P1-8 y JAP1-10; Fig. 11.4A, tabla 11.2). Estos magmas formarían un **grupo 1** dentro de la secuencia de formación en la dorsal oceánica y diferente al grupo 1 de Sierra de Baza. Algunas rocas del grupo N-MORB han sido datadas como 184,30 Ma (JA-VS-2) y 182,60 Ma (JA-P1-13). A este grupo pertenece también la dolerita JAP1-10, que no ha sido datada y cuya modelización sugiere una fuente de magma en el campo de la espinela DM0.9EM0.1, con un grado de fusión del 11% (Tabla 10.4, ver también tabla 11.2).

En el Algarrobo también se reconoce un segundo tipo de metabasitas, un **grupo 2** constituido por basaltos de tipo E-MORB procedentes de una fuente más profunda que los del grupo 1 para la mayoría de sus rocas (Fig. 11.4B) y también procedente de una fuente más profunda que las metabasitas del grupo 2 de Sierra de Baza (Fig. 11.2). Los magmas generadores de esta serie habrían dado lugar a la muestra de ferrogabro JAP1-62, que se ha datado en 179,71 Ma pero que no ha sido modelizado, y a la muestra de basalto JAP1-11M, datada en 179,60 Ma y cuya modelización sugiere una fuente de DM0.7EM0.3 (Grt) que funde al 5% (Fig. 11.4B, tablas 11.2 y 11.4). El alto contenido en tierras raras y la forma de la pendiente del patrón de REE indican que los

magmas de este grupo 2 han requerido un bajo grado de fusión parcial (sobre un 5%) y un manto con granate, por lo tanto profundo.

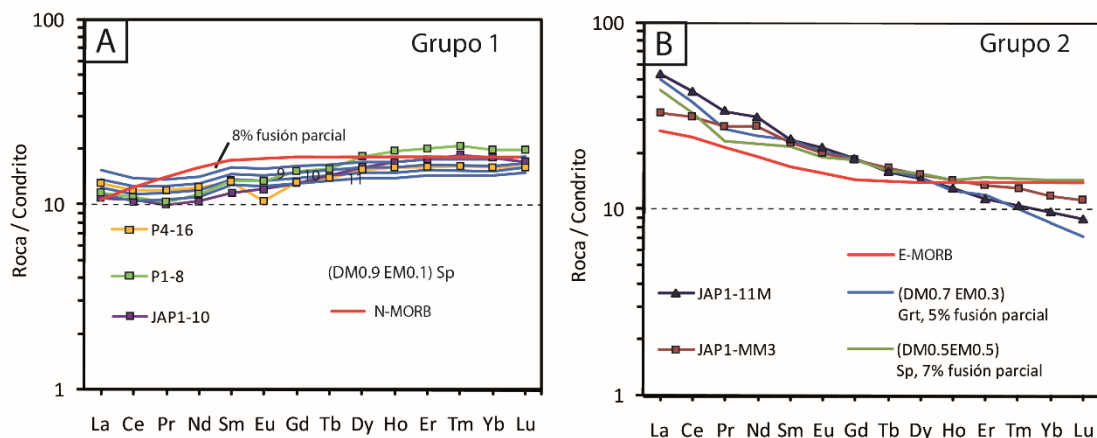


Figura 11.4.- Modelizaciones de los basaltos (P4-16, P1-8, JAP1-11M) y doleritas (JAP1-10, JAP1-MM3) del afloramiento del Algarrobo (Cartagena, Murcia). A: grupo 1 de rocas N-MORB con fuente y tasas de fusión parcial similares, datadas entre 184 y 182 Ma.; B: grupo 2 de rocas E-MORB con fuente y tasas de fusión parcial similares, datadas entre 180 y 179 Ma. Los valores de las REEs han sido normalizados a condritos según Sun y McDonough (1989).

Tabla 11.2.- Composición química de REEE de las rocas El Algarrobo modelizadas en p.p.m.

Sigla	Litotipo ígneo	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
P4-16	Basalto	3.09	7.39	1.20	5.71	1.98	0.58	2.64	0.51	3.80	0.87	2.57	0.40	2.58	0.39
P1-8	Basalto	2.75	6.81	1.04	5.22	2.02	0.76	3.04	0.57	4.53	1.08	3.21	0.51	3.22	0.49
JAP1-10	Dolerita	2.58	6.50	1.00	4.85	1.72	0.68	2.62	0.52	3.93	0.93	2.81	0.46	2.91	0.42
JAP1-11	Basalto	12.61	26.48	3.35	14.42	3.50	1.21	3.72	0.58	3.62	0.71	1.83	0.26	1.56	0.22
JAP1-MM3	Dolerita	7.81	19.32	2.82	12.72	3.39	1.12	3.67	0.60	3.77	0.78	2.14	0.32	1.90	0.28

Este grupo 2 de magmas (E-MORB) es algo más reciente (Toarciense: 180-179 Ma), que el grupo 1 (N-MORB), que es ligeramente más antiguo (Pliensbachense superior: 184-182 Ma) por lo que se puede interpretar como la superposición, sobre las rocas del grupo 1, de un magmatismo, procedente de una fuente más profunda. Este magmatismo sería seguido por el que originó la dolerita JAP1-MM3, que deriva de una fuente DM0.5EM0.5 (Sp) que funde al 7% y, por tanto, de una fuente mantélica algo menos profunda que otros magmas del grupo 2 como el JAP1-11M, aunque su magma sigue siendo de tipo E-MORB (Fig. 11.4B y Tabla 11.2 y 4).

Por otro lado, existe un conjunto de rocas de tipo transicional entre T-MORB y E-MORB, que están espacialmente superpuestas a las del grupo 2. Sin embargo, estas rocas no se prestan a la modelización, ya que se trata de rocas diferenciadas, con un fraccionamiento de, al menos, un 50% en comparación con los magmas primarios. Por lo tanto, no es posible definir la naturaleza exacta de la fuente primaria ni el grado de fusión parcial. No obstante, se trata de magmas procedentes de una fuente más superficial (con menor contenido en Yb) que la mayor parte de los magmas del grupo 2 y que se solapan en parte con la profundidad de génesis del grupo 1 (tabla 11.4). Al grupo T-MORB pertenecería el gabro JAP1-19M (con pocos circones) que ha sido

datado en 177 Ma (tabla 11.4). La mayor parte de los magmas transicionales entre T- y E-MORB forman sills basálticos y doleríticos, intercalados entre meta-sedimentos de la secuencia sedimentaria, que recubre a las rocas del grupo 2. Por lo tanto, deben ser de una edad netamente posterior a los 179 Ma y, seguramente también, al Jurásico Superior - Cretácico, ya que algunos datos apuntan a que esta debió ser la edad estratigráfica correspondiente a los sedimentos entre los que se insertan (Tendero et al. 1993), a pesar de que estas rocas están actualmente transformadas en anfibolitas de Ab-Ep, cuya edad magmática no ha podido ser datada.

11.3. Cóbдар

Las rocas modelizadas en el afloramiento de Cóbдар (Fig. 11.1), responden a magmas generadores de basaltos y doleritas relativamente primarios y del tipo E-MORB. Posiblemente se formaron a tasas de fusión parcial de cerca de un 7% de una fuente de tipo DM0.5EM0.5 en el campo de la espinela (muestra PECO-118B pillow lava; Fig. 11.5A). Formarían por tanto un grupo 2A dentro de la secuencia de formación en la dorsal oceánica. Anteriormente a este grupo 2A se habría desarrollado el nivel basal de las ofiolitas de Cóbдар, formado por Gabros Ol-Pxs, de los que algunas muestras han sido datadas (186,9 Ma, muestra Zr10-5CB, y 184,3 Ma, muestra Zr10-3CB; tabla 11.4) pero no han sido modelizadas. Todos estos gabros presentan también patrones de REEs de tipo E-MORB. Sobre estos gabros están situados basaltos almohadillados con fenocristales de Ol del grupo 2A y, sobre estos últimos, otro nivel equivalente, pero con almohadillas de mayor tamaño y con fenocristales de plagioclasa, todos ellos atravesados por diques del grupo 2B (muestras Peco-105 y Zr10-6CB).

El grupo 2B estaría constituido por el dique basáltico de tipo E-MORB (muestra PECO-105) cuyo modelo sugiere una fuente de DM0.4EM0.6 (Sp) que funde entre el 3 y el 5% (Fig. 11.5B, ver también las tablas 11.3 y 4). El alto contenido en LREE y la forma de la pendiente del patrón indican un bajo grado de fusión parcial y un manto con espinela, por lo tanto, no muy profundo. Este tipo de magma E-MORB no se ha podido datar, mientras que los magmas (E-MORB) de Cóbдар, si se han podido datar a partir de un basalto porfídico (muestra ZR-10-6-CB; tabla 11.4). Este basalto tiene una edad de 175.5 Ma y una tasa de fusión parcial entre el 4 y el 7% con una fuente de DM0.7EM0.3 (Grt) como se observa en la pendiente del patrón y su bajo contenido en HREE (Fig. 11.5C). La muestra ZR-10-4-CB corresponde a un dique dolerítico de unos 2 m de potencia que atraviesa los gabros Px del nivel basal y cuyo patrón de REEs es casi idéntico al anterior.

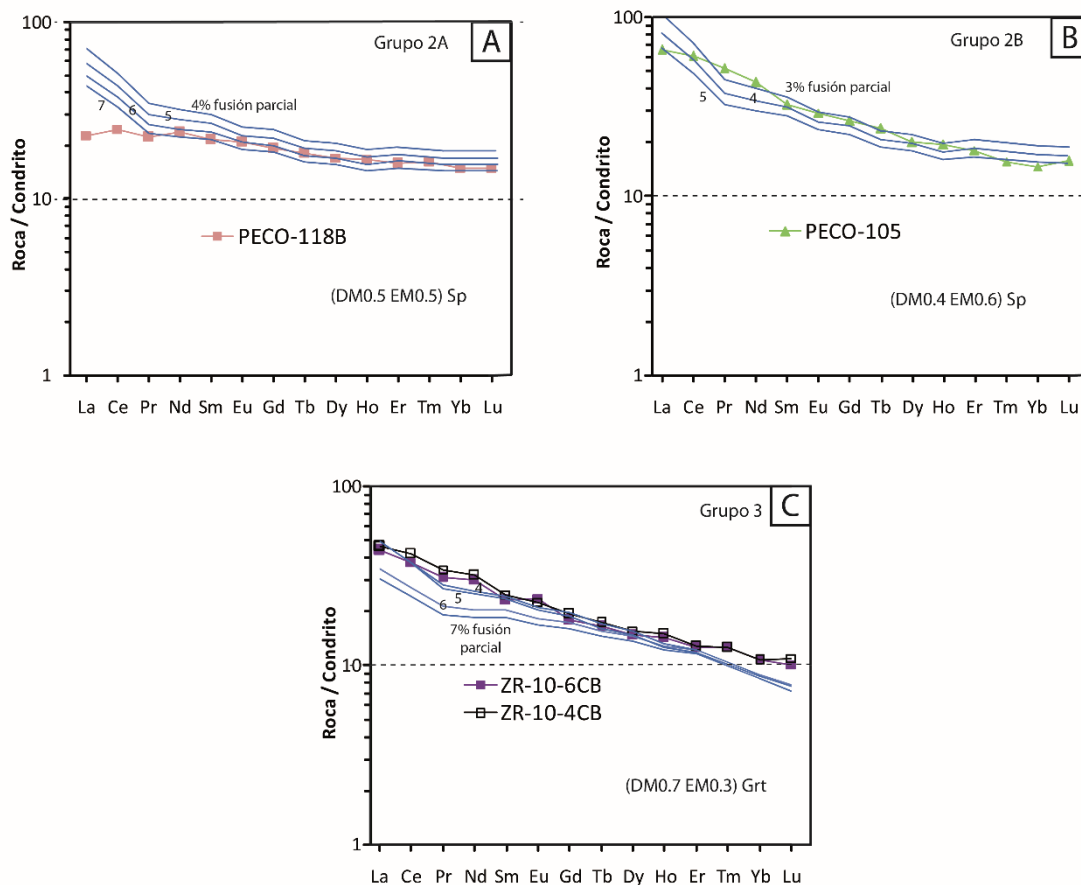


Figura 11.5.- Modelizaciones de basaltos (PECO-118B; PECO-105 y ZR-10-6-CB) y doleritas (ZR-10-4CB) del afloramiento de Cóbдар. Grupos 2A y 2B: Rocas E-MORB; Grupo 3: Rocas E-MORB. Valores normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989).

Tabla 11.3.- Composición química de REE de las rocas de Cóbдар modelizadas en p.p.m.

Sigla	Litotipo ígneo	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PECO-118B	Pillow-basalto OI	5.43	15.25	2.24	10.92	3.19	1.17	3.86	0.65	4.20	0.92	2.55	0.40	2.41	0.37
PECO-105	Dique basáltico	66.24	61.11	51.58	43.47	32.68	29.31	26.28	24.06	20.08	19.43	18.13	15.69	14.71	15.75
ZR-10-4CB	Dique dolerítico	10.98	25.81	3.44	14.71	3.70	1.27	3.86	0.63	3.85	0.82	2.06	0.31	1.72	0.27
ZR-10-6CB	Basalto	10.51	23.27	3.11	13.69	3.45	1.33	3.58	0.60	3.65	0.78	2.01	0.31	1.73	0.25

Tabla 11.4.- Datos sobre el tipo de roca, edad, afinidad geoquímica, modelización, fusión parcial y paleoambiente oceánico de los afloramientos de El Algarrobo y Cóbдар.

El Algarrobo											
Localidad	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
#											
Grupo											
Litotipo ígneo											
Sigla	JA-VS-2	JAP1-13M	JAP1-10	P4-16	P1-8	JAP1-62M	JAP1-11M	JAP1-15M	JAP1-MM3	VE-7	VN-10
Edad	184.30 M.a	182.60 M.a				179.71 M.a	179.60 M.a	177.00 M.a			
Tipo	N-MORB	N-MORB	N-MORB	N-MORB	N-MORB	E-MORB/OIB	E-MORB/OIB	E-MORB/OIB	E-MORB/OIB	T-MORB	T-MORB
Afinidad	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Transicional	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico
Modelización			(DMO.9EMO.1)	(DMO.9EMO.1)	(DMO.9EMO.1)	(DMO.7EMO.3)	(DMO.7EMO.3)	(DMO.5EMO.5)			
Fusión parcial			11%	10%	10%		5%	7%			
Paleoambiente oceánico			facies espinela	facies espinela	facies granate	facies espinela	facies granate	facies espinela			
Observación	Px	OI	OI	OI	OI	Px	OI	Px	OI, Px	Sill	Sill
Cóbдар											
Localidad											
#	10	11	12	13	14	15	16	17			
Grupo		1			2		3	4			
Litotipo ígneo		Gabro		Basalto	Basalto	Dolerita	Basalto	Basalto			
Sigla	ZR-10-5CB	ZR-10-2CB	ZR-10-3CB	JAnf-SS	ZR-10-6CB	ZR-10-4CB	PECO-105	PECO-118B			
Edad	186.90 M.a	185.30 M.a	184.30 M.a	176.00 M.a	175.50 M.a						
Tipo	E-MORB/OIB	E-MORB/OIB	E-MORB/OIB	Transicional	E-MORB	E-MORB	E-MORB	E-MORB			
Afinidad	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Transicional	Sub-alcálico	Sub-alcálico	Transicional	Sub-alcálico			
Modelización				(DMO.7EMO.3)	(DMO.7EMO.3)	(DMO.7EMO.3)	(DMO.4EMO.6)	(DMO.5EMO.5)			
Fusión parcial				4%	4%	4%	4%	6%			
Paleoambiente oceánico		facies espinela		facies granate	facies espinela	facies espinela	Dique	facies espinela			
Observación	Px	OI	OI	Sill	Porf			Pillow lava			

Capítulo 12. Valor Patrimonial

12.1. Valor patrimonial de las ofiolitas como material geológico

El interés de las ofiolitas béticas como patrimonio geológico, pedagógico y cultural a preservar deriva, por tanto, del hecho de ser reliquias, extremadamente valiosas desde el punto de vista científico, de un suelo oceánico Mesozoico desaparecido por subducción, en su mayor parte, durante la Orogenia Alpina. Algunas escamas de este suelo oceánico subducido fueron afortunadamente exhumadas a la superficie e incorporadas a la cadena después de sufrir metamorfismo de alta presión, en facies eclogitas, a profundidades comprendidas entre 50 y 100 Km. Por estas razones, al comienzo de esta tesis a propusimos ProGEO la posibilidad de que la AOB fuese reconocida como un nuevo contexto geológico español digno de ser protegido dado su interés geológico a escala internacional (Puga et al., 2013). La propuesta fue aceptada pero, por desgracia alguno de estos afloramientos geológicos más emblemáticos, el de Lugros (Fig. 12.1) ha sido prácticamente desmantelado en su totalidad durante su explotación como cantera para áridos.

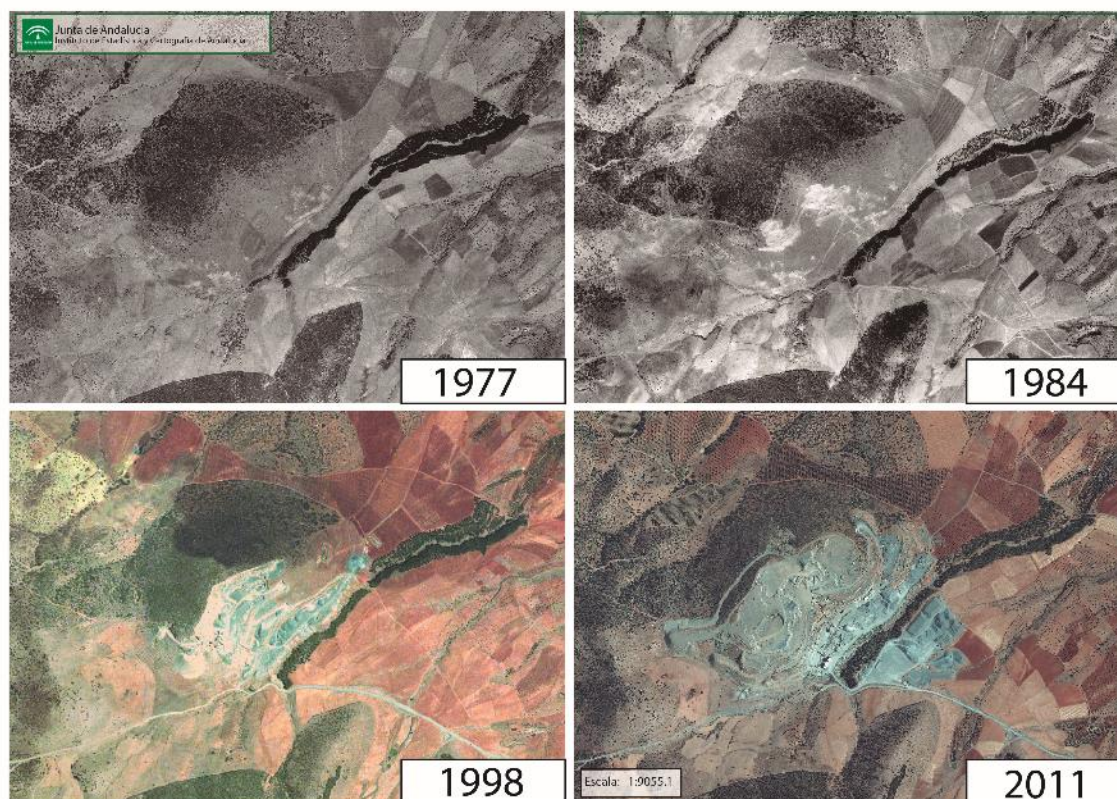


Figura 12.1.- Imágenes aéreas sobre la evolución de la cantera en el afloramiento de eclogitas de Lugros. En 2011 la totalidad del afloramiento de eclogitas ya había desaparecido por la acción de la cantera. <http://www.juntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/fototeca/>

A partir de estas reliquias únicas procedentes del extremo más occidental del Tethys, de edad Pliensbachiense, se pueden realizar reconstrucciones paleogeográficas, tectónicas y petrogenéticas de los complejos metamórficos más profundos de las Cordilleras Béticas, así como deducir la génesis y composición del desaparecido Océano Tethys Jurásico mediante el estudio de las Ofiolitas Béticas derivadas del mismo. Por estas razones, la Asociación Ofiolítica Bética debería ser protegida, por su elevado interés geológico y geoarqueológico a escala internacional (Puga et al, 2003, 2007, 2009a, 2010, 2011).

12.2. Valor patrimonial de las ofiolitas como material arqueológico

A partir del Neolítico (c. 8000-7000 B.P) en Europa se produjo una diversificación de materias primas para la elaboración del utillaje lítico. Este implemento vino dado por la nueva tecnología del pulimento y las necesidades emergentes relacionadas con los nuevos modos de vida. La explotación de nuevas materias primas, como las rocas ígneas básicas y sus derivados metamórficos para la elaboración de diversos objetos pulimentados (hachas, azuelas, cinceles, martillos, entre otros) supuso un desarrollo tecnológico que alcanzaría su plenitud en la Edad del Cobre.

En el caso de la Península Ibérica, los análisis realizados hasta la fecha sobre estos objetos se han centrado en los útiles finalizados y, por tanto, en sus características descriptivas, su funcionalidad y la caracterización litológica macroscópica con objeto de localizar potenciales áreas de procedencia de materias primas. Sin embargo, hay una escasez significativa de estudios relativos a la elaboración de estos objetos. Esta deficiencia de la investigación no responde a la verdadera realidad arqueológica, sino que es debida a diversos factores, tales como la inexistencia previa de proyectos geoarqueológicos de investigación, centrados en la prospección de indicios arqueológicos en los afloramientos de rocas adecuadas para la elaboración de estos útiles, así como en el desconocimiento, bastante generalizado, de la distinción de los estigmas técnicos de la talla y/o su transformación en útiles fabricados con rocas ígneas o metamórficas.

En un estudio multidisciplinar de las ofiolitas de Sierra de Baza, en los afloramientos de Rambla del Agua y Cerro de San Cristóbal, recientemente se ha podido identificar la presencia de evidencias relacionadas con su aprovechamiento prehistórico. Su explotación se adscribe a la Prehistoria Reciente, cuando fueron necesarios ciertos tipos de útiles densos y resistentes al golpeo, como martillos y hachas pulimentadas para la molturación de cereales y el trabajo de la madera, entre otros usos. Las evidencias arqueológicas indican que estos afloramientos de rocas

ofiolíticas se explotaron directamente mediante cantería para extraer ciertos soportes. A partir de estos soportes ofiolíticos se realizaba un prolongado proceso de talla con percusión directa para obtener la morfología del útil deseado que, en el caso de las hachas, finalizaba con el pulimento del filo. Todo este trabajo de transformación se refleja en múltiples restos arqueológicos como resultado de esta artesanía, que se encuentran en los afloramientos localizados en Sierra de Baza.

Según hemos podido comprobar, mediante el estudio de láminas delgadas, estos objetos artesanales prehistóricos se elaboraron sobre todo a partir de eclogitas, para aprovechar las características de elevada densidad y dureza de estas rocas, procedentes del metamorfismo bajo condiciones de alta presión de afloramientos tanto de gabros como de doleritas o basaltos ofiolíticos. La importancia del aprovechamiento de rocas ofiolíticas viene enfatizada por la localización de abundantes asentamientos prehistóricos alrededor de estos afloramientos, como puede ser el yacimiento de Montones de Piedras (Sánchez Quirantes, 1990), donde se constata la presencia de abundantes útiles fabricados con este tipo de rocas. En este sentido, las canteras prehistóricas de Rambla del Agua y Cerro de San Cristóbal, ponen de relieve la importancia de analizar de manera interdisciplinar los contextos geológicos primarios. Su importancia enfatiza, al mismo tiempo, la singularidad de un patrimonio geológico y cultural único que debe protegerse.

Los resultados analíticos obtenidos tras la localización de estos afloramientos de ofiolitas que fueron explotados como canteras prehistóricas y su comparación con los resultados equivalentes obtenidos del análisis petrológico de herramientas de los yacimientos mencionados depositadas en museos han permitido elaborar un artículo multidisciplinar que ha sido publicado en la revista *Geoarchaeology* y que se reproduce a continuación (Lozano et al., 2017)

First evidence of prehistoric eclogite quarrying for polished tools and their circulation on the Iberian Peninsula

José Antonio Lozano¹, Encarnación Puga¹, Antonio Garcia-Casco^{1,2}, Francisco Martínez-Sevilla³, Francisco Contreras Cortés³, Javier Carrasco Rus³, Agustín Martín-Algarra^{1,4}

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada), 18100 Armilla, Granada, Spain

² Departamento de Petrología y Mineralogía, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain

³ Departamento de Prehistoria y Arqueología, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain

⁴ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain.

ABSTRACT

This research provides the first evidence of prehistoric quarrying of eclogitic rocks on the Iberian peninsula. Such metamorphosed basic igneous rocks are known to have been used in southern Spain and Portugal during late prehistory as a raw material for the making of polished lithic tools (axes, adzes, chisels, and hammers). These rocks were widely used primarily because of their tolerance to blow and friction due to their mineralogical and textural characteristics. We have identified two quarries within the Sierra de Baza Natural Park (Granada), in the Betic Cordillera of southern Spain: Rambla del Agua and Cerro de San Cristóbal. The bedrock geology of these quarries forms part of the Mulhacén Complex Ophiolite Unit (Nevado-Filábride Domain), which discontinuously outcrops along a 250-km belt in southeastern Spain. Petrographic and geochemical analyses were conducted on raw materials from quarries in the Sierra de Baza and compared with archaeological materials from different sites in southern Iberia. These analyses allow us to specify the Nevado-Filábride-derived lithic source and define exchange networks. Archaeological sites around the studied quarries chronologically date their use between the early Neolithic and Bronze Age (~5500–1500 B.C.).

Key Words: Circulation, eclogite, Iberian Peninsula, late prehistory, polished tools, quarries.

12.2.1. Introduction

Polished lithic tools are some of the most represented artifacts found in the late prehistoric record. In Europe, as elsewhere around the world, geological complexity has contributed to tools being fashioned out of multiple rock varieties, either sedimentary (Klassen, Pétrequin, & Grut, 2007), igneous (Pétrequin et al., 2012), or metamorphic (Vaquer, Servelle, & Briois, 2007). However, only a few quarries have been found as sources for archaeological material in Western Europe. In the United Kingdom, Bjarke (2011) identified felsite rock quarries in North Roe, while Shetland, Davis, and Edmonds (2011) found sources of felsite and feltstone rock in Central Fells, Cumbria, and Burrow (2011) discovered those of dolerite rock in Mynydd Rhiw. In France, Giligny et al. (2011) documented sources of Bartonian flint, Cretaceous flint, and quartz sandstone in the Seine River valley west of Paris. Pétrequin et al., (2012) recorded quartz-pelite in Plancher-les-Mines (Haute Saône) in eastern France, as well as eclogite and jadeitite in Mont Viso in the Alps. Although varied lithological sources frequently exist relatively close to archaeological sites, some studies on lithological characterization and distribution of tools have emphasized the exotic character of lithic material. This applies to, in particular, eclogite and jadeitite originating from the Alps and found as raw material for artifacts as far as northern France, England, and Scotland (Pétrequin, 1995; Pétrequin, Cassen, Croutsch, & Weller, 1997; Ricq-De Bouard, 1985, 1988, 1990a; Ricq-De Bouard & Compagnoni, 1991; Ricq-de Bouard, Compagnoni, Desmons, & Fedele, 1990; Thirault, 2001). Prehistoric quarrying and mining of abiotic resources is also widely known in Iberia and include variscite mines for making ornaments (Bosch, Estrada, & Noaín, 1996; Odiozola, Linares Catela, & Hurtado, 2010), flint mines, and quarries for cutting tools (Díaz del Río et al., 2006;

Lozano et al., 2010; Lozano, Morgado, Puga, & Martín-Algarra, 2010; Morgado, Lozano, & Pelegrin, 2011) and marble quarries for the manufacture of bracelets (Martínez-Sevilla et al., 2016).

On the Iberian Peninsula, the archaeological analysis of late prehistoric tools have focused on their final form and, thus, studies have provided almost exclusively morphological and typological characteristics (Orozco-Köhler, 2004; Pérez Rodríguez, 1998; Risch, 1995). They rarely discuss the possible sources of the raw material. In fact, and in spite of their great potential interest, provenance studies on igneous and metamorphic rock raw materials for Iberian archaeological objects have been only occasionally conducted because of (i) the rarity of research projects focused on the survey of the primary geological outcrops for those kinds of raw materials and evidence of their archaeological use; (ii) general prejudices about the use of natural preforms of igneous and/or metamorphic rocks collected from pebble-rich river and/or beach sedimentary deposits; and (iii) lack of knowledge about identifying the technical marks produced by knapping on igneous or metamorphic rocks (Orozco-Köhler, 2000; Risch, 2011; Risch, and Martínez, 2008). However, occasional significant studies from sites in the southern half of the peninsula have offered lithological characterization of archaeological utensils by means of petrographic and/or geochemical analyses that have allowed the identification of provenance, such as amphibolite complexes located in the Ossa Morena zone, western Iberia (Lillios, 1997, 2000; Red, Grapes, & Lillios, 1997), amphibolite, and/or gabbro from the Internal Zones of the Betic Cordillera of southern Spain (Domínguez-Bella, Pérez, & Morata, 2000; Domínguez-Bella, Pérez, Ramos, Morata, & Castañeda, 2004; Orozco-Köhler, 2000; Pérez Rodríguez, Domínguez-Bella, Morata, & Ramos, 1998; Ramos Muñoz et al., 1998) and eclogite from the Nevado-Filábride Domain of the Internal Zone of the Betic Cordillera (Carrión et al., 1993; Carrión, & Gómez-Pugnaire, 1983).

Although there are other eclogite outcrops in the northwest, central, and southwest parts of Iberia, in this study, we offer evidence for the use of eclogitic raw material from southern Spain. More specifically, we describe, for the first time, two ancient quarries recently discovered by our group in the context of a more general geological investigation of the region. Both quarries are located in rocky outcrops of eclogitic bodies from the Sierra de Baza (Granada), belonging to the Betic Ophiolite Unit of the Mulhacén Complex, which forms part of the Nevado-Filábride Domain. Preforms found in these quarries indicate that eclogite was sampled for the making of polished tools during late prehistory. Furthermore, we offer a petrological and geochemical characterization of the abandoned preforms, broken pieces, and final products found in archaeological contexts from southern and eastern Spain in order to determine exchange networks.

12.2.2. Study area

12.2.2.1. Location and geological setting of the quarries

The quarries are found on the southern face of the Sierra de Baza Natural Park (Fig. 12.1). The archaeological quarries have been located in the process of mapping and collecting geological samples for a project by the Andalusian Institute of Earth Science at the University of Granada. In these quarries, an initial archaeological surface survey has been carried out, selecting those archaeological remains most appropriate for technological, petrographic, and geochemical analysis. The existence of these archaeological sites has been reported to the attention of the Delegation of Culture and Heritage of the Junta de Andalucía. The Cerro de San Cristóbal and Rambla del Agua (Fig. 12.1B) eclogite outcrops constitute the first solid evidence of prehistoric quarrying of eclogite in the Iberian Peninsula. The Cerro de San Cristóbal outcrop is ~100,000 m² and located about 1 km south of the town of Charches (Granada) at ~1380 m elevation (Guadix 1011, 21–41, HUSO 30; UTM coordinates 503290, 4126463). The Rambla del Agua quarry is ~350,000 m² and located ~4 km east of the same town at ~1480 m elevation (UTM coordinates 507470, 4126115) (Fig. 12.1B). Geologically, the outcrops belong to the Nevado-Filábride Domain, and specifically to the Betic Ophiolite Unit of the Mulhacén Complex (Puga, 1990).

The Betic Ophiolite Unit of the Mulhacén Complex forms a series of discontinuous outcrops over an ~250-km long linear area aligned southwest-northeast in the central and eastern part of the Betic Belt (Fig. 12.1A). These outcrops are tectonically sandwiched between two continental crust units of the Mulhacén Complex: the Caldera unit (footwall) and the Sabinas unit (hanging wall). Both are made of strongly deformed and metamorphosed rock successions made of Paleozoic basement and a Mesozoic, essentially Triassic, metasedimentary cover (Puga, Díaz de Federico y Nieto, 2002; Puga, Díaz de Federico, Rodríguez Martínez-Conde, Lozano y Díaz Puga, 2013). On a greater scale, the Mulhacén Complex tectonically overlies the Veleta Complex, both forming the Nevado-Filábride Domain of the Betic Cordillera. Together with the tectonically overlying Alpujarride and Malaguide domains, it forms part of the Betic Internal Domain thrust stack (Fig. 12.1A). The rocks of the Betic Ophiolite Unit formed during the Jurassic-Cretaceous in a mid-ocean ridge (MOR) setting in an inferred relatively small oceanic basin of the western Tethys. It is through the detailed study of the petrological, geochemical, and geochronological characteristics of the Betic Ophiolites that a noteworthy analogy can be made with other MOR type ophiolites from the Alps and the Apennines, as with the different basic and ultramafic lithologies forming the central mid-Atlantic ridge (Puga, 2005; Puga et

al., 2002; Puga et al., 2011, 2013; Puga, Díaz de Federico, Nieto y Díaz Puga, 2009; Puga, Nieto y Díaz de Federico, 2000; Puga, Nieto, Díaz de Federico, Bodinier y Morten, 1999). As in the Alps, subduction of these rock complexes has produced metamorphic transformation of the mantle and crustal igneous and sedimentary rocks under eclogite facies conditions.

All the lithologies that compose the Betic Ophiolite Unit are present in the Sierra de Baza ophiolitic outcrops (Fig. 12.1A). They are assembled in different associations or sequences: ultramafic, plutonic, volcanic, and sedimentary (Puga, 1990). Intense Alpine deformation and tectonic reworking, including subduction to a great depth in the lithosphere, however, made these sequences strongly deformed and metamorphosed by high-pressure (eclogite facies). The broken and disrupted appearance of the different sequences allows identification of the assemblage as a tectonometamorphic melange (e.g., Dilek, Festa, Ogawa, & Pini, 2012, and references therein). The two quarries are composed of outcrops of metamorphic volcanic and plutonic rocks surrounded by metamorphic rocks belonging to the sedimentary sequence (Fig. 12.2). In spite of intense metamorphism, deformation, and fragmentation of the ophiolitic bodies, it is possible to rebuild the original sequences and their constituent rocks through a petrological and geochemical study. The mantle-derived ultramafic sequence is made up of partially serpentinized spinel-bearing lherzolites and secondary harzburgites resulting from oceanic metasomatism of lherzolite during a rodingitization process (Puga et al., 1999). Some of these ultramafic rocks locally contain dikes and lenses of dolerites that underwent partial rodingitization and later eclogitization. The plutonic sequence is made up of olivine-pyroxene gabbros traversed by dolerite dikes transformed into eclogite and amphibolite. The volcanic sequence is formed of olivine-pyroxene basalts with local columnar disjunction and vacuolar or amygdalar textures filled by metamorphic minerals. The sedimentary sequence is made up of quartzites, calcschists, and micaschists interlayered with pelitic-quartz marbles and amphibolitized basaltic sills (Fig. 12.1B).

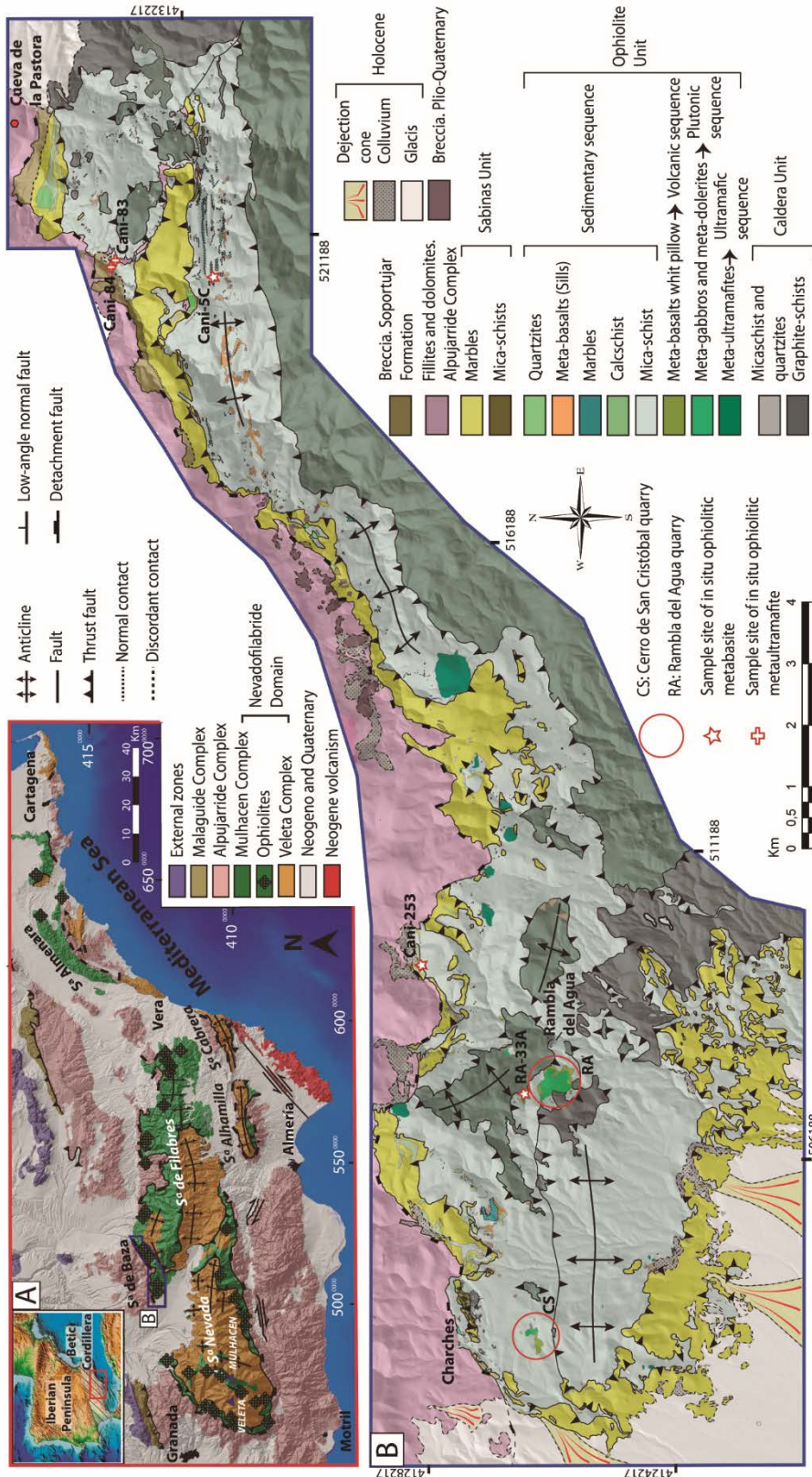


FIGURE 12.1 (A) Geological map of the eastern-central sector of the Betic Cordillera, showing outcrops of the Betic Ophiolitic Unit (Puga et al., 2009) in the Mulhacén Complex of the Nevado-Filábride Domain of the Internal Betic Zone; (B) Geological map of the Sierra de Baza Natural Park showing the location of Prehistoric eclogite quarries (red circles) of Cerro de San Cristóbal (CS) and Rambla del Agua (RA).

12.2.2.2. Archaeological characterization of the quarries

Archaeological evidence permits interpretation of the Cerro de San Cristóbal and Rambla del Agua as prehistoric quarries related to the extraction of eclogitic rawmaterial for their successive transformation into polished tools (Fig. 12.2). The general presence of eclogitic archaeological remains in both quarries is essentially composed of preforms of cutting edge tools and tools used in the manufacturing process (anvil, hammers) (Figs. 12.3 and 12.4A and B). Figure 12.4c shows thermal shock fissures that appear largely on the surfaces of the eclogitic pieces after polishing, as described in other geological materials of similar density and hardness (e.g., Pétrequin et al., 2008).

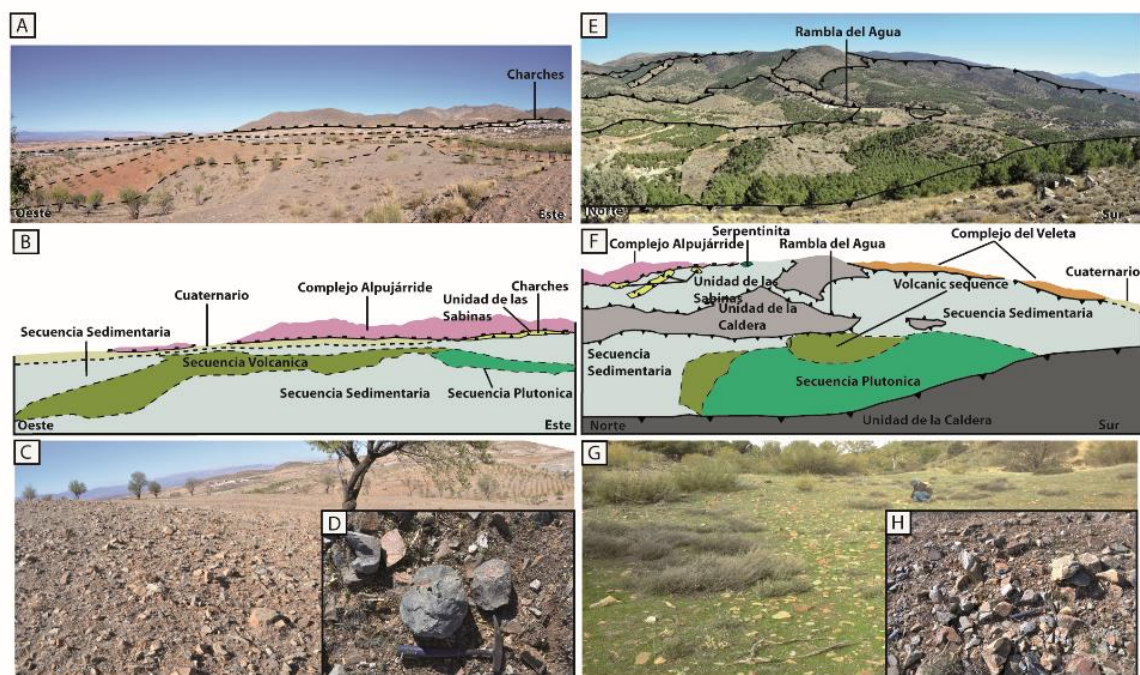


FIGURE 12.2 General aspect of the Sierra de Baza Natural Park prehistoric eclogite quarries. Note: (A), (B), (C), and (D) landscape, geologic scheme, and archaeological remains at the surface of the Cerro de San Cristóbal quarry; (E), (F), (G), and (H) landscape, geologic scheme, and archaeological remains at the surface of the Rambla del Agua quarry.

The eclogitized metabasites from the quarries usually appear as fractured blocks of eclogite of variable size and, occasionally, of eclogitized metabasalts bearing columnar disjunction. These natural forms imply the use of technical devices for the extraction and making of tools. Evidence includes the presence of large stone flakes removed from blocks (Fig. 12.5A-1, A-2, and B-1) and of natural parallelepipeds intentionally extracted from the columnar disjunction of the metabasalts (Fig. 12.5B-2). Although it is practically impossible to recognize the use of thermal shock for fracturing blocks as such evidence only shows after polishing, it has been observed in the studied polished objects from archaeological sites in southern Iberia (see next).

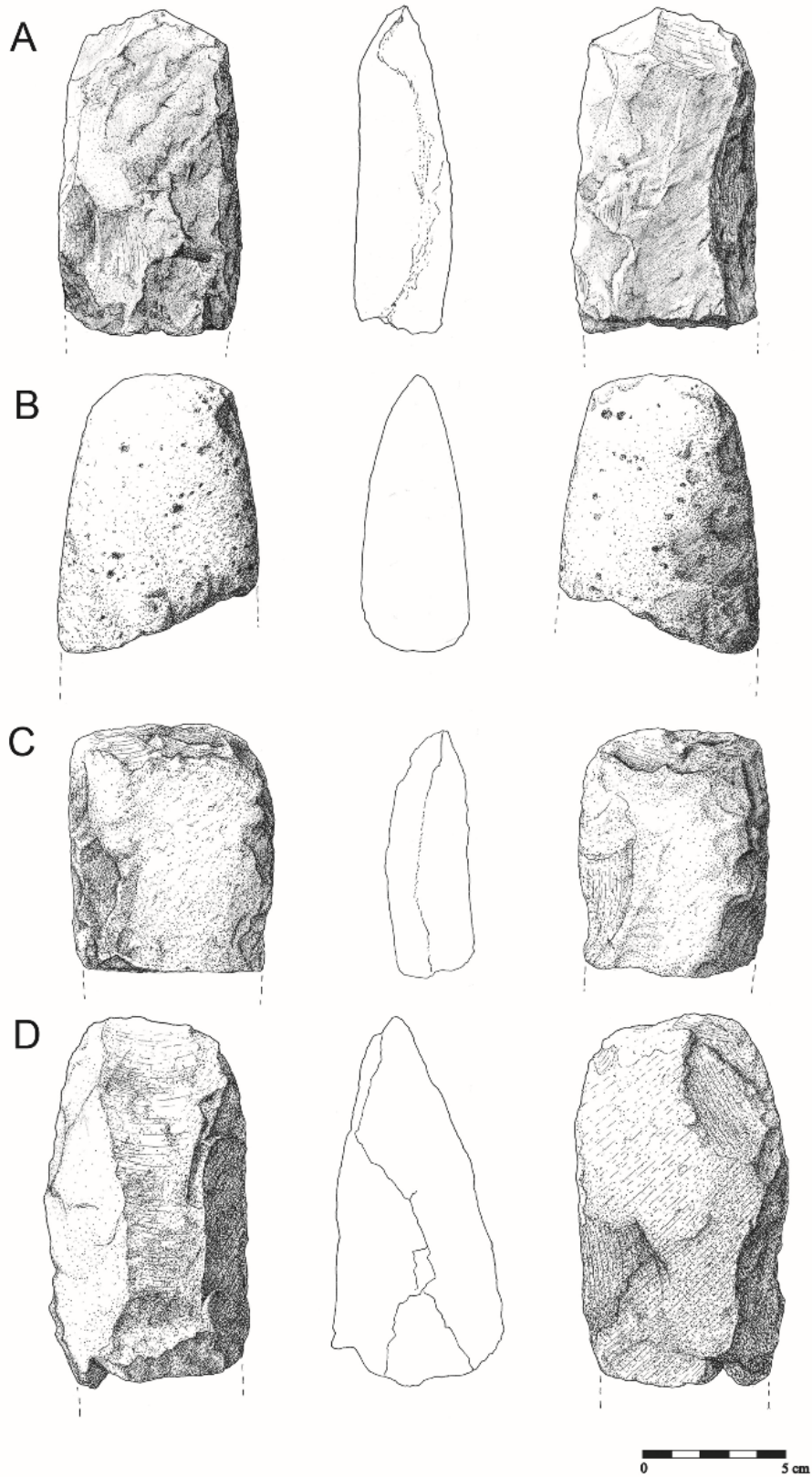


FIGURE 12.3 Broken axehead preforms. Note: (A) and (B) The Cerro de San Cristóbal quarry; (C) and (D) Rambla del Agua Quarry.

The techniques used in the making of these tools are mainly knapping and pecking of the above-mentioned supports. The first step is chipping, which is much more effective when made on basaltic rocks, as they are finer grained and lend themselves to conchoidal fracture even if found (partly) metamorphosed. The preform configuration is done by pecking the rock surface to gradually produce the shape of the tool (Fig. 12.4B). This process is more efficient than the time-consuming and hard work of abrasion and polishing (Fig. 12.4C). In the studied quarries, our findings suggest that only the first manufacturing phases were carried out. The final abrasion and polishing steps must have been done at the settlements as no remnants of these activities have been observed in the quarries. This archaeological phenomenon, which responds to the need of getting as much good use and abundant raw material as possible for the fashioning of tools, is in line with the quarrying of primary geological outcrops in some Western European sites during late prehistory (Bjarke, 2011; Burrow, 2011; Davis, & Edmonds, 2011; Ericson, & Purdy, 1984; Giligny et al., 2011; Pétrequin et al., 2012; Pétrequin, & Jeunesse, 1995). Locally, as in the Alps, the quarries are as high as 2500 m (Pétrequin et al., 2012), a fact that highlights how important the exploitation of these primary geological contexts was for artisans. They preferred these outcrops over redeposited, sedimentary materials along watercourses.

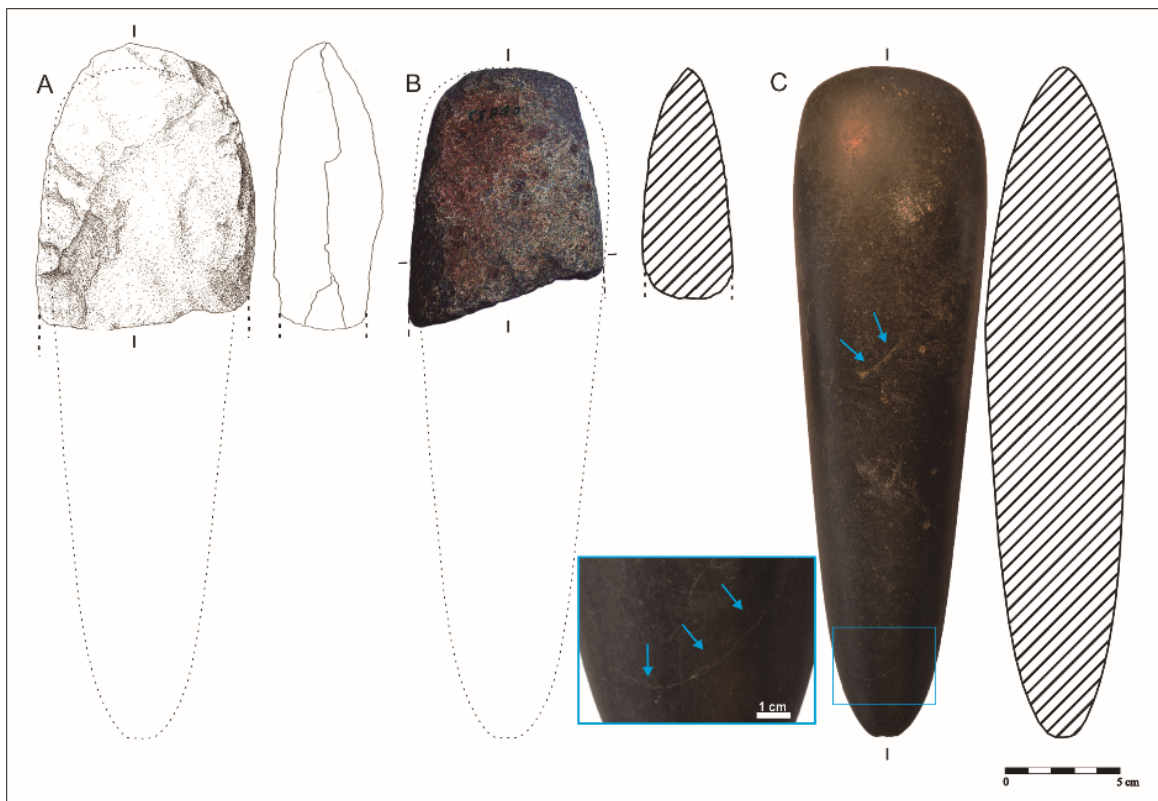


FIGURE 12.4 Synthesis of the production process. Note: (A) Distal end of axehead preform made by chipping (Rambla del Agua); (B) distal end of axehead made by pecking (Cerro de San Cristóbal); (C) Polished axe with thermal shock fissures (Cueva de las Ventanas, Piñar, Granada). Only products (A) and (B) were produced in the quarries.

12.2.2.3. Chronological and Archaeological context

The introduction of agriculture and livestock in Western Europe (~6000–5500 B.C.) brought about a need for diverse raw materials for making lithic tools. New polishing technology gave rise to these implements as a consequence of the emerging needs related to new Neolithic lifestyles. New tasks included woodworking, cereal milling, and agriculture. The polished utensils are associated with the first food producing societies. Thus, they continue to be noteworthy elements of material culture from the Neolithic Period to the Bronze Age. These tools refer mainly to axes, adzes, chisels, hammers, and grinding elements. Occasionally, they also had a symbolic or votive significance because of their unique lithology, shine, and/or color (Coudert, 2008; Giligny et al., 2011; Le Maux, 2010). The materials studied here are pieces exclusively used for everyday tasks.

Chronological data confirms a continuous population in proximal areas around the Sierra de Baza quarries since the early Neolithic (~5500–4800 B.C.), Copper Age (~3400–2300 B.C.), and Bronze Age (~2300–1500 B.C.) (Carrión et al., 2007; Fig. 12.6). The presence of tools made of metabasite rocks in these archaeological sites, such as in Cueva de la Pastora (Caniles, Granada) and Montones de Piedras (Caniles, Granada) (Fig. 12.1), allows postulating the Sierra de Baza quarries as the sources for raw material in both sites, and to date the use of the quarries to the early to late Neolithic (Carrasco, & Martínez-Sevilla, 2014; Sánchez Quirante, 1990; Table 12.1). In order to evaluate this postulate we have analyzed artifacts from the Cueva de la Pastora and Montones de Piedras sites, which confirm previous dating of the same settlement (Table 12.1).

Sample reference	¹⁴ C yr B.P.	Calibrated Age (1σ)	Calibrated Age (2σ)	Sample Material	Source
CNA-554	6210 ± 50	5225-5064 B.C.	5303-5038 B.C.	<i>Canis lupus</i>	Carrasco and Martínez-Sevilla, 2014, p. 62
CNA-1197	6080 ± 40	5050-4939 B.C.	5078-4847 B.C.	<i>Bos taurus</i>	Carrasco and Martínez-Sevilla, 2014, p. 62
CNA-553	5335 ± 45	4133-4060 B.C.	4262-4044 B.C.	<i>Canis familiaris</i>	Carrasco and Martínez-Sevilla, 2014, p. 60
CNA-1198	5160 ± 35	3994-3951 B.C.	4043-3937 B.C.	<i>Ovicapridae</i>	Carrasco and Martínez-Sevilla, 2014, p. 60
CNA-3163	6240 ± 36	5302-5207 B.C.	5308-5201 B.C.	<i>Charcoal</i>	This study

TABLE 12.1 AMS ¹⁴C dating of materials from the Cueva de la Pastora archaeological site



FIGURE 12.5 Archaeological artifacts from the most representative lithologies of the Sierra de Baza Natural Park eclogite quarries. Note: (A-1) Photograph of axehead preform RAA-9; (A-2) photograph of axehead RAA-10 in the process of manufacture; (B-1) photograph of axehead preform CSA-42. Cerro de San Cristóbal quarry; (B-2) base and side photographs of hammer CSA-8 in process of manufacture, showing sides flattened by columnar disjunction of the basaltic protolith. Rambla del Agua quarry. Location of samples in Figure 12.1B and Table 12.2.

12.2.3. Materials and methods

12.2.3.1. Field Analysis and Sampling

The documentation and demarcation of the quarries required detailed geological mapping of the ophiolitic outcrops in the Sierra de Baza (Fig. 12.1B). Circulation of the archaeological materials was determined by means of a petrological and geochemical characterization of the Sierra de Baza ophiolitic rocks, preforms from the quarries, and metabasitic rocks from the archaeological sites (Fig. 12.7 and Table 12.2). Samples from outcrops were prepared following standard procedures used for geological materials, including diamond-saw cutting, polished thin section preparation, and milling of rock for geochemical analysis. These techniques were used on the archaeological materials too. However, they are destructive and a conservation strategy was developed in order to preserve the tools as much as possible, as described next. Samples from the artifacts were obtained using a table drill. We used a Hinhell sb 401/1, 230 v single-phased, 50 Hz, 350 W, with an 8-mm diameter hollow bit and Widia 7 diamond crown refrigerated by water (Fig. 3.6). This procedure allowed us to obtain small cores (Fig. 3.6). A part of every core was used for preparing a polished thin section and powder, while the remaining part was used for restoration by replacing it in the bored spot of the tool.

After a naked-eye macroscopic inspection that allowed characterization of the lithology of the samples, we used a transmitted (optical) light microscope to study thin sections and geochemical analyses of the powdered samples. Table 12.2 includes the mineralogical composition, texture, and location site of studied samples. We obtained the concentration of trace elements using ICP-mass spectrometry (ICP-MS) after HNO₃ + HF digestion of 0.1 g of powder in a Teflon-lined vessel at 180°C and 200 p.s.i. for 30 minutes, evaporation to dryness, and dissolution in 100 mL of 4 vol% HNO₃. Measurements were carried out in triplicate with a PE Sciex ELAN-5000 spectrometer using Th and Re as internal standards. Coefficients of variation calculated by dissolution and subsequent analyses of 10 replicates of powdered sample were better than ± 3 rel. % and ± 8 rel. % for analyte concentrations of 50 and 5 ppm, respectively. These analyses were made in the Centro de Instrumentación Científica (CIC) of the University of Granada (<https://cic.ugr.es/>) and are offered in Table 12.3.

Sample	Lithotype igneous	Metamorphic Mineralogy	Metamorphic Texture	Metamorphic rock	Archaeological and geological sites
RAA-1	Ol-px gabbro	Omp, Alm, Ep, Na-Ca amp, Czo, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-2	Px-ol gabbro	Alm, Czo, Omp, Ep, Rt, Ilm	Porphyroblastic, coronitic	Eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-9	Px gabbro	Omp, Alm, Na-Ca amp, Czo, Ilm, Rt, Ep	Porphyroblastic	Eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-10	Px-ol gabbro	Omp, Alm, Ab, Na-Ca Amp, Czo, Ep, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-13	Px-ol gabbro	Omp, Alm, Ab, Czo, Ep, Brown amp, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-14	Px-ol gabbro	Alm, Omp, Na-Ca amp, Czo, Ep, Rt, Brown amp, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-18	Px-ol gabbro	Omp, Alm, Ep, Czo, Rt, Ilm	Porphyroblastic, coronitic	Eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-23	Px-ol gabbro	Omp, Alm, Czo, Ep, Brown amp, Ilm, Carb	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-24	Px-ol gabbro	Omp, Alm, Czo, Ep, Rt, Ilm	Coronitic, porphyroblastic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
RAA-27	Ol-px gabbro	Omp, Alm, Ep, Czo, Brown amp, Rt, Ilm, Carb	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua quarry (Charches, Granada)
CSA-2	Ol gabbro	Alm, Omp, Ep, Czo, Rt, Ilm, Brown amp	Coronitic	Coronitic eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-6	Ol-px gabbro	Alm, Omp, Na-Ca amp, Czo, Rt, Ilm, Ab	Porphyroblastic, coronitic	Eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-7	Px-ol gabbro	Omp, Alm, Gln, Ep, Czo, Rt, Ilm	Porphyroblastic, coronitic	Eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-8	Ol basalt	Omp, Alm, Ep, Czo, Na-Ca amp, Ilm, Rt	Coronitic	Coronitic eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-11	Dolerite	Omp, Gln, Ep, Czo, Ab, Alm, Ilm, Rt	Porphyroblastic	Omphacitite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-20	Basalt	Omp, Alm, Czo, Ep, Ab, Gln, Rt, Ilm	Porphyroblastic	Eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-25	Basalt	Omp, Czo, Ep, Gln, Alm, Rt, Ilm	Porphyroblastic	Eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-36	Basalt	Alm, Czo, Ep, Omp, Gln, Ab, Rt, Ilm	Porphyroblastic	Eclogite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)
CSA-42	Px gabbro	Omp, Gln, Czo, Ep, Ilm, Rt	Porphyroblastic	Omphacitite	Cerro de San Cristobal quarry (Charches, Granada)

TABLE 12.2 Mineral assemblages and textures of studied artifacts from the Prehistoric Sierra de Baza Natural Park quarries and archaeological sites in southern and southeastern Iberia.

Sample	Lithotype igneous	Metamorphic Mineralogy	Metamorphic Texture	Metamorphic rock	Archaeological and geological sites
CPL-10	Ol-px gabbro	Alm, Omp, Na-Ca amp, Czo, Rt, Ilm	Coronitic, porphyroblastic	Coronitic eclogite	Cueva de la Pastora (Caniles, Granada)
CPL-12	Px-ol gabbro	Omp, Na-Ca amp, Alm, Ep, Ilm, Rt	Porphyroblastic, coronitic	Eclogite	Cueva de la Pastora (Caniles, Granada)
H-1	Ol gabbro	Omp, Alm, Czo, Ep, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Montones de Piedras (Caniles, Granada)
H-2	Ol gabbro	Alm, Omp, Ab, Czo, Ep, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Montones de Piedras (Caniles, Granada)
PAN-1	Ol gabbro	Alm, Omp, Na-Ca amp, Gln, Rt, Ep, Czo, Ilm	Coronitic, porphyroblastic	Coronitic eclogite	Cerro Panoria (Darro, Granada)
PNl-17017B-11	Ol-px gabbro	Alm, Omp, Na-Ca amp, Czo, Ab, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Cueva de las Ventanas (Piñar, Granada)
Z-19	Ol gabbro (pegmatite)	Alm, Omp, Czo, Ep, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Cueva de las Ventanas (Piñar, Granada)
MZ-3	Ol-px gabbro	Alm, Na-Ca amp, Omp, Ep, Czo, Ilm, Rt	Coronitic	Coronitic eclogite	El Manzanil (Loja, Granada)
6914	Ol gabbro	Omp, Alm, Na-Ca amp, Czo, Ab, Rt, Ilm	Coronitic	Coronitic eclogite	Ereta del Pedregal (Navarés, Valencia)
LB-1	Dolerite	Na-Ca amp, Ab, Ep, Czo, Ilm, Ttn	Nematoblastic	Ab-Ep Amphibolite	Los Blanquiazares de Lébor (Totana, Murcia)
LB-3	Dolerite (asimil.)	Na-Ca amp, Ab, Czo, Cpx, Ilm, Ttn, Qtz	Porphyroblastic	Ab-Ep amphibolite	Los Blanquiazares de Lébor (Totana, Murcia)
LB-13	Ultramafic rock	Act, Mt, Tlc	Acicular	Actinolite	Los Blanquiazares de Lébor (Totana, Murcia)
LB-17	Ultramafic rock	Act, Tlc, Mt	Acicular	Actinolite	Los Blanquiazares de Lébor (Totana, Murcia)
LB-29	Ultramafic rock	Act, Mt, Bt	Acicular	Actinolite	Los Blanquiazares de Lébor (Totana, Murcia)
Vill-1	Basalt	Na-Ca amp, Ab, Ttn, Ilm, Rt, Czo	Nematoblastic	Ab-Ep amphibolite	Cortijo Valiente (Fuentes de Cesna, Granada)
Vill-2	Basalt	Na-Ca amp, Ab, Ilm, Ttn	Nematoblastic	Ab-Ep Amphibolite	Cortijo Valiente (Fuentes de Cesna, Granada)
D-17143	Dolerite	Na-Ca amp, Ab, Czo, Ep, Ilm, Rt	Granoblastic	Ab-Ep Amphibolite	Motilla del Azuer (Daimiel, Ciudad Real)
Ophiolitic metabasites from Sierra de Baza Natural Park					
RA-33A	Basalt	Gln, Alm., Omp, Ab, Czo, Amp, Ilm, Rt	Coronitic	Coronitic eclogite	Rambal del Agua
Cani-83	Gabbro Px-Ol	Gln, Ab, Czo, Pgr, Alm, Amp, Bt, Ilm, Rt, Ttn, Zn	Granoblastic	Ab-Ep Amphibolite	Cortijo Bastidas
Cani-84	Ultramafic rock	Act, Tlc, Mt, Bt	Acicular	Actinolite	Cortijo Bastidas
Cani-5C	Gabbro	Na amp, Ab, Ep, Rt, Ttn, Ilm	Porphyroblastic	Ab-Ep amphibolite	Cortijo Florines
Cani-253	Basalt (asimil.)	Ca amp, Ab, Cpx, Ep, Ilm, Carb	Porphyroblastic	Ab-Ep amphibolite	La Fraguara

Table 12.2 (Continued). Note: For comparison, petrographic information is given for ophiolitic metabasites from the Sierra de Baza Natural Park. Ab, albite; Act, actinolite; Alm, almandine; Amp, amphibolite; Bt, biotite; Carb, carbonate; Cpx, clinopyroxene; Czo, clinozoisite; Ep, epidote; Gln, glaucophane; Ilm, ilmenite; Omp, omphacite; Qtz, quartz; Rt, rutile; Tlc, talc; Ttn, titanite.

Rock Nº.	1	2	5	7	10	11	15	16	19	20	22	29	30	31	32	33	34	35
Sample	RAA-9	RAA-10	RAA-18	RAA-24	CSA-7	CSA-8	CSA-36	CSA-42	lb-3	lb-29	6914	mz-3	vil-1	vil-2	Cani-5C	Cani-253	Cani-286	RA-33A
Rb (ppm)	4.34	0.00	5.01	1.60	5.58	5.61	3.28	0	22.59	12.12	4.77	5.53	9.94	2.93	1.71	6.69	147.43	
Sr	446.00	247.34	338.33	287.82	274.14	223.65	242.52	178.38	257.55	386.16	352.28	132.32	469.86	160.01	217.00	553.00	103.00	132.39
Ba	81.23	35.93	203.06	294.06	241.69	53.4	40.97	16.21	181.36	593.59	80.00	30.16	76.97	66.91	90.00	93.00	278.00	442.58
Sc	0.27	0.14	0.22	0.22	0.25	0.31	0.22	0.42	1.04	1.09	0.27	36.13	41.95	38.77	52.00	39.00		24.29
V	162.97	138.27	161.49	183.06	256.5	249.32	244.57	209.32	237.26	222.55	155.92	199.08	365.46	378.22	307.00	327.00	104.70	144.61
Cr	240.56	263.27	240.30	267.05	106.63	123.54	105.93	222.37	634.19	603.62	811.31	648.37	475.35	568.68	337.20	356.00	93.30	218.30
Co	89.78	137.68	109.83	96.28	102.45	85.18	93.24	75.79	37.62	64.16	23.65	33.61	44.51	46.46	71.60	31.90	59.70	96.33
Ni	89.08	198.24	86.33	155.46	66.39	74.90	59.06	43.34	99.56	428.33	125.49	134.16	77.57	224.24	22.30	85.00	125.90	159.47
Cu	5.72	34.72	6.70	7.82	7.65	7.44	8.46	8.39	84.92	11.69	11.89	12.11	45.69	77.76	17.10	12.00	35.50	8.34
Zn	19.79	43.26	24.59	43.51	30.18	28.64	28.2	22.44	49.26	115.15	29.4	40.76	117.07	139.24	20.70	8.00	46.10	33.86
Y	15.03	16.73	15.59	16.88	29.71	29.12	30.41	23.72	19.37	17.00	12.21	25.66	29.76	32.11	34.98	22.26	13.06	18.28
Nb	13.48	6.38	14.11	15.78	16.85	18.63	18.37	5.98	5.96	24.35	11.1	7.71	12.50	17.79	17.00	8.10	11.50	3.74
Ta	1.29	0.88	1.44	1.39	1.46	1.58	1.61	0.6	0.52	2.04	0.95	0.21	0.84	1.24	0.99	0.36	0.72	0.58
Zr	8.65	31.87	31.76	31.39	22.93	32.82	36.5	6.2	68.28	122.01	17.39	20.32	76.23	70.41	162.00	120.00	105.40	20.16
U	0.29	0.11	0.31	0.35	0.37	0.31	0.33	0.34	0.41	0.56	0.35	0.34	0.31	0.41	0.44	0.51	1.12	0.16
Th	0.73	0.39	0.82	0.85	0.86	1.11	1.03	0.69	2.08	2.58	0.76	0.84	1.02	1.47	2.05	1.94	9.05	0.74
La	9.85	6.87	9.98	10.87	16.75	16.54	14.01	8.16	9.88	22.66	10.37	5.74	10.08	12.78	10.29	12.33	19.45	6.91
Ce	22.39	17.69	22.30	24.44	38.47	38.29	33.71	19.78	22.75	47.88	23.58	12.50	24.31	30.49	22.59	26.39	52.26	17.16
Pb	3.45	0.60	1.22	1.35	0.91	0.92	1.34	1.61	4.21	5.07	1.87	1.87	1.31	2.31	4.70	3.30	14.40	1.47
Pr	2.82	2.43	2.86	3.15	4.97	5.00	4.51	2.85	2.85	5.88	3.00	1.95	3.57	4.44	2.97	3.38	5.03	2.55
Nd	12.39	11.07	12.71	13.81	22.32	21.62	19.87	13.8	12.63	24.84	13.23	9.61	17.02	20.84	13.52	15.02	19.82	12.34
Sm	3.26	2.76	3.04	3.36	5.42	5.18	5.08	4.33	3.20	5.34	3.52	2.76	4.82	5.58	3.62	3.71	3.85	3.83
Eu	1.20	1.01	1.12	1.23	2	1.71	1.51	1.04	1.6	1.28	1.03	1.79	1.91	1.13	1.18	1.18	0.85	1.34
Gd	3.18	3.03	3.06	3.52	5.833	5.424	5.614	4.989	3.49	4.73	3.24	3.20	4.98	5.70	4.24	3.96	3.42	4.52
Tb	0.54	0.54	0.51	0.59	1.016	0.938	0.956	0.9	0.63	0.73	0.55	0.67	0.92	1.02	0.92	0.76	0.56	0.77
Dy	3.03	3.22	2.97	3.32	5.84	5.553	5.707	5.17	3.65	3.84	2.79	4.15	5.44	5.92	5.57	4.17	2.80	3.88
Ho	0.56	0.65	0.57	0.62	1.093	1.072	1.12	0.878	0.74	0.64	0.46	0.92	1.07	1.15	1.28	0.88	0.60	0.88
Er	1.59	1.85	1.64	1.74	3.051	3.048	3.196	2.171	2.10	1.72	1.24	2.62	2.87	3.03	3.72	2.40	1.72	1.97
Tm	0.23	0.28	0.25	0.26	0.44	0.45	0.47	0.27	0.32	0.24	0.18	0.39	0.40	0.42	0.63	0.37	0.29	0.30
Yb	1.30	1.67	1.44	1.50	2.56	2.7	2.66	1.47	2.00	1.33	1.13	2.50	2.42	2.46	3.73	2.10	1.81	1.76
Lu	0.18	0.25	0.20	0.23	0.36	0.39	0.39	0.2	0.3	0.2	0.16	0.37	0.32	0.32	0.51	0.27	0.27	0.27

TABLE 12.3 Trace element composition of studied archaeological artifacts and rocks from the Betic Ophiolitic Unit in the Sierra de Baza Natural Park. ppm, parts permillion. Ratios normalized to C1 chondrite and N-type MORB (Sun, & McDonough, 1989).

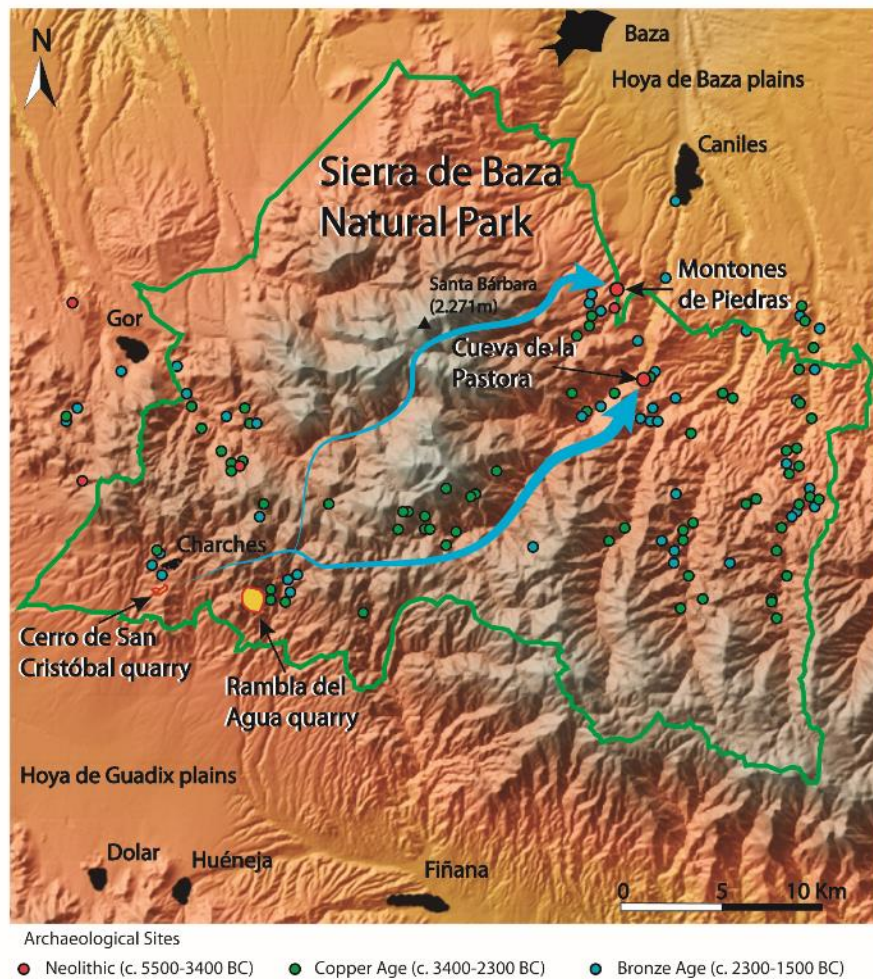


FIGURE 12.6 Map of the Sierra de Baza Natural Park with location of late prehistoric sites and quarries (after Carrion et al., 2007). Note: Blue arrows indicate circulation of archaeological material.

12.2.3.2. Chronology

One megavolt accelerator mass spectrometry (AMS) ¹⁴C dating was performed on material collected from one of the sites located near the quarries in order to compare with existing chronologic data from the area. The dating was performed on charcoal (*Pinus nigra*) from the Cueva de la Pastora at the National Accelerator Center (CNA), Seville. Calibrations for the new and previously analyzed samples were performed with CALIB 7.0.2 software based on the INTCAL04 data set (Reimer et al., 2004) and presented at one and two sigma error range (Table 12.1).

12.2.3.3. Archaeological characterization of artifacts from archaeological sites

In order to evaluate exchange networks, we also studied samples of late prehistoric polished tools from outlying sites (Fig. 12.6). The studied sample set covers a wide area westwards, eastwards, and northwards of the studied outcrops in southern and eastern Spain (Fig. 12.7 and Table 12.2). To the west, the sites are the Megalithic Necropolis sites of Cerro Panoria (Darro, Granada), the burial cave of early

Neolithic/Bronze Age of Cueva de las Ventanas (Piñar, Granada) (Riquelme, 2002), late Neolithic settlement of Manzanil (Loja, Granada) (Gámiz, 1998) and Cortijo Valiente (Fuentes de Cesna, Granada). To the east, the studied artifacts are from the burial cave of late Neolithic/Copper Age of Los Blanquizaes de Lébor (Totana, Murcia) (Arribas, 1953; Carrasco Rus, Pachon Romer, & Gamiz Jiménez, 2012; Lomba, 1989). To the north and northeast, beyond the Betic Cordillera, we have studied Bronze Age metamorphic rock tools from the La Motilla del Azuer settlement (Daimiel, Ciudad Real) (Molina, Nájera, Aranda, Sánchez, & Haro, 2005) and the Chalcolithic of Ereta del Pedregal (Navarrés, Alicante) (Cabanilles, 1994). Many of these tools are archived in museums. Table 12.2 summarizes the petrological characteristics of the studied tools from all these sites. Locations of the sites are shown in Figure 12.14. Artifacts analyzed from these archaeological sites are mostly adzes and axeheads and to a lesser extent, hammers (Fig. 12.7).

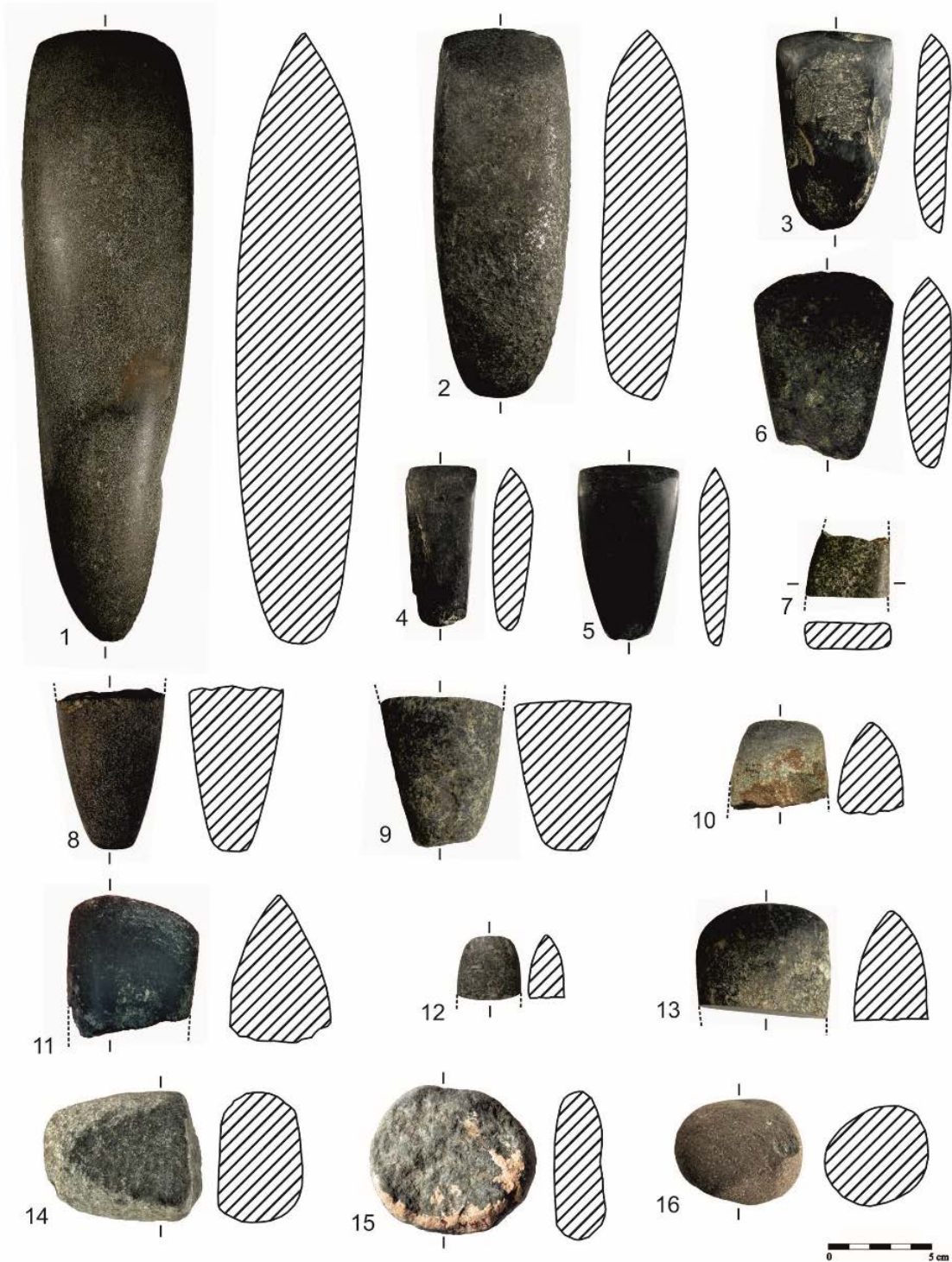


FIGURE 12.7 Selected studied artifacts from sites in south and southeastern Iberia. Note: (1–5) Axeheads (1 and 2) and adzes (3, 4, and 5) from the Los Blanquizaes de Lébor LB-1, LB-3, LB-29, LB-13, and LB-17; (6) axehead 6914 from the Ereta del Pedregal settlement; (7) medial part of axeshead H-1 from the Montones de Piedras settlement; (8) proximal end fragment of axehead D-17143 from the LaMotilla del Azuer settlement; (9) proximal end fragment of axehead PÑI-1701B-11 from Cueva de las Ventanas; (10) distal end fragment of axehead MZ-3 from the Manzanil settlement; (11) distal part of axeshead Vill-1 from the Cortijo Valiente settlement; (12) distal part of axeshead H-2 from the Montones de Piedra settlement; (13) axehead Z-19 from the Cueva de las Ventanas; (14) hammer CPL-10 from the Cueva de la Pastora; (15) hammer PAN-1 from theMegalithic Necropolis sites of Cerro Panoria; (16) hammer CPL-12 from the Cueva de la Pastora. Location of samples in Figure 12.14 and Table 12.2.

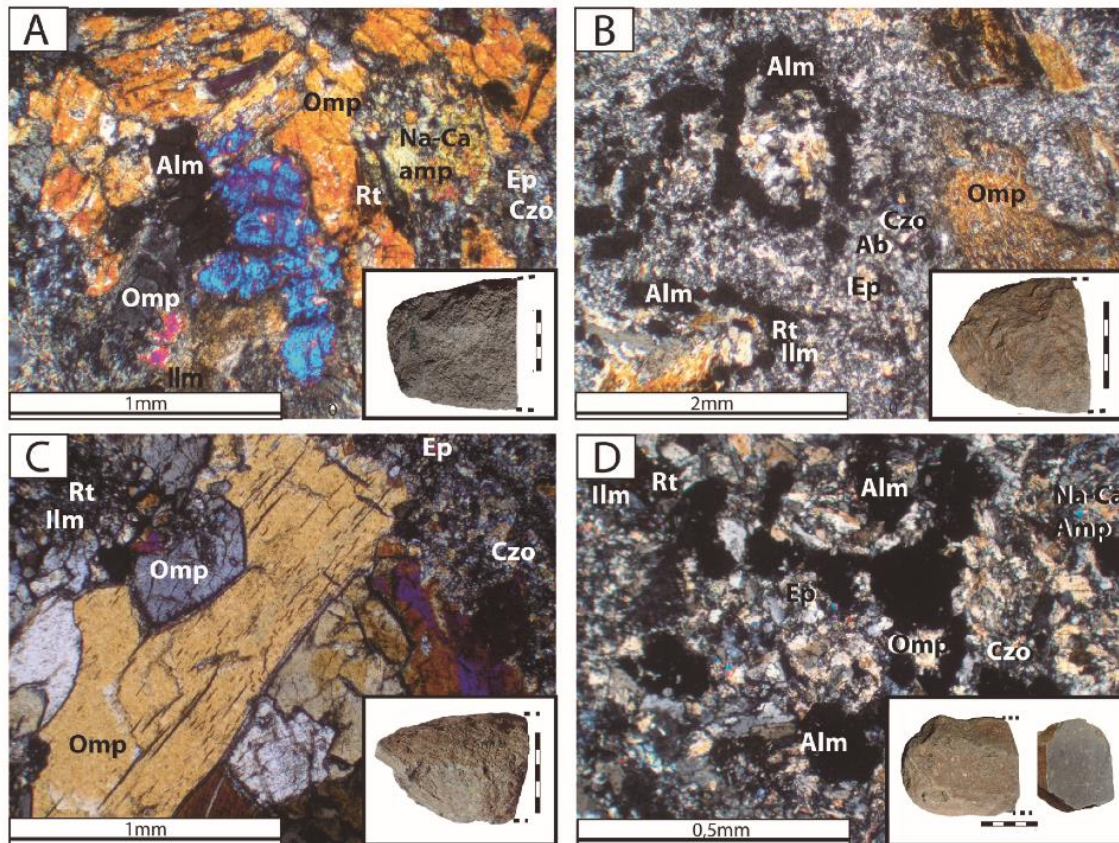


FIGURE 12.8 Microphotographs of artifacts (crossed polars). Note: (A and B) Rambla del Agua quarry. (C and D) Cerro de San Cristóbal quarry. (A) Microphotograph of eclogitized pyroxenic gabbro axe RAA-9; (B) microphotograph of coronitic eclogite axehead RAA-10 (protolith Px-Ol gabbro); (C) microphotograph of eclogitized porphyritic basalt axe CSA-42; (D) microphotograph of hammer CSA-8 made from an eclogitized vacuolar basalt. Location of samples in Figures 12.1B and 12.9 and Table 12.2. In the lower right margin, the pieces shown in Figure 12.5 of those from the thin section (A), (B), (C), and (D). The scale is 5 cm.

12.2.4. Results

12.2.4.1. Artifact lithology and source characterization

As a consequence of metamorphism during subduction at depth, the rocks of the Sierra de Baza ophiolitic unit were transformed into quartzite, schist, metabasite (eclogite and amphibolite), and metaultramafite (serpentinite and actinolite) depending on the primary lithology and on their metasomatic and metamorphic evolution. The eclogitized basic igneous rocks were partially transformed into Ab-Ep amphibolites during retrograde metamorphism. Among all these rock types, petrographic analyses demonstrate that denser and tougher eclogite was preferentially sampled for artifacts from the Cerro de San Cristóbal and Rambla del Agua quarries. Eclogite originating from pyroxene gabbro (Fig. 12.8A) and pyroxene-olivine gabbro (Fig. 12.8B), locally transformed by metamorphism and metasomatism into omphacitite (Fig. 12.8C), typically show coronitic texture (Fig. 12.8D and Table 12.2). This texture is of paramount importance for the provenance study of artifacts.

Indeed, archaeological pieces shaped from coronitic textured eclogites showing similar textural and mineralogical characteristics as those of the quarries are common in the studied archaeological sites located both close to and farther away from the quarries, such as in Cueva de la Pastora, Montones de Piedras, Cerro Panoria, elManzanil, Cueva de las Ventanas in Granada, and in the Ereta del Pedregal site in Valencia, respectively (Fig. 12.14 and Table 12.2).

12.2.4.2. Textural-mineralogical links between artifacts and sources

The paragenetic sequence of eclogite from the two quarries shows a mineralogical complexity developed over its temporal evolution. The details of this evolution are important for provenance analyses.

The common coronitic texture results from the reaction of igneous olivine and calcic plagioclase from gabbro, but also from dolerite and basalt. This eclogite facies reaction produces a rim of garnet around former olivine, which is replaced by a polymineral aggregate of sodic-calcic pyroxene (omphacite) and amphibole (barroisite), while nearby calcic plagioclase is replaced by a fine-grained aggregate of albite and clinozoisite (Figs. 12.8B and D, 12.9, and 12.12A and B). A variety of eclogite with porphyroblastic texture is also found in both artifacts and source material. This rock type bears large, diversely oriented omphacite crystal aggregates (Figs. 12.8A and C and 12.9A) in a matrix formed by intergrown albite and epidote resulting from the metamorphic replacement of the igneous calcic plagioclase. In both types of eclogite, residual (relict) ilmenite of igneous origin is transformed into rutile aggregates during eclogite facies metamorphism (Figs. 12.8A, B, and D, 12.9C and D, 12.10A and B). Rutile commonly occurs as small needle-like inclusions inside omphacite crystals. This indicates that both minerals originated during eclogitic metamorphism from preexisting igneous titanium bearing calcic pyroxene (augite) phenocrysts, richer in Ti than omphacite. Partially transformed omphacite and garnet are common. Along their rims, an assemblage of hydrated minerals typical of the albite-epidote amphibolite and greenschist facies developed as a consequence of later metamorphic events (Bakker, De Jong, Helmers y Biermann, 1989; Gómez-Pugnaire y Fernandez Soler, 1987; Puga et al., 2000, 2002; Puga y Díaz de Federico, 1978; Puga, Díaz de Federico, Bargossi y Morten, 1989; Puga, Díaz de Federico, Fediukova, Bondi y Morten, 1989, Puga et al., 1999), including minerals such as sodium-calcic amphiboles (barroisite, taramite, and katophorite types; Figs. 12.8D, 12.9A and C, and 12.10C), sodium amphibole (glaucofane type; Fig. 12.8C), and colorless micas (paragonite and phengite; Fig. 12.8A and D).

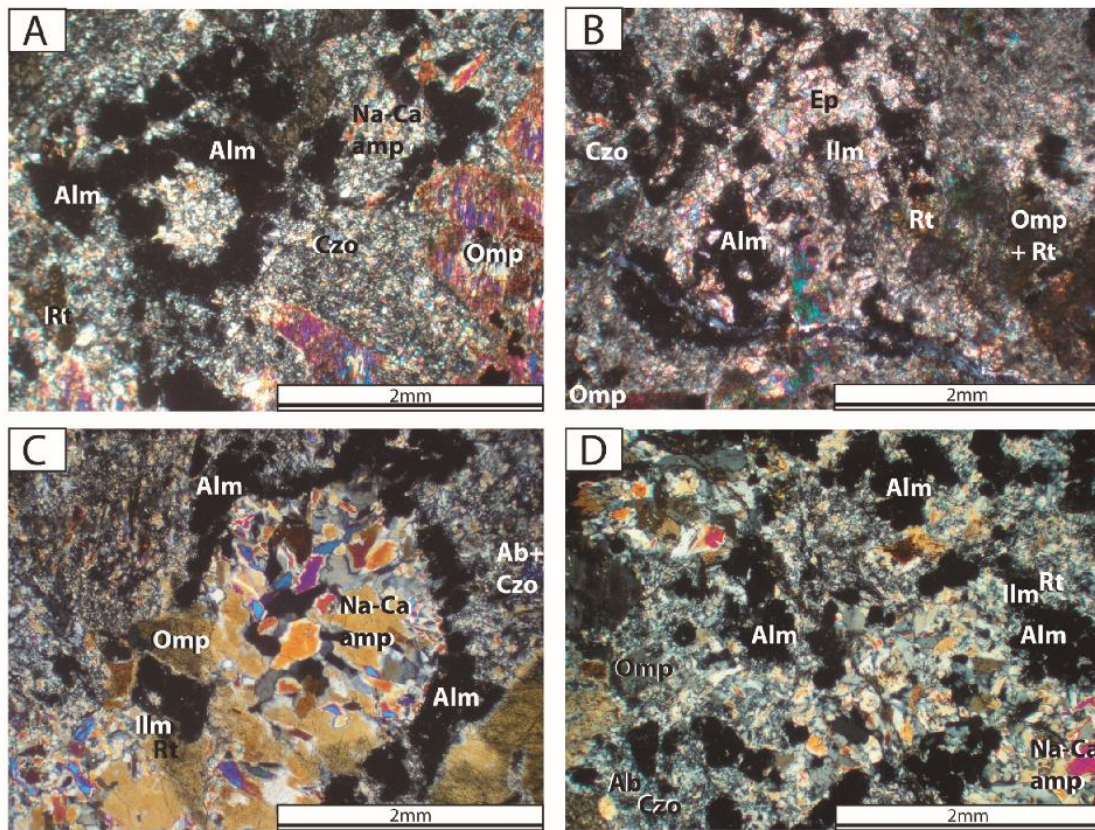


FIGURE 12.9 Selected studied artifacts from sites in south and southeastern Iberia. Note: (A) Microphotograph of coronitic eclogite (originating from a Px-Ol gabbro) hammer CPL-10 from Cueva de la Pastora (Caniles, Granada). (B) Microphotograph of coronitic eclogite (originating from an Ol gabbro) axehead Mz-3 from the Manzanil settlement (Loja, Granada). (C) Microphotograph of coronitic eclogite axehead PÑI-1701B-11 from the Cueva de las Ventanas (Piñar, Granada). (D) Microphotograph of coronitic eclogite (originating from an Ol gabbro) axehead 6914 from Ereta del Pedregal (Navarrés, Valencia). Location of samples Figure 12.14 and Table 12.2.

12.2.4.3. Other Sierra de Baza artifacts

There are other less abundant mafic rocks in the Sierra de Baza ophiolite unit spatially and genetically related to eclogite, which have also been sourced for making tools. They are albite-epidote amphibolite and actinolite, whose petrographic features are shown in Figures 12.10C–F and 12.11.

Albite-epidote amphibolite originated through two different processes. One is through partial reworking of eclogite during retrometamorphism, as is the case in RA-33A rock sample collected very close to the Rambla del Agua quarry (see location in Fig. 12.1B and microscopic image in Fig. 12.10C). This rock is an amphibolitized coronitic eclogite with few remains of eclogitic garnet and omphacite due to their transformation into the amphibolite paragenesis including Na-Ca amphibole and Na-plagioclase. It also presents a strong textural deformation related to retrograde metamorphism. The direct metamorphic transformation from basalts or dolerite sills interspersed in metasediments is the second process that can give rise to

amphibolites. This type of rock is recognized in sample CANI-83, gathered in the far northeastern sector of the Sierra de Baza Ophiolite outcrops (Fig. 12.1B) and illustrated in Fig. 12.10D, and sample CANI-253, gathered from the central sector of this outcrop northeast of the Rambla del Agua quarry (Fig. 12.1B), to which Fig. 12.11A corresponds.

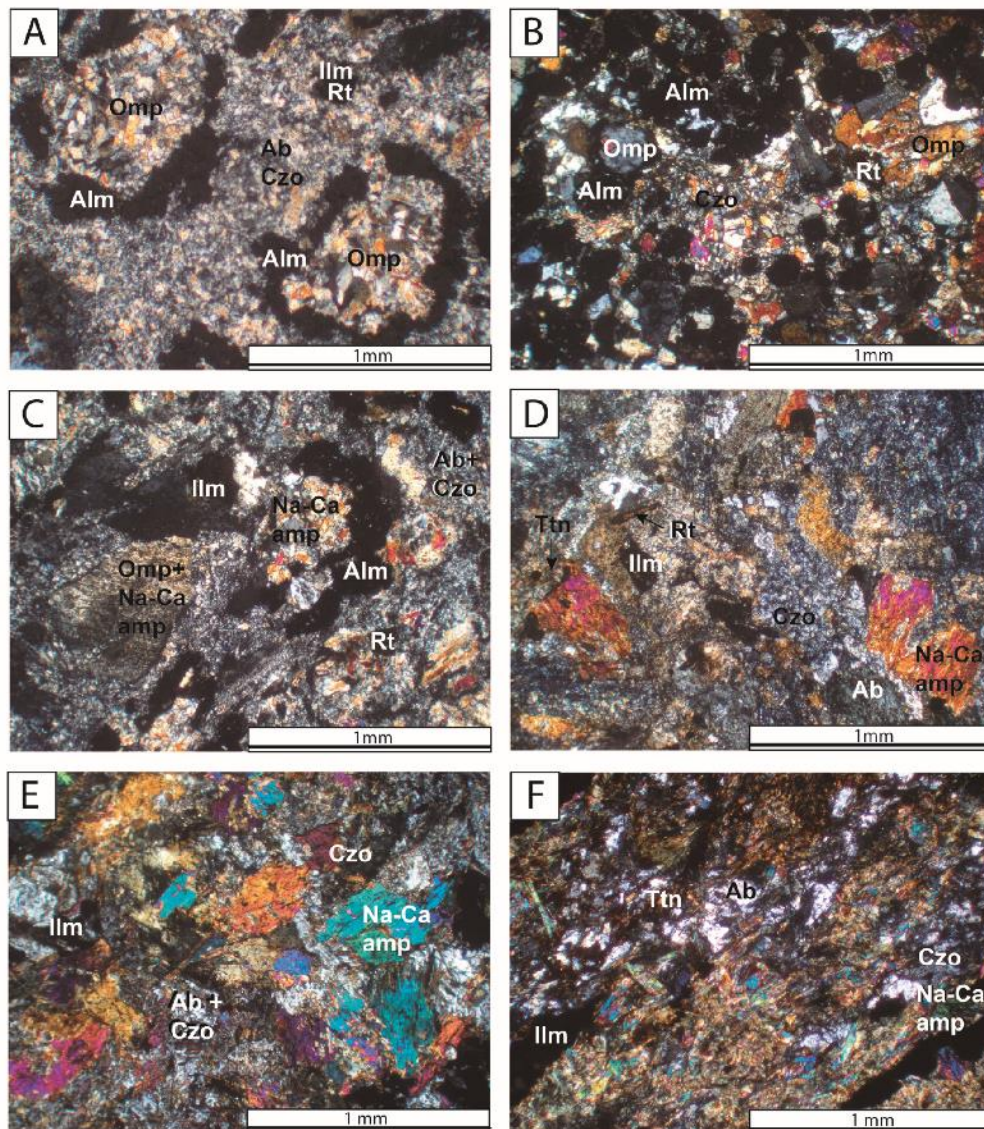


FIGURE 12.10 Microphotograph of studied artifacts and Sierra de Baza rocks. Note: (A and B) Archaeological coronitic eclogites from Montón de Piedras (H-2), and from Cerro Panoria (PAN-1), respectively. (C) Partially amphibolitized eclogite, RA.33A, collected in situ in the Rambla del Agua quarry. (D) Albite-epidote amphibolite, CANI-83, collected in northeastern Sierra de Baza Ophiolite Unit. (E) Albite-epidote amphibolite archaeological piece, D-17143 from Motilla del Azuer. (F) Albite-epidote amphibolite archaeological piece, Vill-2 from Cortijo Valiente. Location of samples in Figures 12.1B and 12.9 and Table 12.2.

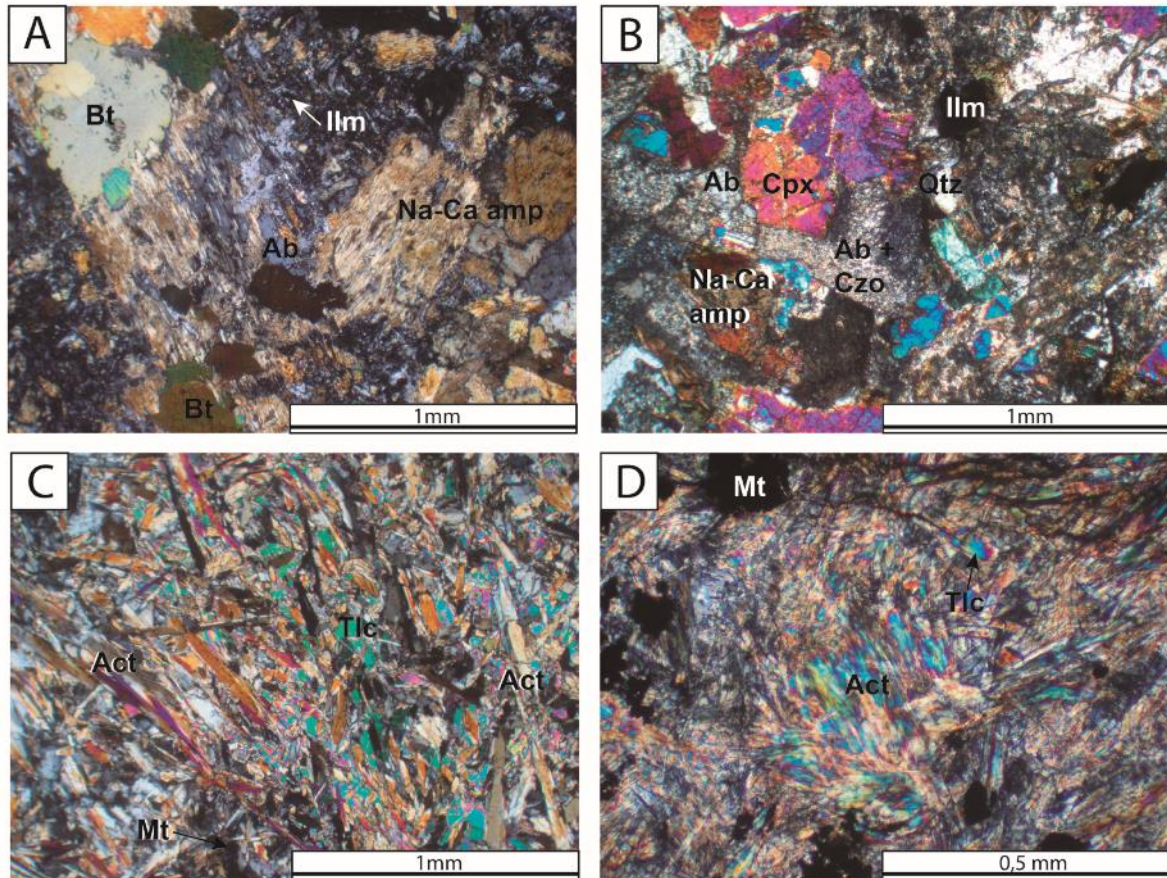


FIGURE 12.11 (A) Albite-epidote amphibolite CANI-253 from an in situ sill within the ophiolitic sedimentary sequence showing pelitic rock assimilation that caused the formation of biotite, Na-Ca amphibole, and interstitial quartz. Note: Location: N-NE of the Rambla del Agua quarry. (B) Archaeological piece LB-3 from Los Blanquizaes de Lébor made of albite-epidote amphibolite showing probable assimilation of pelitic rocks due to the development of abundant quartz and Na-Ca amphibole, as in CANI-253. (C) Actinolite sample CANI-84, taken in situ from an external border of the serpentinite outcrop located in the far NE end of the Sierra de Baza ophiolitic unit. (D) Actinolite archaeological piece LB-17 from Los Blanquizaes de Lébor. Location of samples in Figures 12.1B and 12.9A and Table 12.2.

Actinolite rock is essentially made of actinolic amphibole. The texture is characterized by an interconnected framework of long acicular crystals, up to 1 dm in width. The rock originates from local transformation serpentinite. Together with actinolite, these rocks also contain a small proportion of magnetite, talc, and/or biotite in the matrix (Fig. 12.11C and Table 12.2). Figure 12.11C shows a microscopic image of actinolite sample CANI-84, taken from a serpentinite body located in the extreme northeast part of the Sierra de Baza ophiolitic unit (Fig. 12.1A and B).

Figures 12.10E and F and 12.11B correspond to albite-epidote amphibolites in all aspects similar to the Sierra de Baza amphibolites shown in Figures 12.10D and 12.11A (see Table 12.2). They correspond to artifacts collected in Cortijo Valiente (Fuentes de Cesna, Granada), Motilla del Azuer (Daimiel, Ciudad Real), and Los Blanquizaes de Lébor (Totana, Murcia). On the other hand, Figure 12.11D shows an actinolite artifact similar to sample CANI-84 from the Sierra de Baza shown in Figure

12.11C. Actinolite is common in archaeological materials from the Blanquizaes de Lébor site (Table 12.2).

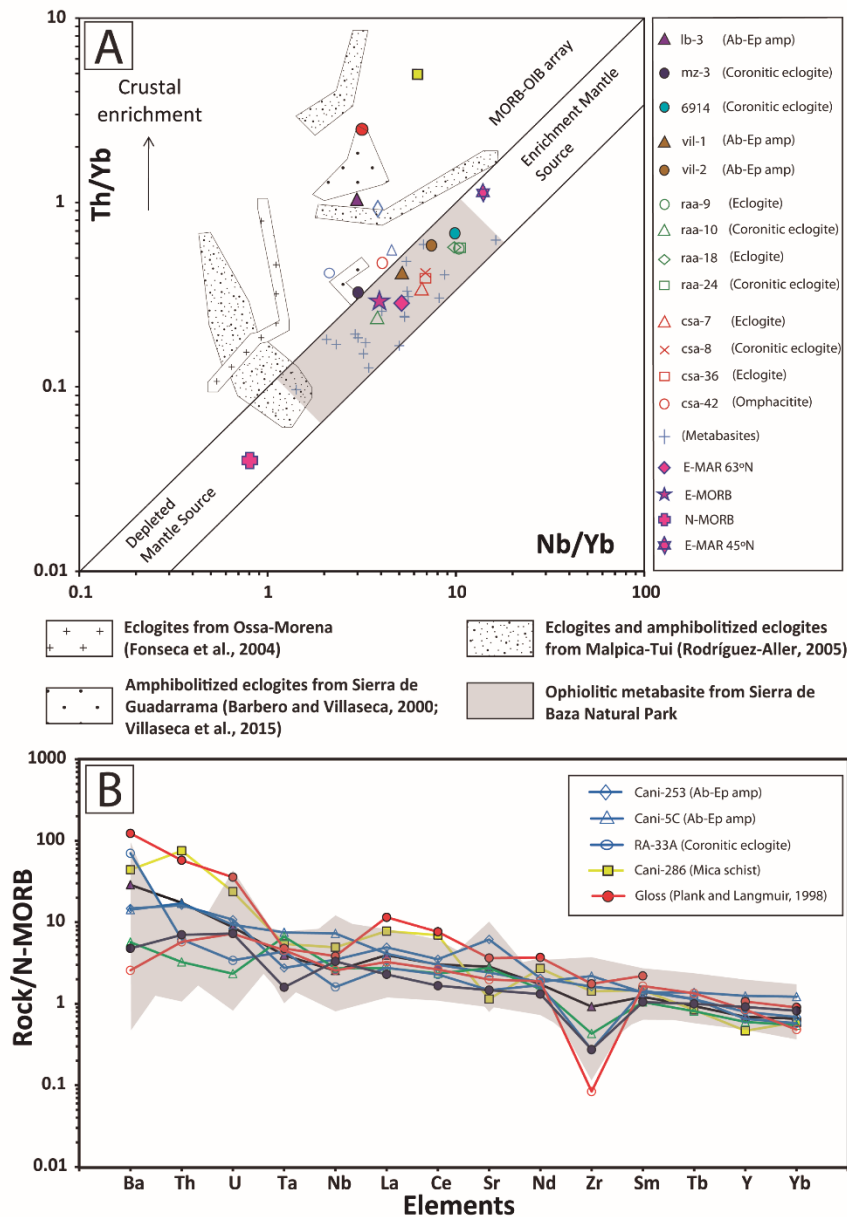


FIGURE 12.12 (A) Tectono-magmatic discrimination diagram of basaltic rocks Nb/Yb versus Th/Yb (Pearce, 2008; Pearce y Peate, 1995), which shows the Sierra de Baza field and the studied archaeological rocks. Note: Note the field of MORB magmas (gray rectangle) where most samples plot and that some samples plot above the MORB-OIB array (Th/Y enriched samples). (B) N-MORB normalized (Sun, & McDonough, 1989) element patterns of Sierra de Baza samples and selected studied artifacts. Sample CANI-286, representative of metapelite from the sedimentary sequence of the ophiolitic unit, the average value of the global subducting sediment (GLOSS; Plank, & Langmuir, 1998), basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 63°N (E-MAR63°N), and the average value of E-MORB according to Sun and McDonough (1989) are plotted for reference. Location of samples in Figures 12.1B and 12.9 and Table 12.2.

Figure 12.12 shows that some of the Sierra de Baza ophiolitic rocks and preform csa-42 from the Cerro de SanCristóbal quarry present certain enrichment in Th that makes the Th/Yb ratio higher than that of MOR basalts. Interestingly, artifact lb-3 from Los Blanquizaes de Lébor site and artifact mz-3 from Manzanil site show similar enrichment. This enrichment in Th and in other lithophile elements might have

occurred when MORB assimilate sedimentary rocks, even in small portions, during extrusion onto the ocean's floor and/or intrusion within the oceanic sediments forming sills, as is common in the sedimentary sequence of Sierra de Baza and other outcrops of the Betic ophiolitic unit. Sample CANI-286, a mica schist from Sierra de Baza, and the average oceanic sediments ("GLOSS"; Plank, & Langmuir, 1998) illustrate the high Th content of sediments intruded by basalts in the Sierra de Baza ophiolitic unit (Fig. 12.12B). Also in Figure 12.12A and B, the typical E-MORB composition (without Th enrichment) from Rambla del Agua quarry preform, RA-33A, has been represented for comparison.

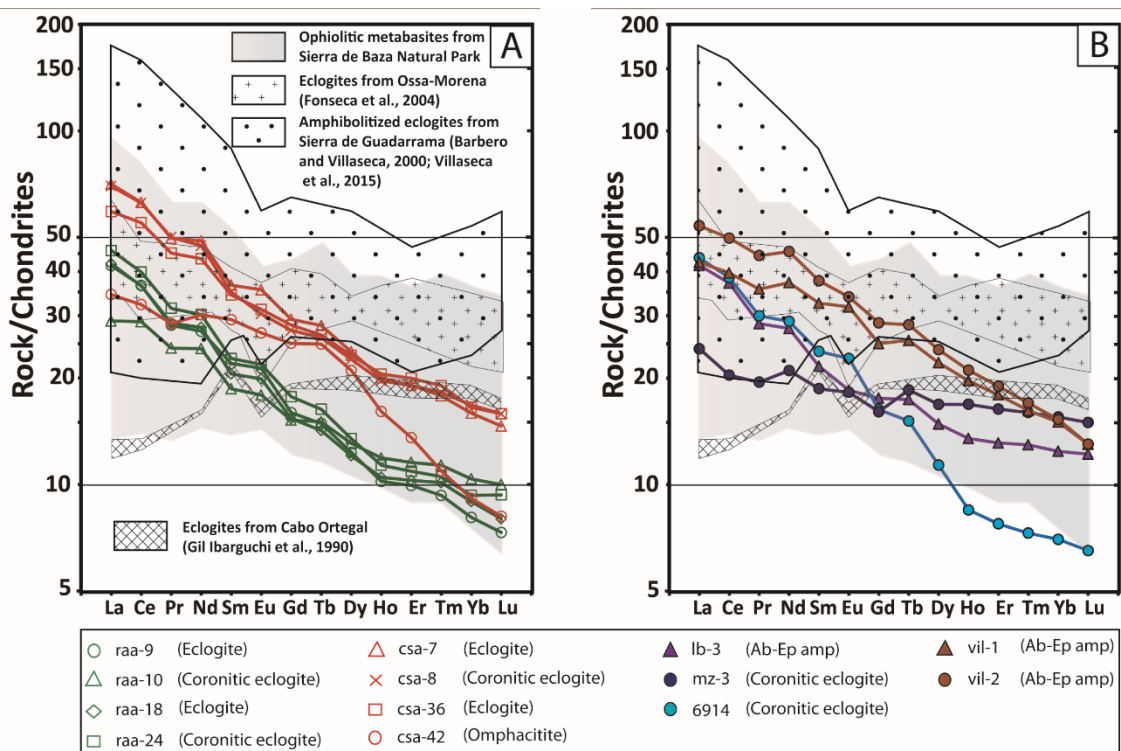


FIGURE 12.13 Chondrite-normalized rare earth element (REE) diagram for (A) the artifacts from Rambla del Agua quarry (green) and from Cerro de San Cristóbal quarry (red) and (B) the artifacts from southern and southeastern Iberia. Note: Symbols and sample location as in Figure 12.14.

12.2.5. Interpretation and discussion

Mineralogical, textural, and geochemical evidence allows the pinpointing of the Sierra de Baza quarries as the source of lithic material used for making the studied archaeological tools from south and southeastern Iberia. It should be noted, however, that unknown quarries from other outcrops of the Ophiolitic Unit of the Betic Cordillera may also have provided quite similar material. In this regard, further work is needed to identify potential quarries. Nevertheless, even if new quarries were to be discovered in the future, they would support the main conclusion that eclogites and other genetically related rock types from the Sierra de Baza were sources for late

prehistoric tools and other artifacts and that these materials were distributed across southern and southeastern Iberia.

The distribution of these ophiolite rocks can be observed at different levels: at a local level in the Sierra de Baza area, and at a regional level in the eastern and central Betic Cordillera and beyond within the southern half of the Iberian peninsula. At the local level, we have identified the presence of these rocks in sites from the early Neolithic such as at Montones de Piedras and Cueva de la Pastora (Caniles, Granada) (Fig. 12.14B). In the central region of the Betic Cordillera, we have illustrated the use of these rocks in the Megalithic Necropolis of Cerro de Panoria (Darro, Granada), burial cave of Cueva de las Ventanas (Piñar, Granada), the late Neolithic settlement of El Manzanil (Loja, Granada), and Cortijo Valiente (Fuentes de Cesna, Granada) (Fig. 12.14B). Sites from the eastern region include the late Neolithic or Copper Age burial cave of Los Blanquizaes de Lébor (Totana, Murcia), bearing actinolite artifacts, and the Chalcolithic of Ereta del Pedregal (Navarrés, Alicante). The Bronze Age settlement of La Motilla del Azuer (Daimiel, Ciudad Real; >400 km away from the Sierra de Baza) contains albite-epidote amphibolites, confirming the extension of the distribution network to the north of the Betic Cordillera on the Iberian inner plateau (Fig. 12.14A).

The circulation of eclogite, amphibolite and related rocks originating from the Nevado-Filábride Domain of the Betic Cordillera for making polished tools has already been noted by other authors (Fig. 12.14A and B), including the Bronze Age settlements of Cuesta del Negro (Purullena, Granada) and Cerro de la Encina (Monachil, Granada) and the Los Castillejos settlement (Montefrío, Granada), which were documented in their different phases from the early Neolithic to the Bronze Age (Carrión et al., 1993; Carrión y Gómez-Pugnaire, 1983; Fig. 12.14B). In the central Zone of the Betic Cordillera (Fig. 12.14A), artifacts of amphibolite have been documented in sites such as the Cueva del Toro (Antequera, Málaga) (García-González, 2005), and various sites in Conil de la Frontera (Puerto Hierro, Los Olivares, Los Algarrobillos) and Chiclana de la Frontera, Cádiz (El Berrueco, La Mesa, La Nava) unevenly described as “amphibolite from the Betic Cordillera” (Pérez Rodríguez et al., 1998; Ramos Muñoz et al., 1998). In the easternmost part of the Betic Cordillera, polished tools made of eclogite, some with coronitic texture (Orozco-Köhler, 2000:226), have been found in different sites chronologically dated from the early Neolithic Age to the Bronze Age (Bernabeu, & Orozco-Köhler, 1989; Orozco-Köhler, 2000). Additionally, amphibolite and metagabbro artifacts have been identified in diverse Bronze Age sites in the region of Cuenca, 550 km away the Betic Cordillera (Barrera y Martínez-Navarrete, 1980) (Fig. 12.14A). On the other hand, albite-epidote amphibolite and actinolite have been found throughout the Sierra de Baza, indicating that the corresponding analyzed artifacts made of both rock types may have been sourced from nearby, unknown quarries, in the Sierra de Baza or elsewhere from outcrops of the Betic Cordillera ophiolitic unit between Granada and Murcia (Fig. 12.1A).

The Ophiolite Unit of the Betic Cordillera is not the only geologic body containing eclogitic rocks in the Iberian Peninsula (Fig. 12.14A), and an assessment of other potential sources is needed. These other geologic bodies may or may not be of ophiolitic nature. A nearby location is found in the western Betic cordillera (Ojén Nappe, Alpujárride Complex), where retrogressed eclogites occur. The characteristics of these rocks do not fit with the studied archaeological material, for they are strongly deformed amphibolites that only rarely bear relict eclogitic omphacite. They do not bear coronitic textures and are of tholeiitic composition similar to basaltic magmas intruding passive continental margins (Tubía, & Gil Ibarra, 1991) and are not of E-MORB in composition like the studied material.

Eclogite also occurs in southwestern Iberia in the Ossa-Morena zone of the Variscan massif, such as in Safira and Viana de Alentejo, Portugal, from the Metavolcanic Zone (Fig. 12.14; Fonseca et al., 1999, 2004; Moita, Pereira, & Santos, 2005; Rosas, Marques, Ballèvre, & Tassinari, 2008). In these outcrops, the samples contain varying abundance of omphacite and glaucophane showing nematoblastic texture. During deformation, eclogitic assemblages bearing garnet and omphacite were replaced by barroisitic amphibole and symplectitic paragenesis made of sodic actinolite, sodic plagioclase, clinozoisite, and paragonite. Final retrogression in the greenschist facies produced actinolite, chlorite, epidote, and albite (Table 12.4). The protolith is continental tholeiitic basaltic magma (Fonseca, Munhá, Araújo, & Pedro, 2004). Also, in the Coimbra-Badajóz-Córdoba Shear Zone (outcrops of Campo Maior, Valencia de las Torres, and Azuaga; Fig. 12.14), MORB-like eclogites show 2–3 mm equigranular garnets ($\leq 50\%$ of the rock) coated by deep green amphibole coronas (Ábalos, Gil Ibarra y Eguiluz, 1991; López Sánchez-Vizcaíno, Gómez-Pugnaire, Azor y Fernández-Soler, 2003; Villaseca, Castiñeiras y Orejana, 2015). The primary mineralogy of these rocks includes garnet, omphacite, rutile, zoisite, and quartz (Table 12.4). Omphacite occurs preserved as relicts within garnet grains and, more rarely, in the symplectitic matrix. In the matrix of the rock, secondary diopside-rich pyroxene and plagioclase form symplectitic intergrowths often overprinted by hornblende-plagioclase intergrowths. These textures and geochemical affinities are not observed in the studied archaeological material of south and southeastern Spain (Figs. 12.12 and 12.13), excluding these Ossa-Morena geologic complexes as their sources. However, it should be mentioned that archaeological sites near the mouth of the Tajo River in Portugal have yielded lithic tools sourced from the Ossa Morena Metavolcanic Zone (Lillios, 1997, 2000; Red, Grapes y Lillios, 1997), though quarries have not been identified.

In central Iberia, strongly retrogressed eclogites occur in the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone; Fig. 12. 14; Barrero, & Villaseca, 2000; Rubio Pascual, Arenas, Martínez Catalán, Rodríguez Fernández, & Wijbrans, 2013; Villaseca et al., 2015). In these rocks, omphacite is almost lacking, coronitic texture is not present,

and geochemistry indicates a nonophiolitic signature (Figs. 12.12 and 12.13), excluding them as sources of the studied artifacts. In the peninsular northwest, in Galicia and northern Portugal, high (>600–650°C) and low (<600–650°C) temperature eclogites occur in the Galicia-Trás-os-Montes Zone ((Alcock, Arenas, & Martínez Catalán, 2005; Arenas, Abati, Martínez Catalán, Díaz García, & Rubio Pascual, 1997; Arenas, & Martínez Catalán, 2002; Díaz García, Martínez Catalán, Arenas, & González Cuadra, 1999; Fonseca et al., 1999; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2003; Mendia, Gil Iburguchi, & Abalos, 2001; Pereira, Apraiz, Chichorro, Silva, & Arsmstrong, 2010; Peucat et al., 1990; Rodríguez-Aller, 2005; Roger, & Matte, 2005; Rubio Pascual, Arenas, Díaz García, Martínez Catalán, & Abati, 2002; Silva, Marques, Miranda, Henry, & Mateus, 2001; Villaseca et al., 2015).

Site	Orogenic Unit	Geotectonic Zone	Dominant Complex	Unit Sequence	Mineralogy	Textures	Grain size	Metamorphic facies	References
Cabo Ortegal	Variscan orogeny/NW Iberian Massif	Gulchik Trans-or-Montes Zone	Upper Albalchibonanos Terrane/Cabo Ortegal Complex	Upper Units	Omp + Hbl + Pl + Cpx + Rt + Ilm ± S Pm ± Ky Zrn ± Qtz ± Omph ± Zrn	Porphyroblastic, coronitic texture	Coarse-grained to very coarse (grt 1 cm)	Eclogite facies and amphibolized eclogite	Gil Iburguchi et al., 2001; Fernández-Saiz et al., 2007 Arenas and Martínez Catalán, 2002
Sobrado	Variscan orogeny/NW Iberian Massif	Gulchik Trans-or-Montes Zone	Upper Albalchibonanos Terrane/Bragança Complex	Sobrado Unit	Omp + Grt + Ky + Ms ± Rt ± Ilm ± Pl ± Qtz	Porphyroblastic texture	Coarse-grained	Eclogite facies	Munh and Ribeiro, 1986; Silva et al., 2001; Roger and Matte, 2005
Bragança	Variscan orogeny/NW Iberian Massif	Gulchik Trans-or-Montes Zone	Upper Albalchibonanos Terrane/Bragança Complex	Upper Units	Omp + Grt + Ky + Ms ± Rt ± Ilm ± Pl ± Qtz	Porphyroblastic texture	Medium-grained	Eclogite facies and amphibolized eclogite	Gil Iburguchi and Ortega-Girones, 1988; Rodríguez-Aller, 2005; Alcock et al., 2005; Abati et al., 2010
Malpica-Tui	Variscan orogeny/NW Iberian Massif	Gulchik Trans-or-Montes Zone	Basal Albalchibonanos Terrane	Malpica-Tui Unit	Grt + Omp + Gh + Bt + Rt ± Pl ± Ky ± Zrn	Porphyroblastic texture, coronitic texture, some relict porphyroblasts to neomylonite to porphyroblastitic texture	Fine-grained and medium-grained	Eclogite facies and amphibolized eclogite	Rubio Pascual et al., 2002
Santiago	Variscan orogeny/NW Iberian Massif	Gulchik Trans-or-Montes Zone	Basal Albalchibonanos Terrane/Oldanes Complex	Santiago Unit	Grt + Bt ± Omph ± Qtz ± Zrn ± Pl ± Ph	Porphyroblastic texture, coronitic texture, some relict porphyroblasts to neomylonite to porphyroblastitic texture	Fine-grained	Eclogite (strongly amphibolized)	Arenas et al., 1997
Aguada	Variscan orogeny/NW Iberian Massif	Gulchik Trans-or-Montes Zone	Basal Albalchibonanos Terrane	Aguada Unit	Omp + Grt + Qtz + Bt ± Zrn	Porphyroblastic texture, coronitic texture, some relict porphyroblasts to neomylonite to porphyroblastitic texture	Fine-grained	Eclogite facies and eclogite (strongly amphibolized)	Barbero and Villaseca, 2008; Rubio Pascual et al., 2013; Villaseca et al., 2015
Serra de Guadarrama (Peñalba)	Variscan orogeny/Central Iberian Massif	Central Iberian Zone	Autochthonous Domain/Complexo Esquaino-Guadalupe	Metasedimentary sequence	Grt + Rt + Qtz ± Omph ± Pl ± Ilm	Porphyroblastic texture, coronitic texture, some relict porphyroblasts to neomylonite to porphyroblastitic texture	Coarse-grained	Eclogite (strongly amphibolized)	López Sánchez-Vizcaíno, et al., 2003; Pereira et al., 2010
Campo Maior	Variscan orogeny/SW Iberian Massif	Ossa-Morena Zone (Comber-Badajoz-Córdoba Shear Zone)	Basal Albalchibonanos Terrane	Campo Maior Unit	Grt + Cpx + Pl + Qtz + Amph ± Rt ± Ilm	Relict garnet porphyroblasts surrounded by a matrix of some fine-grained minerals	Medium-grained	Eclogite (strongly amphibolized)	Abalos et al., 1991
Valeiros de las Torres	Variscan orogeny/SW Iberian Massif	Ossa-Morena Zone (Comber-Badajoz-Córdoba Shear Zone)	Basal Albalchibonanos Terrane	Amaga Unit	Grt + Omp + Rt + Zrn ± Qtz ± Hbl ± D ± Pl ± Mg ± Hbl	Mylonitic texture and 2-3 mm equigranular garnets surrounded by deep green amphibole	Medium-coarse-grained	Eclogite (strongly amphibolized)	Abalos et al., 1991; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2003
Cerro de las Mesas (Amaga)	Variscan orogeny/SW Iberian Massif	Ossa-Morena Zone (Comber-Badajoz-Córdoba Shear Zone)	Basal Albalchibonanos Terrane	Amaga Unit	Grt + Omp + Rt + Zrn ± Qtz ± Hbl ± D ± Pl ± Mg ± Hbl	Mylonitic texture and 2-3 mm equigranular garnets surrounded by deep green amphibole	Medium-coarse-grained	Eclogite (strongly amphibolized)	Abalos et al., 1991; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2003
Vau do Alentejo	Variscan orogeny/SW Iberian Massif	Ossa-Morena Zone	Basal Albalchibonanos Terrane	Cubico-Moulin Unit	Grt + Omp + Gh ± Bt ± Nbr ± Ep ± Omph ± Qtz ± Hbl ± Chl	Neomylonitic texture, some relict porphyroblasts to neomylonite to porphyroblastitic texture	Fine-grained	Eclogite facies and eclogite (strongly amphibolized)	Leal et al., 1997; Fonseca et al., 1999; Fonseca, 1995; Molina, 2006; Rosas et al., 2008
Silfira	Variscan orogeny/SW Iberian Massif	Ossa-Morena Zone	Basal Albalchibonanos Terrane	Cubico-Moulin Unit	Act ± Czo ± Pg ± Hr ± Chl ± Ep	Neomylonitic texture, some relict porphyroblasts to neomylonite to porphyroblastitic texture	Very fine-grained	Eclogite facies and eclogite (strongly amphibolized)	Molina et al., 2005
Serra Aljeirina	Alpine Orogeny/Betic Iberian Massif	Internal Zone	Aljeirina Complex	Upper Unit (Open)	Grt + Omp ± Qtz ± Ilm ± Ap ± Bt ± Zrn ± Ph	Poorly foliated and coarse-grained texture	Fine-grained	Eclogite (strongly amphibolized)	Tuba and Gil Iburguchi, 1991

TABLE 12.4 Petrological characterization of eclogite bodies from the Iberian Peninsula discussed in the text.

Bodies of high-temperature eclogite occur in the Cabo Ortegal Complex and in the northeastern Ordenes Complex (Sobrado), both in Galicia (Mendia et al., 2001). However, this type of eclogite is not discussed here since material from the artifacts indicates a different composition (Fig.12.13) and low temperature type (as in Sierra de Baza and other outcrops of the Betic ophiolite unit <600–650°C; Puga et al., 2000). Low-temperature eclogites in northwestern Iberia occur in the Bragança Complex (Portugal) and in much of the western region of the Ordenes Complex (Spain; Arenas et al., 1997) (Fig. 12.14). The Malpica-Tui eclogite is characterized by porphyroblastic and coronitic texture. The mineral association is garnet, omphacite, glaucophane/barroisite, rutile, paragonite, kyanite, and zoisite (Gil Ibarguchi, & Ortega Gironés, 1985; Rodríguez-Aller, 2005). Its chemical composition, however, is characteristic of subalkaline and alkaline basalts (Pin, Ortega Cuesta, & Gil Ibarguchi, 1992; Rodríguez-Aller, 2005). The Santiago eclogites also show coronitic texture, locally amphibolitized. Its chemical composition is of tholeiitic basalts, although they do not comprise part of the Ophiolitic units (Rubio Pascual et al., 2002). Polished tools of eclogitic rocks from these outcrops have not been documented, so their use as sources in the peninsular north is unlikely.



FIGURE 12.14 (A) Map showing location of archaeological eclogites and related rocks and their circulation in southern and southeastern Iberia. Note: The yellow stars show archaeological sites studied in this work and the red stars show archaeological sites studied by other authors (Barrena and Martínez, 1980; García-González, 2005; Orozco-Köhler, 2000; Pérez Rodríguez et al., 1998; Ramos Muñoz et al., 1998). Archaeological sites: (1) Mas d'Is; (2) Cova de la Boira; (3) Arenas de la Costa; (4) Les Jovades; (5) Cova de L'or; (6) Cova Bernarda; (7) Los Terrones; (8) El Recuenco; (9) Cueva de Sogóbriga; (10) Valcuevo; (11) Ercávica; (12) Cañadilla del Moro; (13) Las Majadillas; (14) Cantosares; (15) Castín de Cabras; (16) El Castillejo. Also shown are geological outcrops of eclogite (Villaseca et al., 2015); (B) Map of the central region of the Betic Cordillera showing the distribution of archaeological eclogites and related rocks.

Coronitic eclogites from the Ordenes Complex (Santiago, Sobrado, and Malpica Tui; Arenas, & MartínezCatalán, 2002; Arenas, Rubio Pascual, Díaz García, & Martínez Catalán, 1995; Rodríguez-Aller, 2005; Rubio Pascual et al., 2002; Fig. 12.14A) are potential sources for the studied artifacts. However, these eclogites are largely amphibolitized and, in the case of Sobrado, they pertain to the high-temperature group, while in Malpica-Tui they show contrasting geochemical characteristics (Fig. 12.12). For all these reasons, these northern bodies of eclogite can be excluded as potential sources of the studied archaeological tools of southern and southeastern Spain.

It is hence apparent that material from the Sierra de Baza quarries and, potentially, from other outcrops of similar rocks of the Betic Ophiolite unit of the Betic Cordillera, were sourced during the early Neolithic, Copper Age, and Bronze Age for making artifacts found in the southern half of Iberia, with higher concentrations in the southeastern part. The associated networks operated during the early Neolithic to Bronze Ages demonstrating long-lived connections for the distribution of manufactured products and working of quarries in the Sierra de Baza.

12.2.6. Conclusions

We have discovered and documented for the first time late prehistoric (early Neolithic to Bronze Age, ~5500 to 1500 B.C.) eclogite quarries in Iberia. These quarries are located at the Cerro de San Cristóbal and Rambla del Agua sites, in the Sierra de Baza (Granada, Spain). Our petrographic and geochemical study of eclogite and related rock-type artifacts, and of similar rocks from the Sierra de Baza Betic Ophiolitic unit, have allowed us to define the distinctive mineralogy, texture, and chemical composition of these materials. The mineralogy is typical of low-temperature eclogite and albite-epidote amphibolite, and the eclogites commonly bear a distinctive coronitic texture. Geochemically these rocks show remarkable analogies with E-MORB type ophiolites. These characteristics are found in archaeological materials distributed beyond the local area at sites located in southeastern Iberia as far as Ereta del Pedregal (Navarrés, Valencia, ~380 km away from the Sierra de Baza sites), suggesting exchange networks across much of the southern and southeastern peninsula during early Neolithic to Bronze Age times. However, a broader spatial scenario can be envisaged if actinolite tools from the burial caves of Los Blanquizaes de Lébor (Totana, Murcia) and those made of albite-epidote amphibolite from the Motilla de Azuer archaeological site (Daimiel, Ciudad Real), more than 400 km away from the Sierra de Baza, originated in the Betic Ophiolite unit. This broader scenario covering the southern half of Iberia is in concordance with material published in Chiclana and Conil (Cádiz) and Cuenca (550 km north of the Sierra de Baza).

The discovery of quarries in the Sierra de Baza reveals the importance of primary geological outcrops for material procurement rather than the extraction of pebbles from river/beach deposits and recent sediments. This archaeological phenomenon in late prehistory indicates the need for using abundant raw material of extraordinary quality and natural support for the fashioning of tools. The early Neolithic Cueva de la Pastora site, in the Sierra de Baza, associated with eclogite artifacts, establishes a minimum age for the beginning of working activities in workshops. This chronology is in agreement with that of other sites in the Betic Cordillera, and suggests that the circulation of tools and, hence, the activities in the quarries, started at least in the early Neolithic period (~5500 B.C.).

The main activity at the quarries was the extraction of raw material and its ensuing transformation into polished tools. Only the first phases of manufacturing were conducted at the quarries, while the latter phases were accomplished in settlements since neither polished tools nor polishing or abrasion residues have been found thus far in the workshops. However, additional work is needed to test this conclusion. Eclogite was selected due to its elevated density and hardness resulting from its mineralogical composition made, essentially, of omphacite and garnet, which makes it a suitable rock for prehistoric lithic tool fabrication. Although other eclogite localities occur in southern, central, and northwestern Iberia, the abundance of nonretrograded (amphibolitized) raw eclogitic material in the eastern Betic Cordillera (Betic Ophiolite unit), in particular in the Sierra de Baza, favored exploitation of a long-lived source in this region during late prehistory. In this regard, we have demonstrated that both coronitic texture and geochemical E-MORB character of the eclogites are of paramount importance in provenance studies of metabasite artifacts on the Iberian Peninsula.

Capítulo 13. Discusión

13.1 Origen y evolución de la AOB

La afinidad química de los diferentes tipos de rocas básicas de la AOB del Complejo del Mulhacén y sus relaciones isotópicas de Sm/Nd y Rb/Sr corresponden a un magmatismo toleítico de tipo T-MORB a E-MORB y, más localmente, N-MORB. Este tipo de magmas se desarrollan en dorsales oceánicas, como la dorsal Atlántica, originadas por evolución desde un *rift* continental precedente a una fase de océano en expansión. El periodo de *rifting* intracontinental afectó al Dominio Nevado-Filábride en su conjunto y fue contemporáneo de un vulcanismo explosivo que dio lugar a niveles piroclásticos entre sedimentos que se depositaron sobre una corteza continental. Estas rocas actualmente aparecen transformadas en ortogneises ácidos que alternan con meta-sedimentos en las unidades de la Caldera y las Sabinas, de éste mismo complejo, procedentes de corteza continental. Estos ortogneises han sido datados por diferentes métodos (Rb/Sr, Sm/Nd y U/Pb) entre 307 y 215 Ma (Priem et al., 1966; Puga, 1976; Andriessen et al., 1991; Nieto, 1996; Nieto et al., 2000; Puga et al, 2002a, 2004, 2007; Gómez-Pugnaire et al, 2004, 2012; Martínez-Martínez et al, 2010 (Ver figura 13.1A y figura 11 en Puga et al., 2017).

El proceso de *rifting* acompañado del vulcanismo ácido precedió a la desintegración continental que dio lugar al desarrollo de la cuenca oceánica Jurásica a partir el Pliensbachiense, entre 190 y 180 Ma. (Puga et al., 2005, 2011 y 2017. Ver figura 13.1B y figura 11 en Puga et al., 2017). Las rocas básicas metamorfizadas de esta asociación ofiolítica han sido radiométricamente datadas, a lo largo de las últimas décadas, por los métodos Rb/Sr, K/Ar y Ar/Ar, como formadas dentro de un amplio lapso de tiempo comprendido entre el Jurásico inferior y el Jurásico superior (Puga et al., 2017). Las dataciones sobre circones, procedentes de gabros eclogitizados y de meta-rodingitas, han sido realizadas por el método U/Pb con SHRIMP, acompañado de un estudio por catodoluminiscencia, que ha permitido diferenciar dentro de estos pequeños cristales algunas áreas con bordes idiomorfos y zonación oscilatoria, que indican su origen ígneo, de otras más claras, con bordes irregulares, que parecen originadas por recristalización metamórfica de los circones ígneos. Las dataciones de las partes ígneas de los circones han permitido determinar de forma precisa una edad Pliensbachiense inicial (*ca.* 190Ma) y que continuó al menos hasta el Toarciense (*ca.* 180 Ma). Otro grupo de dataciones más modernas en las poblaciones de circones corresponde, sin embargo, a una etapa de metamorfismo de fondo oceánico que se desarrolló entre el Jurásico Medio y, sobre todo durante el Jurásico Superior (155-150 Ma), en una etapa ya próxima al final del desarrollo del magmatismo jurásico. Edades más modernas obtenidas, tanto a partir de circones como sobre todo mediante otros métodos, entre el Cretácico Superior y el Paleoceno (91 a 52 Ma), se interpretan como las correspondientes al metamorfismo alpino de alta P (eoalpino), que transformó los

litotipos ígneos originales en eclogitas (Puga et al., 2005, 2011, 2017). Los siguientes acontecimientos metamórficos no han producido apenas recristalización en las poblaciones, de circones estudiadas. No obstante, dataciones radiométricas de las metabasitas por otros métodos demuestran la existencia de al menos dos etapas más modernas de recristalización metamórfica, de edad Oligoceno y Mioceno respectivamente (Puga et al., 2017, tabla 1).

13.2. Reconstrucción paleogeográfica

13.2.1. Apertura jurásico-cretácica del Tethys Bético

Las semejanzas petrológicas, geoquímicas y geocronológicas existentes entre las rocas de la AOB y las ofiolitas alpino-apenínicas, así como las reconstrucciones paleogeográficas del Tethys occidental durante el Mesozoico, sugieren que las rocas estudiadas se originaron a lo largo de una franja de suelo oceánico que uniría el Tethys occidental y el Atlántico central durante el Jurásico (Favre y Stampfli, 1992; Guerrero et al., 1993; Schettino y Turco, 2009).

En la figura 13.1A se propone un modelo de reconstrucción de los dominios estudiados durante su evolución en el Pérmico-Triásico. Esta figura ilustra los efectos de la etapa inicial de la ruptura y desintegración del supercontinente Pangea en los dominios estudiados. Durante esta etapa tuvo lugar la aparición de una zona de fractura y adelgazamiento de la corteza continental en el Dominio Nevado-Filábride. Este *rifting* intracontinental favoreció el desarrollo de cuencas subsidentes desarrolladas sobre corteza continental en las que se depositaron sedimentos contemporáneos de un vulcanismo explosivo que daba lugar a niveles piroclásticos. Estas rocas, junto con algunos cuerpos de ortogneises de origen intrusivo, datados del Carbonífero inicial y del Pérmico basal forman parte de las sucesiones corticales (Caldera y Sabinas) del Complejo del Mulhacén. Estos ortogneises han sido datados por diferentes métodos (Rb/Sr, Sm/Nd y U/Pb) entre 307 y 215 Ma (Priem et al., 1966; Puga, 1976; Andriessen et al., 1991; Nieto, 1996; Nieto et al., 2000; Puga et al, 2002a, 2004, 2007; Gómez-Pugnaire et al, 2004, 2012; Martínez-Martínez et al, 2010 (Ver figura 13.1A y figura 11 en Puga et al., 2017).

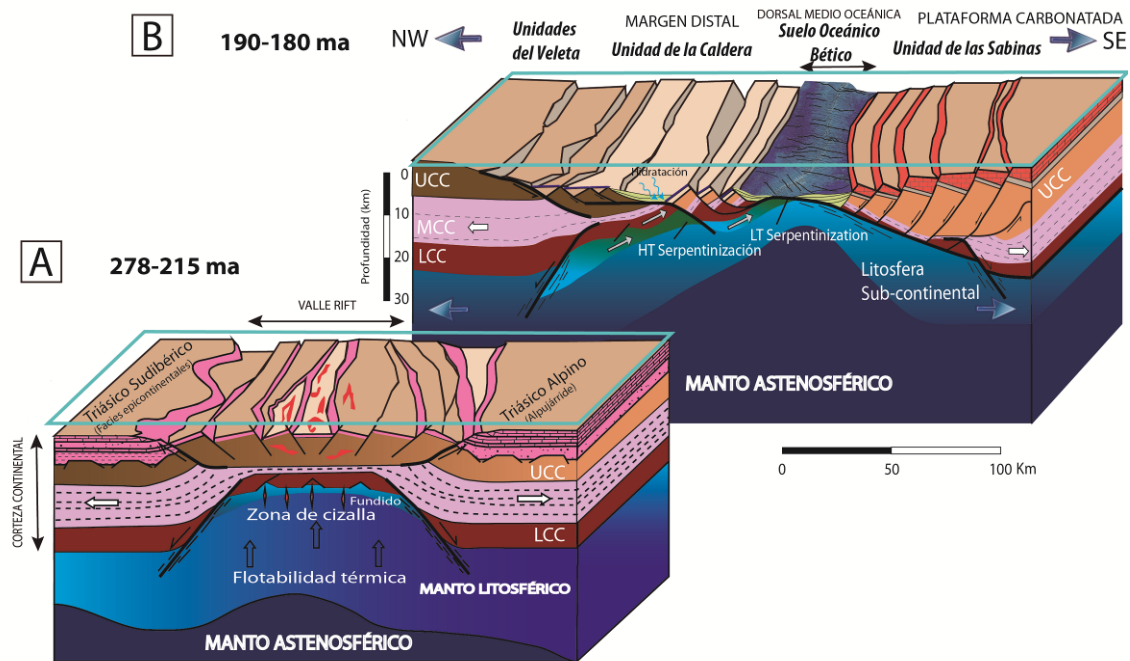


Figura. 13.1.- Modelo ilustrativo de la evolución del Dominio Nevado-Filábride. A: Rifting intracontinental durante el Pérmico-Triásico y vulcanismo ácido intraplaca. B: Aparición del magmatismo básico e inicio de la apertura de Tethys Bético a partir del final del Jurásico Inferior (Pliensbachense). Inspirado en Hirth y Guillot (2013). UCC: Corteza continental superior; MCC: Corteza continental media; LCC: Corteza continental inferior; LT: Baja temperatura; HT: Alta temperatura.

En el modelo de la figura 13.1B se ilustra el progreso de la extensión cortical que determinó la ruptura completa de la corteza continental en el Dominio Nevado-Filábride. La aparición del magmatismo básico estuvo relacionada con una importante fase de formación de corteza oceánica entre 190 y 180 Ma. En esta fase se inició la apertura de la cuenca oceánica de la que deriva la AOB del Complejo del Mulhacén. A través de este *Tethys Bético* se comenzaba a producir la conexión entre las cuencas del Tethys Occidental y del Proto-Atlántico Central en su fase inicial de apertura. Las dataciones disponibles sugieren que la apertura del sector bético del Tethys Occidental se anticipó unos 20 Ma (Fig. 13.2) a la fase principal de apertura de los dominios oceánicos adyacentes del Tethys Alpino o Liguro-Piamontés (Handy et al., 2010, Bortolotti y Principi, 2005, Bill et al., 1997, Tribuzio et al., 2004, Rampone et al., 2014).

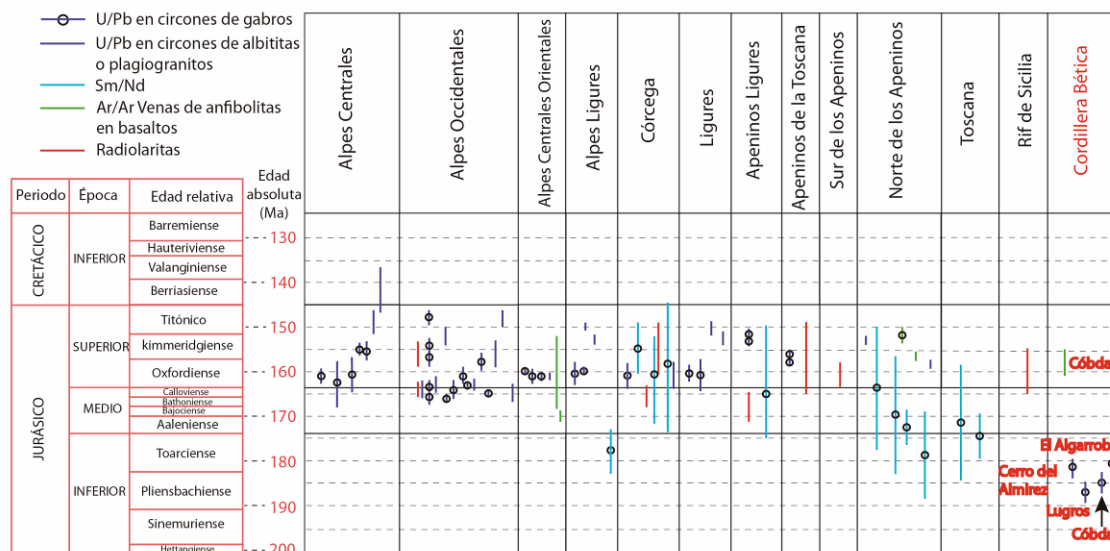


Figura.13.2.- Comparación de las edades ígneas de las metabasitas de la AOB con sus equivalentes de las Ofiolitas Alpino-Apenínicas. Esta figura resume datos cronológicos obtenidos por diferentes métodos por diversos autores (Rubato y Scambelluri, 2003, 2005; Bortolotti y Principi, 2005; Rampone et al., 2014; Puga et al., 2005, 2011 y 2017). Las dataciones de circones por U/Pb con SHRIMP de gabros de ofiolitas Alpino-Apenínicas, comparables con las Béticas están representadas en color negro. En color verde se representa la edad Jurásico Medio, obtenida para el metamorfismo de fondo oceánico, aplicando una sonda láser para datación Ar/Ar de venas milimétricas de anfíbol marrón, que aparecen en el nivel basáltico superior de las ofiolitas de Cóbdar (Puga et al., 2002a, b, 2011 y 2017).

En la reconstrucción de tectónica de placas durante el Jurásico reproducida en la figura 13.3A (modificada de Schettino y Turco, 2009) se propone la ubicación de la AOB y de las ofiolitas alpino-apeenínicas equivalentes en el extremo occidental del Tethys Alpino y su zona de conexión con el Atlántico Central entre 10°N y 201N. Las bandas de color rojo representan las zonas de fractura y adelgazamiento de la corteza (*rifting*) que marcaron la desintegración del supercontinente Pangea desde el Triásico. Según este modelo la separación entre las placas eurasiática y africana y la aparición de los primeros suelos oceánicos, marcados en azul oscuro, comenzaron a desarrollarse en esta zona siguiendo estos patrones del *rifting* señalado en la figura hace aproximadamente 185 Ma, en el Pliensbachiense (Jurásico Inferior) lo que se ajusta a las dataciones obtenidas para el magmatismo básico más antiguo registrado en la AOB. El área marcada TB (Tethys Bético) entre las microplacas situadas al SE de la placa Iberico-Europea durante el Mesozoico, corresponderían a la zona de apertura oceánica donde se originó la AOB. Este océano continuó ampliándose a lo largo del Jurásico al mismo tiempo que se expandían tanto el Atlántico Central como los otros dominios oceánicos del Tethys Occidental (Fig. 13.3B), llegando incluso ésta propagación hasta el Cretácico Inferior. En la AOB este límite superior de edad lo determina el amplio desarrollo de una secuencia sedimentaria, superpuesta al suelo oceánico, que preserva localmente reliquias de fósiles cretácicos (Tendero et al., 1993), y contiene algunos sills intruídos entre los sedimentos, con mineralogía y composición química similares a las de las metabasitas ofiolíticas subyacentes (Puga et al., 2017). Estos depósitos de fondo oceánico son fundamentalmente sedimentos originalmente silíceos, arcillosos y carbonatados que recubren indistintamente tanto a

rocas básicas como a ultrabásicas (Fig. 13.4), y que han sido metamorfizados conjuntamente con las rocas alternantes e infrayacentes de origen ígneo. Esta hipótesis está firmemente apoyada por la datación radiométrica U/Pb con SHRIMP de los circones separados de gabros y doleritas eclogitizadas de las Ofiolitas Béticas, cuyas edades magmáticas corresponden al Pliensbachiense (Puga et al., 2005, 2011 y 2017).

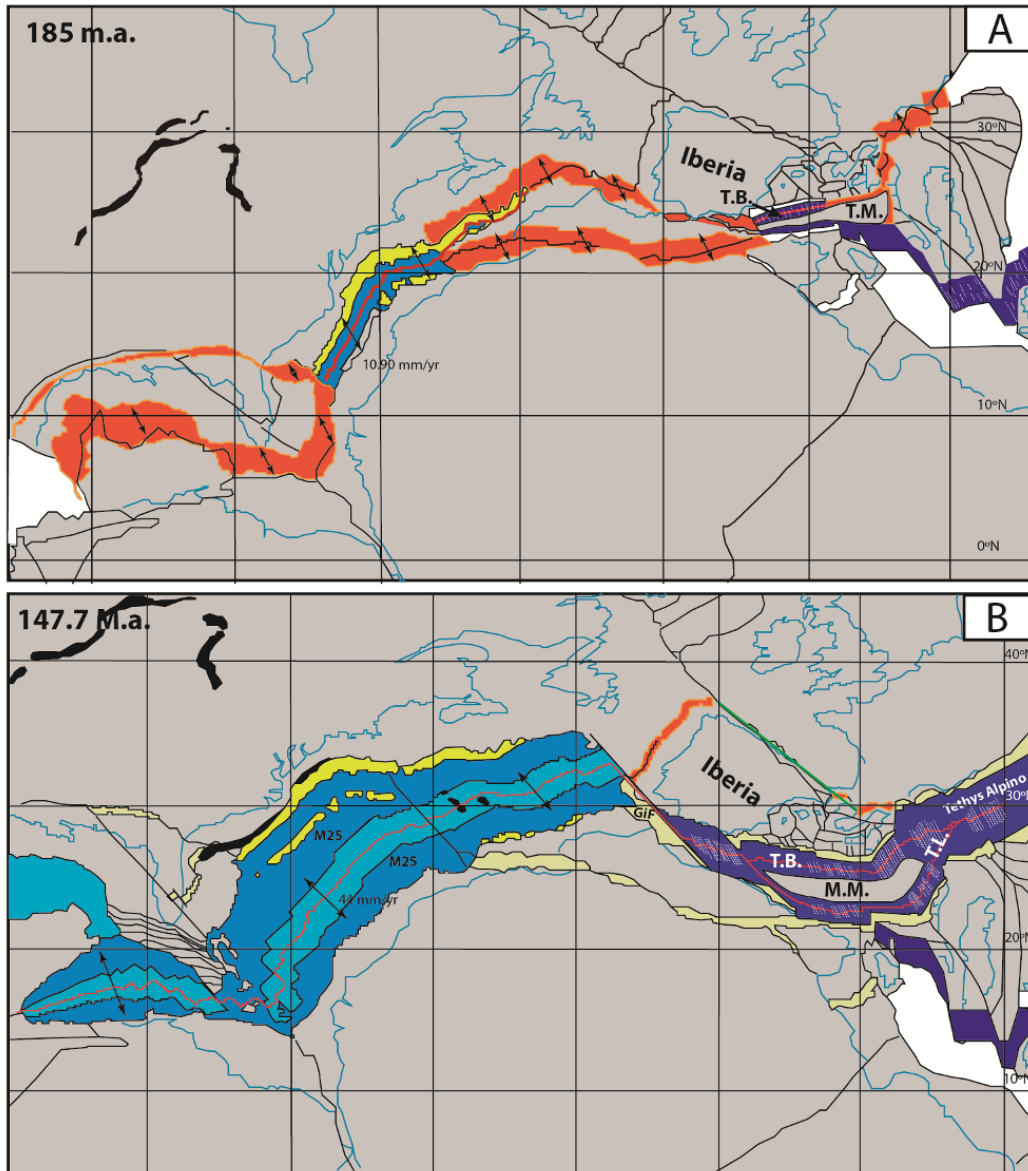


Figura. 13.3.- Reconstrucción paleogeográfica y de tectónica de placas para los dominios alpinos del Tethys Occidental y para el Atlántico Central, modificado a partir de Schettino y Turco (2009) para el Pliensbachiense (A: 185 Ma) y para el Titiense (B: 147,7 Ma). En (B) se indican las isocronas de la apertura de los diferentes sectores del Tethys Occidental Apino-Mediterráneo y Proto-Atlántico. El Tethys Bético (T.B.), situado al oeste del Tethys Ligur y Apino-Piamontés, constituyó una franja oceánica entre Iberia, al NW y una microplaca (Microplaca Mesomediterránea, M.M.), de la que derivan los complejos Alpujarride y Maláguide y sus equivalentes en otros dominios alpinos del Mediterraneo occidental (Durand-Delga y Fontboté, 1980; Bouillin et al., 1986; Martín-Algarra, 1987; Guerrero et al. 1993; Perrone et al., 2006). Entre dicha microplaca y el N de África se abrió coetáneamente el Oceano Maghrebí, en el que se empezaron a depositar, a partir del Jurásico terminal, los terrenos sedimentarios que hoy constituyen los Complejos de los Flyschs de todas estas cadenas. GiF: Falla de Gibraltar; NPF: Falla Nord-Pirenaica.

La velocidad de acreción del fondo oceánico fue del orden de 12 mm/año según los cálculos realizados por Schettino y Turco (2009; véase Puga et al., 2011). Estas tasas de acreción son propias de las dorsales ultralentas, lo que se ajusta al intervalo de edades radiométricas obtenidas entre el inicio y el final del magmatismo, de unos 30 Ma como mínimo (Puga et al., 2017, tabla 1). Por tanto, la anchura del suelo oceánico del que en el Jurásico formó parte la AOB debió ser superior a 300 km, gran parte de los cuales se han perdido en la astenosfera durante la subducción, sin que hayan sido exhumados a la superficie en forma de eclogitas. Sin embargo, algunos vestigios de la subducción de una porción de litosfera de una anchura equivalente o incluso superior a la arriba estimada quedan puestos de manifiesto por datos geofísicos, tomografía sísmica en particular (Wortel y Spakman, 2000; García-Castellanos y Villaseñor, 2011).

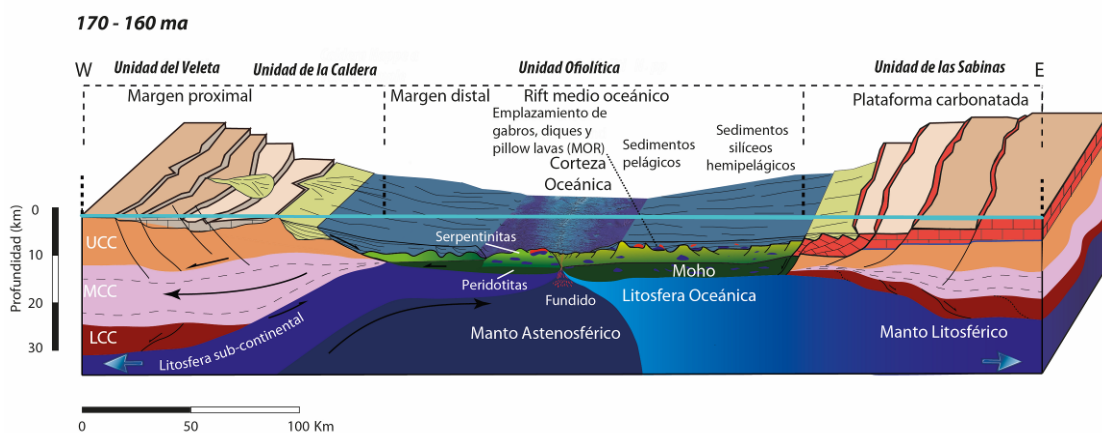


Fig. 13.4.- Reconstrucción paleogeográfica del fondo oceánico correspondiente al Tethys Bético durante el Jurásico. Etapa de acreción medio- oceánica de una dorsal ultra-lenta (<20mm/año), caracterizada por ser localmente amagmática y tener una alta tasa de sedimentación. UCC: Corteza continental superior; MCC: Corteza continental media; LCC: Corteza continental inferior.

De las modelizaciones realizadas en el capítulo 11, sólo las correspondientes a los afloramientos de Cóbdar y El Algarrobo han sido apropiadas para hacer una secuenciación temporal, ya que las rocas de Sierra de Baza apenas han dado circones suficientes para hacer dataciones. En la figura 13.5 se ha representado la evolución temporal de las diferentes metabasitas cuya edad magmática ha podido ser datada y su tipología MORB caracterizada. De modo general, podemos afirmar que las rocas de tipo E-MORB son las más abundantes en cualquiera de los afloramientos de la AOB estudiados, seguidos de las de tipo T-MORB, caracterizándose el afloramiento de El Algarrobo por presentar también abundantes rocas de tipo N-MORB.

Las dorsales oceánicas ultralentas, se caracterizan por presentar un bajo grado de fusión y poca actividad volcánica. Ello genera crestas volcánicas escasas o inexistentes, que son ricas en serpentinitas y que alternan espacialmente a lo largo del eje de la expansión (dorsal) con otras áreas de actividad volcánica (Michael et al., 2003; Dick et al., 2003). Este modo casi avolcánico de propagación del fondo oceánico es análogo también a los procesos generadores de suelo oceánico en zonas de

transición océano-continente próximas a los márgenes continentales (Whitmarsh et al., 2001).

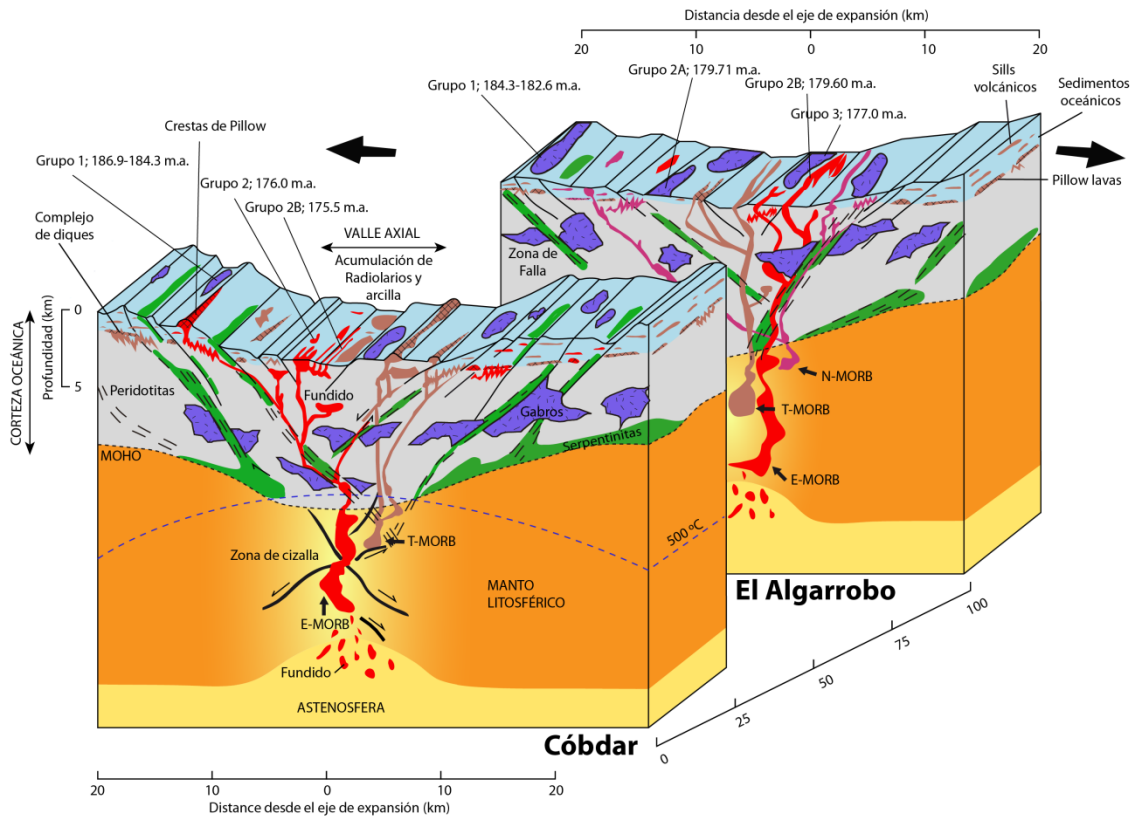


Figura 13.5.- Modelo de litosfera oceánica de expansión ultralenta y carácter avolcánico o escasamente volcánico propuesto para la región correspondiente al valle axial de la dorsal oceánica del Jurásico Inferior generada en los afloramientos de Córdoba y El Algarrobo (inspirado en Perfit et al., 1994; Tucholke y Lin, 1994; Cannat et al., 1997, 2006; Dick et al., 2003; Michael et al., 2003; Standish et al., 2008, 2010).

Una litosfera axial gruesa podría favorecer la cristalización en fundidos como intrusiones en diferentes niveles de la corteza y el manto superior (Cannat, 1996) como se muestra en el modelo propuesto en la figura 13.5 para las ofiolitas alpinas de Córdoba y el Algarrobo, y para las de la Sierra de Baza, a pesar de no haber podido ser datadas. Sin embargo, en ninguno de los afloramientos estudiados ni en otros bien conocidos y estudiados del Complejo del Mulhacén se han encontrado rocas mantélicas serpentinizadas intruidas por gabros. Solamente se han encontrado, en algunos afloramientos (Cerro del Almirez), serpentinitas con diques de basaltos intrusivos y parcialmente rodingitizados.

En fondos oceánicos de expansión ultralenta Michael et al. (2003) demostraron la existencia de una actividad de acreción del suelo oceánico en la que alternan episodios magmáticos con otros amagmáticos y en los que la actividad hidrotermal es importante. Estos autores, comprobaron que, en el fondo en expansión ultralenta del actual Océano Ártico, la zona amagmática central es de 300 kilómetros de largo y de que, en ella, las peridotitas del manto están emplazadas directamente en el eje de la cresta, de modo muy parecido a como se propone para las rocas estudiadas (Fig. 13.5).

Los mismos autores, afirman que la gran relación existente entre la actividad magmática y las fallas puede explicar los niveles inesperadamente altos de actividad hidrotermal observados. Una intensa actividad hidrotermal ha sido igualmente propuesta para muchos de los afloramientos de las ofiolitas Béticas (Puga et al., 1997; 1999a, b, 2002a, b, 2005, 2011, 2017), especialmente donde los diques de dolerita en harzburgitas secundarias aparecen rodingitizados. Como ya se ha señalado anteriormente, ello indica que un proceso metasomático de fondo oceánico común afectó a ambos tipos de rocas, con intercambio químico entre ambas, especialmente del CaO que llega a perderse en este tipo de harzburgitas, mientras que aumenta en las rodingitas intrusivas en ellas hasta alcanzar un 30% en peso de la roca (Puga et al., 1999a, 2011). Los fondos oceánicos de expansión ultralenta, también se caracterizan por asociarse a mayores espesores de sedimentos pelíticos, cuestión igualmente observable en las ofiolitas Béticas, cuya secuencia sedimentaria destaca por su potencia y recubre indistintamente a diferentes secuencias (mantélica, plutónica y volcánica).

A partir de las dataciones presentadas en la tabla 10.2, ha sido posible realizar un modelo conceptual 3D mostrando la evolución temporal y espacial del Complejo del Mulhacén fundamentalmente en los afloramientos de Cóbдар y El Algarrobo (Fig. 13.6). Se propone una etapa de magmatismo oceánico embrionario (Jurásico Inferior ~ 187 Ma para el afloramiento de Cóbдар y ~ 184 Ma para el afloramiento de El Algarrobo) (Fig. 13.6). Para el tramo del Tethys Bético correspondiente a Cóbдар, las dataciones de las metabasitas han dado edades entre 187 y 175 Ma. Para el tramo correspondiente al Algarrobo, las edades están comprendidas entre 184 y 177 Ma. Por lo tanto la apertura de este fondo oceánico debió comenzar un poco antes en el afloramiento de Cóbдар que en el afloramiento de El Algarrobo, situado este último algo más al E-NE en la actualidad. Esto está en línea con la apertura de este fondo oceánico del Tethys occidental desde el oeste hacia el Este, como indicó Puga et al., 2011. La apertura de esta rama del Tethys occidental para el tramo correspondiente a Cóbдар proporciona una duración máxima de acreción del fondo oceánico de aproximadamente 11.4 Ma, y de unos 7.3 Ma para el tramo correspondiente a El Algarrobo.

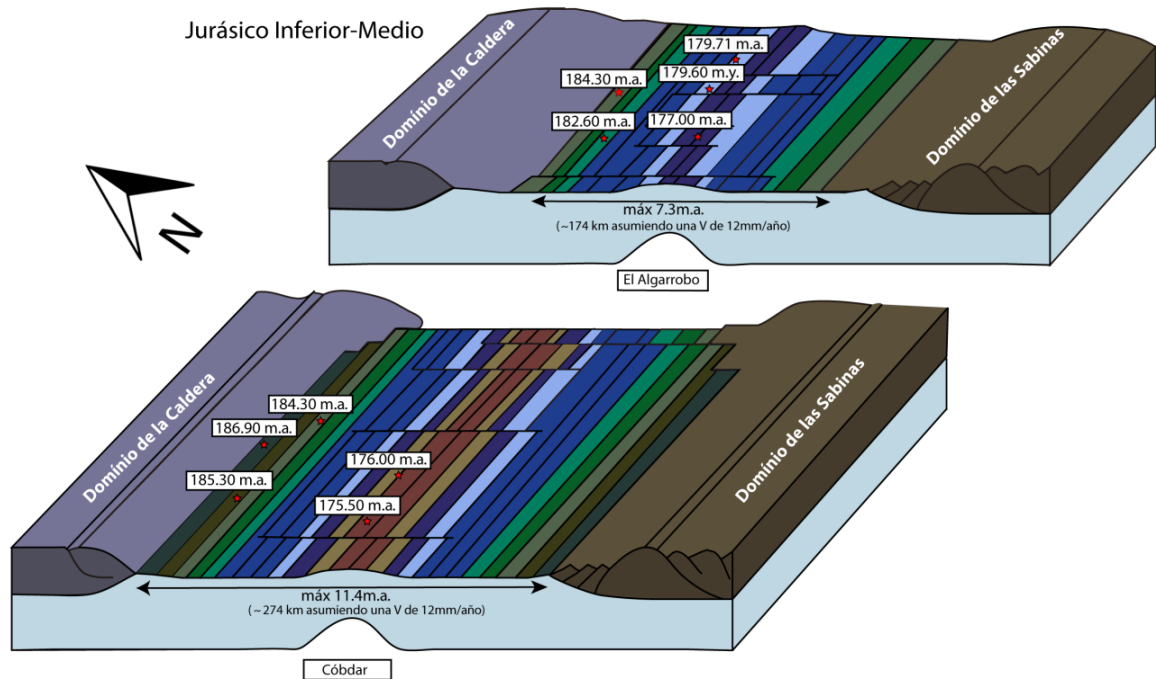


Figura 13.6.- Modelo sobre la evolución espacio-temporal del dominio oceánico abierto entre las unidades corticales del Complejo del Mulhacén (Caldera y Sabinas), desde una etapa oceánica embrionaria desarrollada al final del Jurásico Inferior. Modelo inspirado en Li et al. (2013).

13.2.2. Evolución cretácica premetamórfica

La figura 13.7 muestra una reconstrucción paleogeográfica del área centro-occidental de los dominios Alpinos del Mediterráneo Occidental para el final del Cretácico Inferior (modificada de Guerrero et al. 1993) en la que se indica la posición de la cuenca oceánica abierta en el Dominio Nevado-Filábride (Tethys Bético. En esta zona al SE del margen Ibérico-Europeo, entre dos dominios paleogeográficos continentales de Iberia y los de la Microplaca Mesomediterránea se formó la cuenca oceánica de la que derivan tanto las rocas básicas y ultramáficas como los sedimentos que actualmente constituyen la AOB del Complejo del Mulhacén. En dicha figura también se ubican otros dominios corticales béticos, a saber: la zona distal (Subbético) del Paleomargen Sudibérico, el Complejo del Veleta y la Unidad de la Caldera (unidad tectónica inferior del Complejo del Mulhacén), todas vinculadas paleogeográficamente al margen continental situado al noroeste del Tethys Bético. Le seguirían hacia el Este el suelo oceánico N-F (Tethys Bético), al SE del cual se ubicaría la Unidad de las Sabinas (unidad tectónica superior del Complejo del Mulhacén) que continuaría hacia el Este en los terrenos correspondientes a los Complejos Alpujárride y Maláguides todos ellos situados en el margen oriental de este océano y que constituían, a su vez, el margen continental noroccidental de la Microplaca Mesomediterránea, individualizada de las placas adyacentes durante el Jurásico-Cretácico (Martín-Algarra, 1987; Guerrero et al., 1993; Martín-Algarra y Vera, 2004).

La posición relativa de los afloramientos más importantes de la AOB, discutidos en el texto, se ofiolíticos Béticos se indican con las letras A-B-C-D-E, de acuerdo con su situación geográfica actual y sus peculiaridades diferenciales petrológicas y geoquímicas. Estas características, que se discuten principalmente en Puga (2005) y Puga et al. (2017), sugieren un probable origen de los afloramientos de Cóbdar (D) y El Algarrobo (E) más cercanos al margen continental occidental del Océano Bético Jurásico que los afloramientos de Lugros (A), Cerro el Almirez (B) y Sierra de Baza (C). Según esta reconstrucción, al comienzo del Cretácico, el Océano Bético podría haber conectado los océanos Piemontes-Ligur (Pi-Li) y Maghrebí (Mag) con el Océano Atlántico Central (Guerrera et al. 1993), mientras que Schettino y Turco (2009) sugieren esta conexión durante el Titónico.

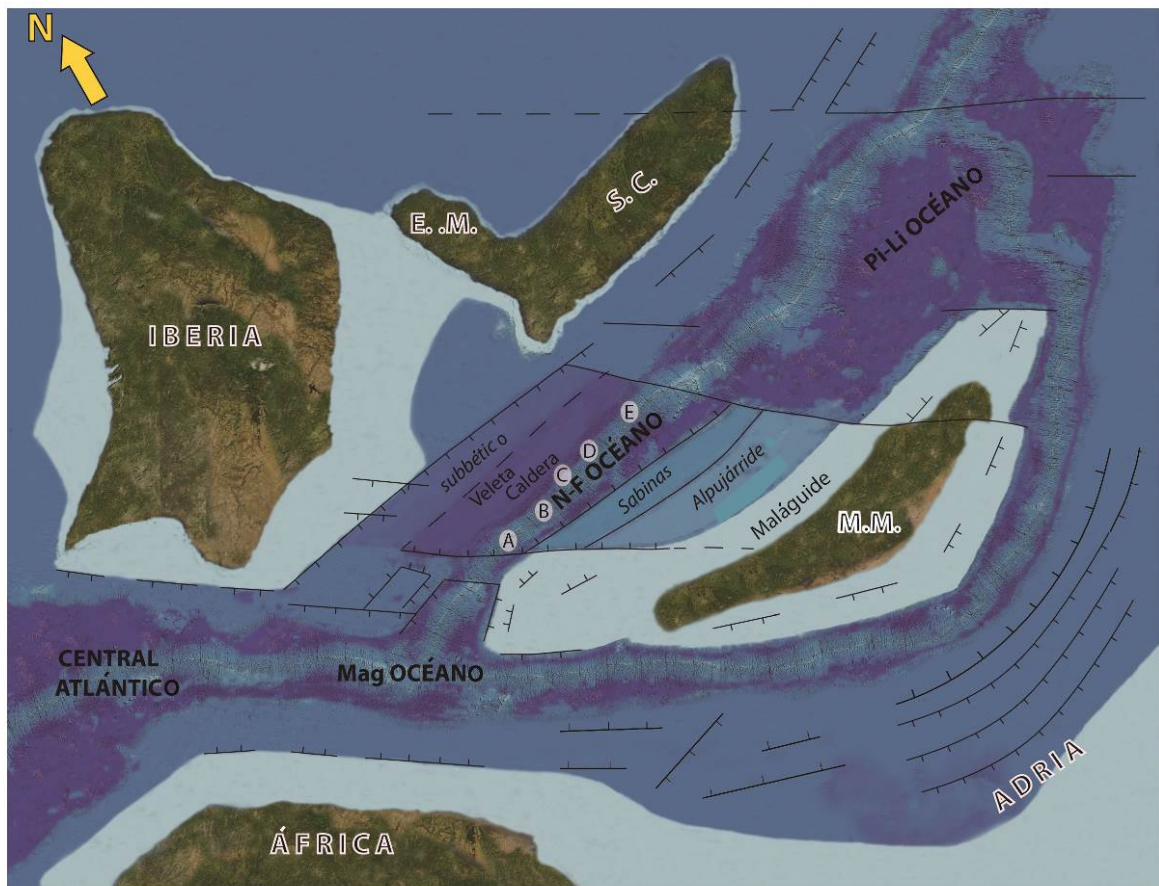


Figura 13.7.- Paleogeografía del Cretácico Inicial de la región del Mediterráneo Centro-Occidental (modificado de Guerrero et al., 1993) y distribución de las áreas continentales de erosión y cuencas sedimentarias (en azul, en tonos más oscuros las cuencas oceánicas) entre las placas de Iberia-Europa, África-Adria y Mesomediterránea. Abreviaturas: M.M.: Microplaca Mesomediterránea, EM: Macizo del Ebro, SC: Córcega-Cerdeña, Océano Nevado-Filábride (NF), Océano Piemontes-Ligur (Pi-Li) y Maghrebí (Mag). Las letras A, B, C, D y E indican la posición relativa de los afloramientos de la AOB de Lugros, Cerro del Almirez, Sierra de Baza, Cóbdar y El Algarrobo, respectivamente.

El periodo de extensión jurásico-cretácica, que originó la apertura del Océano Nevado-Filábride (también denominado en este trabajo Tethys Bético) desde el Pliensbachiense en adelante, afectó también a los otros dominios béticos como el Alpujarride y el Subbético, cuya paleogeografía durante el Mesozoico está basada en la

configuración tectónica y las edades del magmatismo básico en cada uno de estos dominios, además de en criterios tectonostratigráficos (Fig. 13.7). La tectónica extensional que afectó al dominio Alpujárride explicaría la intrusión de algunos gabros y lentejones basálticos en la corteza continental del Manto de Ojén, identificados como eclogitas por Tubía et al. (2009). Las capas máficas que actualmente albergan las peridotitas de Ronda, representadas por diversos diques de piroxenitas (véase capítulo 2.3, figura 2.3.3) han proporcionado, al igual que las eclogitas antes mencionadas, algunos circones con edades magmáticas (Sánchez Rodríguez y Gebauer, 2000) desde el Pliensbachiense hasta principios del Cretácico. Estas edades son similares a las reconocidas en las rocas básicas de la AOB, aunque sus magmas originarios, también de origen astenosférico, apenas evolucionaron, lo que sugiere que las condiciones tectónicas de rift fueron abortadas, y la extensión fue menos efectiva en el Dominio Alpujárride con respecto a lo que ocurrió en el dominio Nevado-Filábride durante el mismo período (Puga et al., 2011, 2017). A pesar de estas diferencias tectónicas locales, la coincidencia de las edades de cristalización de los circones mesozoicos en dos de los principales dominios de la Cordillera Bética, como son el Nevado-Filábride y el Alpujárride, indican que el sector bético de la Pangea empezó a romperse en el Pliensbachiense (Puga et al., 2011, 2017), lo que está de acuerdo con datos stratigráficos de las Zonas Externas Béticas y de otros dominios Alpinos Mediterráneos (Vera, 2004). No obstante, la aparición de corteza oceánica parece haberse anticipado ligeramente en el Dominio Nevado-Filábride al Jurásico Inferior, ya que ésta suele ser esencialmente del Jurásico Medio, como se indica generalmente en la literatura referida a otros segmentos del Tethys Alpino, en particular a su formación en los océanos Ligur y Alpino (Principi et al. 2004; Bortolotti y Principi, 2005; Manatschal y Müntener, 2009).

La tectónica extensional durante el Jurásico afectó también al Dominio Subbético a lo largo del cual se desarrolló un magmatismo básico fisural submarino, derivado de un manto litosférico subcontinental, en el que los basaltos han sacado a la superficie xenolitos, parcialmente asimilados, de un basamento pre-Mesozoico, que no aflora en superficie (Puga y Portugal Ferreira, 1989). Este magmatismo fue datado por K/Ar entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior (Puga, 1987, Puga y Portugal Ferreira 1989, Puga et al., 1988 y 1989a, Portugal Ferreira et al., 1995). Ello se ajusta también a los datos biocronoestratigráficos de las secuencias sedimentarias dentro de las cuales estas rocas volcánicas aparecen intercaladas (Vera, 2004). Algunas de las edades radiométricas se han interpretado como debidas a rejuvenecimiento parcial de las edades ígneas originales durante el metamorfismo alpino en facies prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita. Este metamorfismo localmente afectó a algunas de estas rocas del Subbético, principalmente a cuerpos doleríticos incorporados a formaciones de edad triásica, especialmente en regiones cercanas a las Zonas Internas Béticas, que colisionaron con las Zonas Externas durante el Mioceno (Morten y Puga 1983, Puga et al., 1983 y 2010, Aguirre et al., 1995).

13.2.3. Evolución metamórfica cretácico-paleógena

Según Guerrero et al. (1993) los Océanos Bético y Liguro-Piamontes, así como el margen norte de la Microplaca Mesomediterránea se comenzaron a estructurar, en régimen compresivo, a partir del Cretácico Superior. Según Puga et al (2017) esta contracción alcanzó un momento álgido hacia el Eoceno, con la creación de una cadena eoalpina. Los datos U-Pb de circones de las ofiolitas Béticas presentados en Puga et al., 2005, 2011 y 2017 muestran microdominios de recristalización del Cretácico Superior al Paleoceno en cristales de circón ígneo del Jurásico, lo que apoya la teoría del desarrollo de este primer evento tectónico y metamórfico eoalpino. En relación con este evento se produjo el metamorfismo de alta P y la transformación a eclogitas de las rocas básicas y ultramáficas que formaban el suelo oceánico previamente abierto en el Dominio Nevado-Filábride. Estos fenómenos estuvieron relacionados con un proceso de subducción eoalpina que se ilustra en la figura 2.3.6, del Capítulo 2.3. Eclogitas eoalpinas también han sido identificadas en muchos afloramientos ofiolíticos de los Alpes, donde han sido interpretadas como originadas por subducción intra-oceánica de edad Cretácico Superior-Paleoceno en diversos segmentos oceánicos Liguro-Piamonteses y del Neotethys (Handy et al., 2010). Según Puga et al. (2017), esta subducción iniciada en el Cretácico Superior duró en torno a 30-40 Ma y afectó a la totalidad del fondo oceánico (AOB) y a una parte de los dos márgenes continentales situados a ambos lados del mismo: el situado al NW, del que formaron parte tanto el Complejo del Veleta como la Unidad de la Caldera, y el situado al SE, del que formó parte la Unidad de las Sabinas (Fig. 13.8).

La subducción eoalpina de la AOB, afectó con mayor intensidad a las rocas básicas, ultramáficas y sedimentarias que formaban el suelo oceánico, que a las rocas de sus márgenes continentales. No obstante, las rocas de ambos márgenes alcanzaron también condiciones metamórficas en facies eclogitas como las que afectaron al suelo oceánico, a excepción de las unidades que actualmente forman el Complejo del Veleta; estas últimas alcanzaron el clímax metamórfico eoalpino en condiciones de facies anfibolitas (Puga et al., 2000). Las rocas ofiolíticas subducidas alcanzaron profundidades de 50 km, tal vez mayores de 100 km (Puga et al., 2000, 2017).

Las condiciones del pico metamórfico durante el evento eoalpino (Cretácico Superior-Paleoceno) en la AOB de Córdar llegaron a aproximadamente 14 kbars y 570°C (límite entre las facies de esquistos con glaucofana y la facies de eclogitas: Puga et al., 2000). Las ofiolitas de Lugros, presentan un pico metamórfico más alto, en facies de eclogitas con distena (alrededor de 21-22 kbars y 675°C), si bien la paragénesis eoalpina fue borrada parcialmente durante el evento mesoalpino, cuyo clímax metamórfico alcanzó alrededor de 600 ± 25°C y 8.5 ± 0.5 kbar (Puga et al., 2000). En el Cerro del Almirez se han determinado presiones mayores a 20 Kbars y temperaturas en torno a los 700°C para el pico metamórfico de las serpentinitas, procedentes de harzburgitas secundarias, al transformarse en el proceso de subducción en un entramado de cristales aciculares de olivino y enstatita, de varios centímetros de

longitud, con textura pseudo-spinifex (Puga et al., 1999a; Ruiz-Cruz et al., 1999). Para la AOB de Sierra de Baza, el pico metamórfico alcanza las condiciones de la facies de eclogitas con distena, por tanto sobre los 18.8 kbars y 678°C (figura 9.6), condiciones de T que son similares a las calculadas para las eclogitas de Lugros, aunque con una P algo menor. Todas estas rocas de alta P fueron parcialmente retrogradadas en el evento mesoalpino posterior, bajo facies de anfibolitas de albita-epidota. De acuerdo con las dataciones radiométricas disponibles, este evento aconteció aproximadamente entre 48 y 25 M.a. (Fig. 13.9a, y Puga et al., 2002 y 2017, tabla 1).

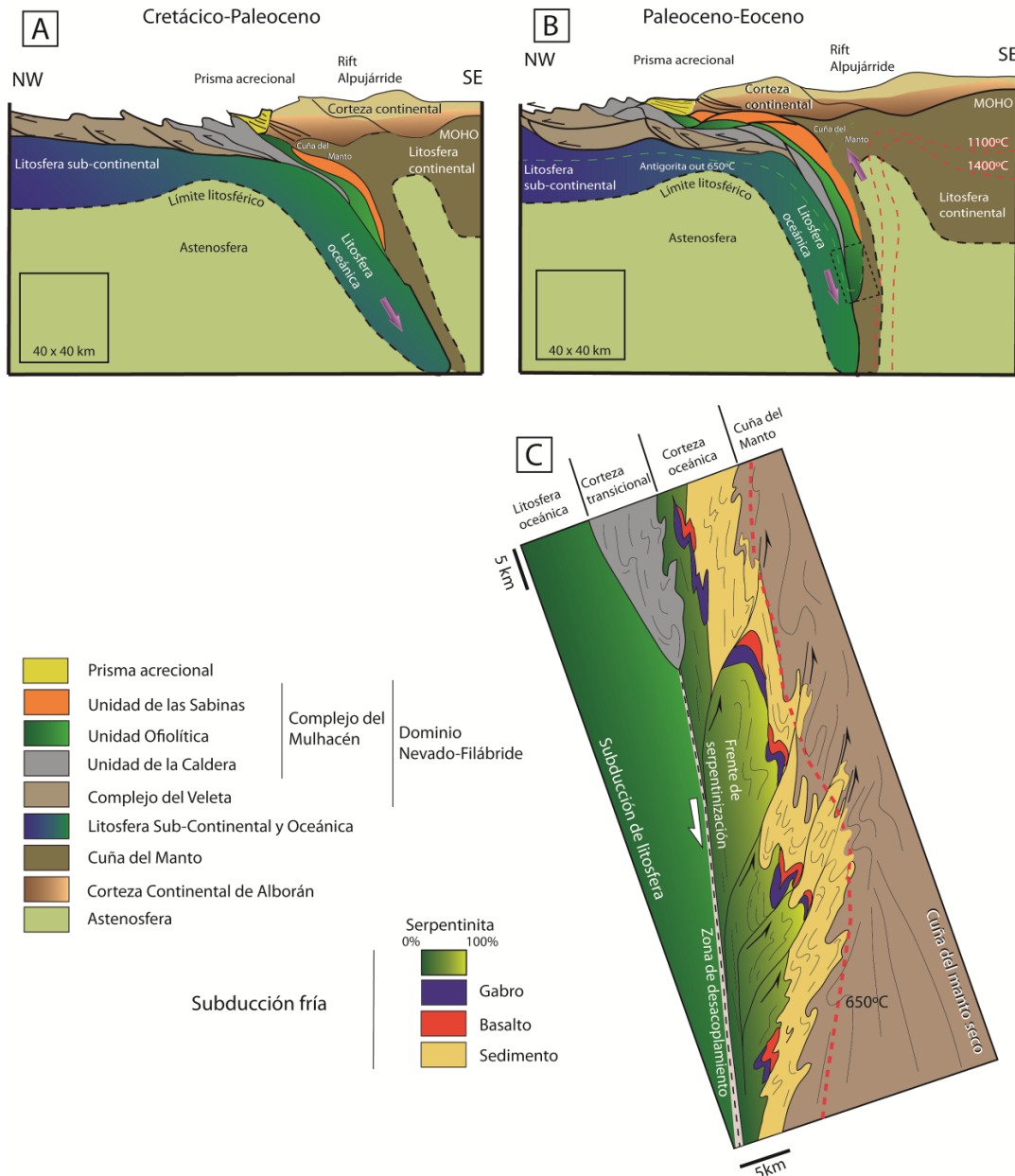


Figura 13.8.- Modelo de evolución geodinámica del Dominio Nevado-Filábride durante la etapa contractiva cretácico-paleógena. A: Subducción eoalpina del fondo oceánico y márgenes continentales adyacentes y metamorfismo en facies eclogitas (Cretácico-Paleoceno: 86-59 Ma). B: Evolución metamórfica mesoalpina (48-25 Ma). C: Ampliación del recuadro señalado en B. El dominio oceánico (AOB) y una parte de su margen continental occidental (Unidad de la Caldera). Modelo inspirado en Guillot et al., 2015).

El pico metamórfico en las ofiolitas de El Algarrobo es similar al calculado para las ofiolitas de Córdar. Ambos afloramientos tienen también en común la preservación de minerales y texturas generados durante el metamorfismo de fondo oceánico, indicativos de una escasa penetratividad del metamorfismo eoalpino posterior en facies eclogitas. La menor intensidad en las condiciones del metamorfismo eclogítico en estos dos afloramientos con respecto a lo reconocido en los otros tres afloramientos (Cerro del Almirez, Lugros y Sierra de Baza), podría ser debida a que, durante el proceso de subducción, la losa oceánica llegara a mayores profundidades en el oeste que en el este. No obstante, la presencia en los afloramientos de Córdar y el Algarrobo de algunos indicios de asimilación cortical, no presentes en los otros tres afloramientos, a pesar de otras similitudes esenciales en la composición química de todos ellos, lleva a pensar (Puga et al. 2017, figuras 5D y 11) que la explicación más plausible podría ser una mayor proximidad de estos dos afloramientos al margen continental sudibérico, como se muestra también en la figura 13.7.

13.2.4. Evolución geodinámica neógena

Posteriormente a la reestructuración eo- y mesoalpina de la Microplaca Mesomediterránea, que afectó esencialmente a su margen septentrional durante el Cretácico Superior y el Paleógeno, tuvo lugar, durante el Oligoceno terminal y, sobre todo, durante el Mioceno inicial la evolución contractiva y la deformación principal del resto de sus márgenes, así como la evolución final del Dominio Nevado-Filábride. El resultado de la actuación de los procesos orogénicos preneógenos en las Zonas Internas béticas fue la formación de una protocadena que fue inmediatamente después rápidamente disgregada en fragmentos que se dispersaron para formar las Zonas Internas de las distintas cadenas que constituyen el Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental. Esta cadena fue denominada ALKaPeCa por Bouillin et al. (1986) acrónimo que deriva de Alboran, Kabylas, Peloritano y Calabria). La disgregación y dispersión de estos bloques para alcanzar sus respectivas localizaciones actuales fue consecuencia de la subducción hacia el W-NW, N, y E-SE de los sectores oceánicos situados alrededor de esta placa, que tuvo lugar después que los componentes de la misma habían sido sometidos a la subducción eoalpina del Cretáceo superior-Paleoceno, como se ha identificado y datado en el Dominio Nevado-Filábride y en otros afloramientos ofiolíticos alpino-apenínicos que desarrollaron facies eclogíticas en el mismo periodo. Dicha evolución fue seguida por las transformaciones metamórficas mesoalpinas, durante el desplazamiento hacia el SW del bloque de Alborán, a partir del Oligoceno, que terminó con la evolución neoalpina durante el emplazamiento de este bloque en su posición actual (Fig. 13.9 A-B). Este desplazamiento fue acompañado por el metamorfismo neoalpino en Facies Esquistos Verdes, datado como Mioceno en los terrenos nevado-filábrides (Puga et al. 2002, 2017) así como en el margen Subbético, formado por el Trias de Antequera, con el que entró en contacto en este periodo y que pudo experimentar subducción bajo las Zonas

Internas Béticas, transformando sus ofitas bajo condiciones de metamorfismo en facies Prehnita–Pumpellyita (Puga et al.2004).

Estos procesos metamórficos nealpinos se caracterizan por diferencias locales de las condiciones P-T entre los diferentes dominios de las Zonas Internas Béticas, probablemente debido al ascenso diferencial de la astenosfera por debajo de ellos durante el Mioceno (Fig. 13.10).

Los procesos metamórficos nealpinos en el sector estudiado del Dominio Nevado-Filábride se desarrollaron en facies de esquistos verdes y su edad es Mioceno, entre 18 y 10 Ma. (Fig. 13.9 a-b y Puga et al., 2017, tabla 1). Las paragénesis neógenas se superpusieron a las de las eclogitas Eo-Alpinas retrogradándolas parcialmente, al tiempo que las rocas eran tectónicamente deformadas, y los bloques que formaban ALKaPeCa en el Mesozoico pasaron a ocupar sus diferentes posiciones actuales (Fig. 13.9d y figura 11-6).

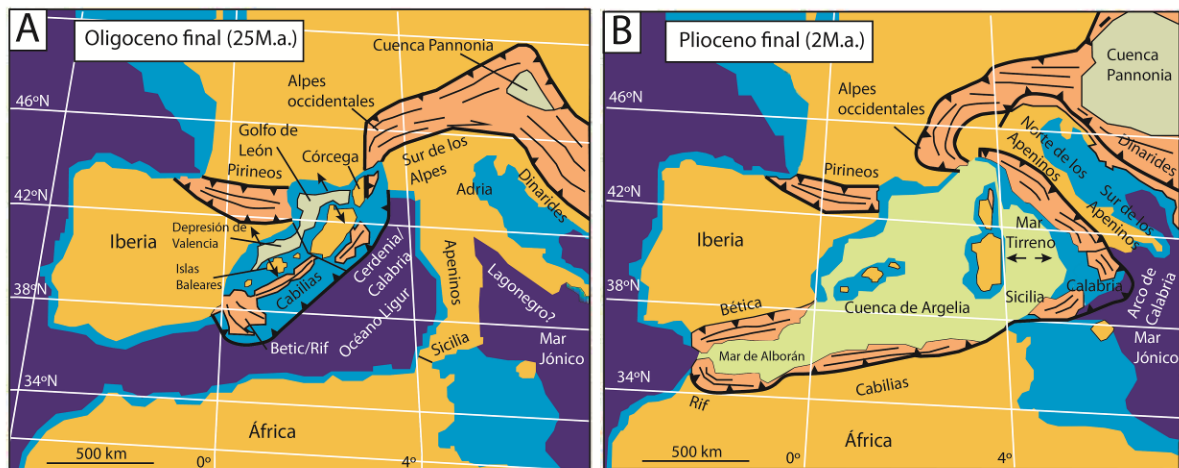


Figura 13.9.- Reconstrucción de la evolución tectónica del Mediterráneo Occidental, para diferentes etapas temporales, modificadas a partir de Rosebaum et al., 2002. A: para 25 M.a., donde se muestra el inicio de la desintegración de los componentes orogénicos de ALKaPeCa; B: para 2 M.a., donde los diferentes bloques de ALKaPeCa, previamente metamorizados, habrían alcanzado su posición actual.

La figura 13.10A, muestra cómo a partir del límite Oligoceno final-Mioceno se produjo la exhumación de los diferentes terrenos previamente subducidos, mediante acomodación de mantos de corrimiento y procesos de extensión de los apilamientos previos a favor de fallas normales de bajo ángulo que terminaron por exhumar las unidades Nevado-Filábrides y Alpujárrides, al tiempo que se producía la extensión tras-arco que terminaría por formar el actual Mar de Alborán. El aumento en el ángulo de la subducción al incrementarse la inclinación de la litosfera subcontinental y/o oceánica durante el progreso de la subducción y, sobre todo, una vez producida la colisión continental durante el Mioceno Inferior, posiblemente contribuyó a que la astenosfera ascendiera a modo de cuña sobre la litosfera ibérica, acercándose considerablemente a la corteza (Fig. 13.10A). La fase final hasta el presente, consistiría en la reestructuración de los diferentes mantos tectónicos mediante cabalgamientos

de los Complejos Alpujárride y Maláguide sobre los Complejos del Mulhacén y del Veleta (Fig. 2.3.6 episodio 6). En este régimen de compresión, las Zonas Externas de la Cordillera Bética cabalgarían tanto hacia el N y NE, hacia el antepaís, como hacia el S y SE retrocabalgando sobre sí mismas e incluso sobre las Zonas Internas. Finalmente, el conjunto de unidades ya apiladas y en gran parte extendidas, fueron plegadas en grandes pliegues de fondo antiformes y sinformes. En esta última etapa, también se produciría el desprendimiento de parte de la litosfera Sub-continental y/o oceánica de la placa ibérica por ascenso de la astenosfera (Fig. 13.10B).

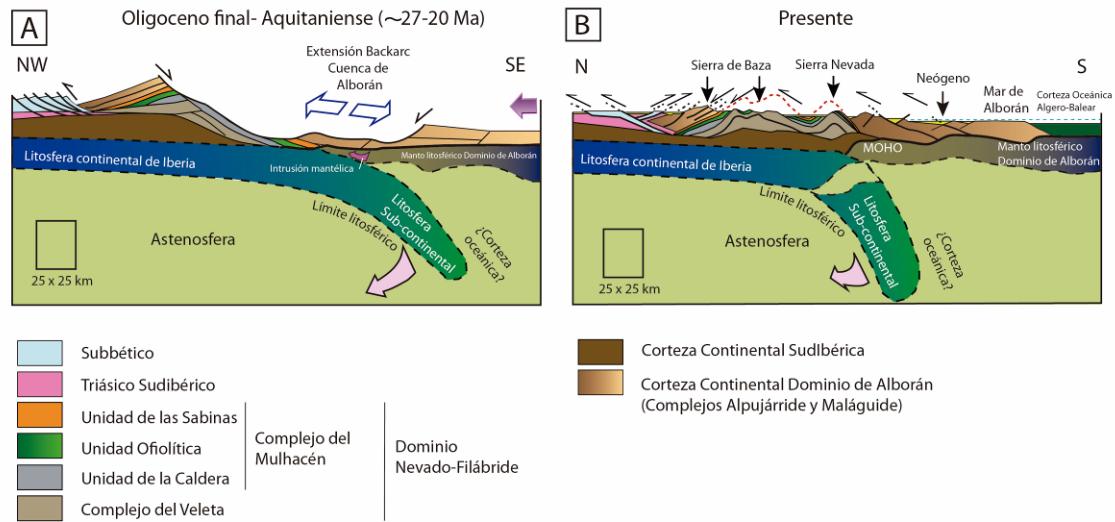


Figura 13.10.- A: Representación esquemática de la exhumación de mantos tectónicos del Dominio Nevado-Filábride y el Dominio de Alborán; B: Representación actual de la Cordillera Bética en un corte N-S desde el Subbético hasta el mar de Alborán. Modificado de Guerrero et al., 1993; Behr y Platt, 2012; Vissers, 2012.

14. Conclusiones

El estudio de los terrenos pertenecientes a la Asociación Ofiolítica Bética en la Sierra de Baza y su comparación con terrenos equivalentes dentro y fuera del Dominio Nevado-Filábride, ha permitido obtener una serie de conclusiones sobre su significado paleogeográfico y geodinámico, y sobre su evolución petrológica; también sobre su valor patrimonial, al haberse localizado en ellos, durante la realización de este estudio, las primeras canteras para la extracción de material eclogítico destinado a la fabricación de herramientas prehistóricas de uso común durante el Neolítico. Las principales conclusiones obtenidas sobre cada uno de estos aspectos se resumen a continuación.

14.1. Significado paleogeográfico y evolución geodinámica de la AOB

1.1) La AOB constituye un vestigio, fragmentado y metamorfozado en el sector centro oriental de la Cordillera Bética dentro del Dominio Nevado-Filábride, de una antigua cuenca oceánica abierta durante el Mesozoico en el Tethys Alpino-Mediterráneo Occidental como consecuencia de la desintegración de la Pangea.

1.2) La apertura de la cuenca en la que se formó la AOB estuvo precedida del desarrollo de un *rift* intracontinental acompañado por vulcanismo ácido que afectó a diferentes sectores del Dominio Nevado-Filábride durante el Pérmico-Triásico hasta que aconteció la desintegración continental y el desarrollo de la cuenca oceánica propiamente dicha durante el Jurásico.

1.3) La fracturación (*rifting*) y posterior deriva (*drifting*) continental y subsecuente apertura oceánica fueron posiblemente influenciados por estructuras tectónicas preexistentes heredadas de la orogenia Varisca. Ello debió dar lugar a una paleogeografía muy compleja en la zona oceánica con muchos desplazamientos de dorsales (*offsets* y *zigzags*) durante la acreción del fondo oceánico, como se observa, por ejemplo, en los sectores oceánicos modernos caracterizados por la propagación lenta y ultra-lenta de los fondos oceánicos.

1.4) Compartiendo características similares a las de este tipo de fondos oceánicos en expansión lenta, el océano Bético, originado a partir del Pliensbaquiense (Jurásico inferior) (Fig. 13.5) conectaba, hacia el Este con otras cuencas oceánicas, representadas actualmente por las ofiolitas de los dominios Alpino y Apenínico, y hacia el Oeste con el Océano Atlántico central, entonces en desarrollo embrionario.

1.5) Esta conexión oceánica separaba entre dos márgenes continentales abiertos contemporáneamente: el margen meridional de la Placa Ibérica (Paleomargen Sudibérico) y el margen noroccidental de la Microplaca Mesomediterránea, de la que derivan la mayor parte de los Dominios que constituyen las Zonas Internas Béticas

(Alpujárrides, Maláguide y Unidades Frontales), además de las sucesiones rocosas que ocupan la posición tectónica más elevada dentro del Complejo del Mulhacén, que forman parte de la Unidad de Sabinas.

1.6) El corredor oceánico del que procede la AOB (el Tethys Bético), debió ser relativamente estrecho, de anchura limitada a unos pocos centenares de kilómetros como máximo. Seguramente estaba diseccionado por muchas zonas de falla transformante y por despegues extensionales a favor de fallas de bajo ángulo. Ello debió favorecer la formación de complejos oceánicos en forma de domos (*oceanic core complexes*) con porciones de manto desnudo y exhumado en el fondo marino a favor de superficies onduladas. En dicho fondo oceánico alternaban sectores magmáticos, caracterizados por basaltos almohadillados y por gabros, con sectores amagmáticos, caracterizados por la exposición directa en el fondo oceánico de rocas ultramáficas, localmente intruidas por gabros o diques doleríticos. Estas asociaciones rara vez encajan en el modelo "Penrose de tres capas" de las ofiolitas más tradicionales, constituido por un apilamiento regular de rocas ultramáficas, rocas magmáticas básicas plutónicas y volcánicas y sedimentos, junto a niveles de diques laminados.

1.7) A semejanza de muchas ofiolitas ligures y alpino-piamontesas, que se asocian a menudo con los restos de la corteza continental, algunos de los afloramientos de la AOB presentan indicios locales de asimilación cortical, probablemente derivados de rocas del basamento de sus márgenes continentales. Ello indica: a) proximidad al margen continental al menos durante las primeras etapas del magmatismo oceánico; y b) acreción intermitente, atribuida generalmente a las dorsales de expansión ultra-lenta, o al magmatismo en una situación de transición Océano- Continente.

1.8) La fase principal detectada de apertura de la cuenca oceánica de la AOB corresponde a la parte final del Jurásico Inferior, Pliensbachiense y Toarciense, de acuerdo con las dataciones de circones disponibles. Esta edad se anticipa a lo que se detecta en otros sectores del Tethys Occidental Alpino-Mediterráneo. Sin excluir la posibilidad de la existencia de rocas básicas más modernas en la AOB, los datos disponibles indican que, en todo caso, las rocas estudiadas sufrieron procesos postmagmáticos de alteración por metamorfismo y metasomatismo de fondo oceánico durante el Jurásico Medio y Superior.

1.9) Los procesos de convergencia que se iniciaron en el Cretácico Superior, después de la reorganización de las placas principales, impulsada por la apertura del Atlántico Sur y la rotación de la Placa Africana en sentido antihorario determinó el inicio de la subducción del fondo oceánico previamente abierto durante el Jurásico y el Cretácico Inferior. Esta subducción, probablemente dirigida hacia el S y SE, como sucede en otros dominios alpino-apenínicos septentrionales persistió hasta el Paleógeno inicial. Las rocas de la AOB, sometidas a subducción, fueron afectadas por un metamorfismo eoalpino en facies de eclogitas.

1.10) De acuerdo con el modelo propuesto, las características originales muy compartimentadas del fondo oceánico, su notable tectonización e irregular distribución en el fondo de las diferentes partes de la secuencia magmática ofiolítica clásica (ultramáfica, plutónica, volcánica), que raramente debieron aparecer, ya en origen, perfectamente organizadas en una misma vertical y el depósito de la secuencia sedimentaria indistintamente sobre cualquiera de las secuencias magmáticas subyacentes, son en buena parte responsables de la desorganización estructural de la AOB. Pero, además, a dicha desorganización estructural heredada de la fase de apertura y expansión de la cuenca, hay que añadir el papel desempeñado por la tectónica compresiva posterior de subducción y exhumación.

1.11) En la subducción eoalpina aproximadamente en 20 Ma. se debió iniciar la obducción de, al menos, una parte de las ofiolitas estudiadas. Durante este proceso tuvo lugar una caída de presión y exhumación parcial de la AOB, durante las cuales fue sometida a un metamorfismo mesoalpino en facies de anfibolitas durante el Paléogeno superior.

1.12) Como se confirma de manera independiente por estudios de la distribución regional del vulcanismo relacionado con la subducción y por estudios geofísicos que proporcionan una instantánea de la configuración geodinámica actual la complejidad de los sistemas orogénicos béticos y alpino-apenínicos, fue inducida por la reactivación de los procesos de subducción a lo largo del Cenozoico. La evolución metamórfica neoalpina, esencialmente retrogradante, y la estructuración tectónica actualmente reconocible en los terrenos estudiados de la AOB y en otras unidades del Dominio Nevado-Filábride fueron contemporáneos de estos fenómenos orogénicos. Este acontecimiento tectonometamórfico neoalpino y los fenómenos contemporáneos posiblemente estuvieron relacionados con cambios de buzamiento y/o de polaridad en las zonas de subducción activa, así como con variaciones en su cinemática al completarse la subducción de otros fondos oceánicos distintos de aquel del que procede la AOB. Tales subducciones fueron hacia el N-NW en el sector de los Apeninos, hacia el N en el sector Magrebí y hacia el SE en el ámbito circum-Alborán y, durante ellas y la colisión continental subsecuente los terrenos nevado-filábrides previamente subducidos, entre ellos los de la AOB, fueron rápidamente exhumados.

14.2 Origen y evolución petrológica de las AOB

2.1) Durante el proceso de apertura oceánica a lo largo del Jurásico inferior, las serpentinitas de Sierra de Baza se vieron afectadas por procesos metasomáticos que actuaron sobre las peridotitas ofiolíticas transformándolas en gran parte en las conocidas como harzburgitas secundarias y, en menor proporción, en “serpentinitas abisales” que conservan parcialmente su carácter lherzolítico.

2.2) Ambos grupos de serpentinitas, más o menos metasomatizadas en ambiente oceánico, fueron posteriormente, afectadas por nuevos cambios durante el

proceso de subducción y su metamorfismo en facies eclogitas, por el que también forman parte del grupo heterogéneo de las “serpentinitas subducidas”.

2.3) En ningún caso estas rocas ultramáficas corresponderían a serpentinitas procedentes de peridotitas de una cuña de manto, ya que éstas se caracterizan por un bajo contenido en TiO_2 como consecuencia de haber sufrido una fusión parcial extensa, dando composiciones altamente refractarias, lo que no se observa en las rocas estudiadas.

2.4) La movilidad de los elementos mayores y la mayor parte de los elementos traza constatada en las rocas de Sierra de Baza es claramente inferior en el grupo de serpentinitas que conservan la composición original lherzolítica, que en las previamente más metasomatizadas en ambiente oceánico, que han originado las harzburgitas secundarias.

2.5) El grado de fusión del protolito de estas serpentinitas en condiciones de dorsal oceánica es mayor para las lherzolitas menos metasomatizadas ya que las harzburgitas secundarias han perdido también Y en el proceso metasomático.

2.6) Estas serpentinitas no se encuentran en un rango de enriquecimiento en elementos incompatibles propio del manto en la transición océano-continente, sino algo más empobrecidas en estos elementos incompatibles, fundamentalmente Th y U. El enriquecimiento de elementos móviles en fluidos, por ejemplo U, en las serpentinitas de Sierra de Baza, es debido al proceso de serpentinización relacionado con la subducción, que se caracteriza por una fuerte influencia de fluidos derivados de sedimentos y resultantes de interacciones químicas tardías. Las transformaciones debidas a estos fluidos no afectan únicamente al grupo de las harzburgitas secundarias, en las que el metasomatismo de fondo oceánico interviene más, sino que también afectan a las que conservan composición lherzolítica, lo que confirma que estos rasgos petrológicos se relacionan claramente con el proceso de subducción.

2.7) La modelización de las características geoquímicas de las rocas básicas de la AOB en Sierra de Baza indica su formación en condiciones de magmatismo tipo E-MORB, excepto en dos casos: una eclogita procedente de gabro piroxénico, que es N-MORB, y una anfibolita procedente de un basalto, que es P-MORB. Todas las rocas de tipo E-MORB estudiadas derivan de un manto enriquecido al 40% con un 20% de fusión parcial y un manto enriquecido al 30% con un 7% de fusión parcial.

2.8) La modelización de los magmas correspondientes a basaltos y doleritas del afloramiento de El Algarrobo (Cartagena, Murcia), utilizados para su comparación con las rocas estudiadas en Sierra de Baza, son relativamente primarios y del tipo N-MORB, y fueron probablemente formados por cerca de un 10% de fusión parcial a partir de una fuente del manto de tipo DM0.9EM0.1. Algunas de estas rocas N-MORB del Algarrobo han sido datadas en torno a 183 Ma (Puga et al., datos inéditos), edad que podría corresponder a la de algunas rocas equivalentes de la Sierra de Baza las cuales,

desafortunadamente, no han proporcionado circones ni en número ni con características suficientes como para proceder a una datación fiable. Estos magmas formarían, por tanto, un grupo 1 dentro de la secuencia de formación del fondo oceánico.

2.9) Los basaltos del Algarrobo de tipo E-MORB, denominados del grupo 2 en este trabajo, proceden de una fuente magmática más profunda que los del grupo 1. Como magmas generadores de esta serie serían el ferrogabro datado en 179,71 Ma, que no ha sido modelizado, y un basalto, datado en 179,60 Ma, cuya modelización sugiere una fuente de DM0.7EM0.3 (Grt) que funde al 5%. La pendiente de su patrón en tierras raras y el alto contenido en éstas indican que los magmas de este grupo 2 han requerido un bajo grado de fusión parcial (sobre un 5%) y un manto con granate; por lo tanto son de un origen profundo.

2.10 La mayor parte de los magmas transicionales entre T- y E-MORB forman sills basálticos y doleríticos, intercalados entre meta-sedimentos de la secuencia sedimentaria, que recubre a las rocas del grupo 2 y, que por lo tanto, son de una edad posterior a los 179 Ma, y serían también posteriores a la edad de los sedimentos entre los que se insertan.

2.11) Las rocas modelizadas procedentes del afloramiento de Cóbdar, también utilizadas para la comparación con las de Sierra de Baza, responden a magmas generadores de basaltos y doleritas relativamente primarios y del tipo E-MORB, posiblemente formados por cerca de un 7% de fusión parcial de una fuente de tipo DM0.5EM0.5 en el campo de la espinela.

2.12) En definitiva, las metabasitas estudiadas muestran unas características petrológicas y geoquímicas que varían principalmente de afinidades magmáticas E-MORB, T-MORB y muy localmente N-MORB, y son muy parecidas al magmatismo E-MORB presente en la Dorsal Atlántica entre 45 y 63°N. En comparación con las ofiolitas Alpino-Apenínicas, muestran notables similitudes geoquímicas con las de Calabria, Ligurides Externos, Platta y Córcega, aunque isotópicamente se parecen más a las ofiolitas de los Ligurides Internos y, por su evolución metamórfica, son más parecidas a las de Zermatt-Saas en los Alpes Occidentales.

2.13) El cálculo de las proyecciones isoquímicas de P-T (pseudosecciones) de la eclogita estudiada de Sierra de Baza indica unas condiciones de aproximadamente 678°C y 18.8 kbars durante el evento eoalpino, que es muy similar al calculado para las eclogitas de Lugros, aunque con una P algo menor. En definitiva, las condiciones del pico metamórfico son algo más alto hacia el W y disminuyen hacia el E, en las rocas de Cóbdar, y del Algarrobo. Estas diferencias de P evidencian la subducción de la losa oceánica a mayor profundidad en el W, seguramente porque las sucesiones estudiadas en los afloramientos más orientales (Cóbdar y el Algarrobo) se situaban más cerca del

margen continental, lo que también justificaría los indicios de asimilación cortical que presentan algunas de sus metabasitas.

14.3 Valor arqueológico y patrimonial

3.1) Desde el punto de vista patrimonial y, más específicamente, arqueológico, los afloramientos de la AOB en Sierra de Baza presentan un interés especial, por ser los primeros en la península ibérica en los que se han descubierto y documentado canteras de eclogitas (dos, en concreto), que fueron explotadas durante la Prehistoria Tardía (Neolítico Temprano a Edad del Bronce, entre 5500 y 1500 a.C.). Las canteras están situadas en Cerro de San Cristóbal y Rambla del Agua.

3.2) El estudio petrográfico y geoquímico comparado de restos de eclogitas parcialmente talladas para la fabricación de artefactos y abandonadas en las canteras, y de rocas similares de la AOB dentro y fuera de Baza, ha permitido definir la mineralogía distintiva, la textura y la composición química de estos materiales de partida y de algunos artefactos derivados de ellos o de rocas similares. En los casos estudiados la mineralogía es típica de eclogitas de baja temperatura y de anfibolitos de albita-epidota. Las eclogitas suelen presentar una textura coronítica distintiva y geoquímicamente las rocas arqueológicas muestran analogías notables con las ofiolitas tipo E-MORB de estos afloramientos.

3.3.) Las características mencionadas en el apartado anterior también se reconocen en materiales arqueológicos distribuidos más allá del área local de Sierra de Baza y su entorno arqueológico inmediato. De hecho, artefactos con las mismas características se han reconocido en otros lugares ubicados en el Sureste de la península ibérica hasta Ereta del Pedregal (Navarrés, Valencia), situado a unos 380 km de Sierra de Baza. Ello permite proponer la existencia de redes de contacto y tráfico de materiales por el Sureste de la península ibérica durante el Neolítico Antiguo hasta la Edad del Bronce. Sin embargo, se puede prever un escenario de distribución espacial aún más amplio, si consideramos algunas herramientas formadas a partir de rocas actinolíticas de las cuevas funerarias de Los Blanquizares de Lébor (Totana, Murcia) y a partir de anfibolitos de albita-epidota correspondientes al yacimiento arqueológico de La Motilla del Azuer (Daimiel, Ciudad Real), situadas a 400 km de distancia de Sierra de Baza. Este escenario más amplio, que abarca la mitad meridional de la península ibérica, está en concordancia con otras evidencias publicadas acerca de tráfico de materiales procedentes de Chiclana y Conil (Cádiz) y de Cuenca, a más de 400km y a 550 km de distancia de la Sierra de Baza, respectivamente.

3.4) El descubrimiento de canteras en Sierra de Baza revela la importancia del trabajo de cantería en afloramientos geológicos primarios y demuestra que la extracción de materias primas eclogíticas para fabricar herramientas líticas no solo consistió en la extracción de gujarros de depósitos de ríos/playas y de sedimentos recientes. Esta fenomenología arqueológica de la Prehistoria Tardía responde a la

necesidad de utilizar abundante materia prima de extraordinaria calidad y soporte natural para la elaboración de herramientas. El yacimiento arqueológico del Neolítico Antiguo de la Cueva de la Pastora, en Sierra de Baza, asociado con artefactos eclogíticos, permite establecer la edad mínima para el inicio de las labores de actividad en los talleres. Esta cronología está de acuerdo con la de otros yacimientos arqueológicos de la Cordillera Bética, y permite proponer que la circulación de herramientas y, por tanto, las actividades en las canteras, se inició al menos en el período Neolítico Antiguo (5500 a.C.).

3.5) La prueba arqueológica de la existencia de las canteras es posible gracias a la confirmación de la extracción de materia prima y su posterior transformación parcial en herramientas en el propio yacimiento. Sólo se ha podido constatar que, en las canteras, tan solo se procedió a efectuar las primeras fases de fabricación de instrumentos. Las últimas etapas de trabajo se realizaron en los asentamientos. Hasta ahora no se han encontrado ni herramientas pulidas ni residuos de pulido o abrasión en los talleres de talla. Sin embargo, se necesita un trabajo adicional para confirmar esta conclusión. Las eclogitas fueron elegidas como materia prima debido a su elevada densidad y dureza, resultado de su composición mineralógica y textura, consistente, esencialmente, en un entramado de piroxeno onfacítico y granate, lo que hace que este tipo de rocas sea muy adecuado para la fabricación de herramientas líticas prehistóricas.

3.6) Aunque en el sur, centro y noroeste de la península ibérica existen otros afloramientos eclogíticos, la abundancia de material eclogítico bruto no retrogradado (anfibolitizado) en la Cordillera Bética Oriental en general y, en particular, en Sierra de Baza, favoreció la persistencia en el tiempo de fuentes de este tipo de materia prima en esta región durante la Prehistoria Tardía.

3.7), Finalmente, tanto la textura coronítica como el carácter E-MORB de las eclogitas reconocidas en las canteras estudiadas como en los instrumentos derivados de ellas o de rocas en todo caso equivalentes y procedentes de la AOB son diferentes de las características geoquímicas y texturales que presentan los otros afloramientos eclogíticos de la Península Ibérica, lo que pone de manifiesto la suma importancia de los estudios petrológicos para evaluar la procedencia de artefactos arqueológicos fabricados a partir de metabasitas.

Capítulo 15. Perspectivas futuras

Como suele ser habitual en cualquiera de los trabajos relacionados con las ciencias naturales, las líneas de investigación con las que se comienza suelen conllevar, en muchas ocasiones, la apertura de nuevas líneas de investigación. Muchas de estas líneas no pueden ser abarcables dentro del marco correspondiente a una tesis doctoral, fundamentalmente por falta de tiempo y financiación. Durante la realización de esta tesis doctoral se han generado fundamentalmente dos nuevas vías de desarrollo potencial de investigaciones futuras.

La primera de estas vías abiertas de investigación susceptibles de desarrollo es puramente geológica y tiene varias líneas de trabajo, dirigidas, sobre todo, a la temporalización de los eventos que han afectado a las rocas de la AOB. Una de ellas va dirigida hacia la necesidad de evaluar con mayor precisión el final de la actividad magmática en los dominios oceánicos del Tethys Occidental en general y, en particular, en el Dominio Nevado-Filábride. De hecho, aún existen notables incertidumbres acerca del tiempo durante el cual estuvo activo el fondo oceánico antes del comienzo de la subducción. Otra se debe orientar a conocer con mayor precisión la edad de los diferentes eventos metamórficos Alpinos en la AOB de Sierra de Baza, sobre todo a partir de los crecimientos magmáticos y de las diferentes recristalizaciones que presentan los circones ígneos, rutilos y titanitas de sus rocas básicas, estudiados por U/Pb con SHRIMP y, eventualmente otras técnicas, ya que los datos obtenidos hasta el momento no han sido suficientes como para poder abordar con suficiente rigor estos aspectos. Una tercera línea de trabajo a desarrollar tiene que ver con la necesidad de profundizar en la reconstrucción paleogeográfica del extremo occidental del Tethys Alpino-Mediterráneo del que derivan las ofiolitas béticas y de reconstruir los diferentes componentes de este antiguo suelo oceánico. Puesto que algunos de los afloramientos más importantes de este tipo de rocas, como el de Lugros, por desgracia han desaparecido, casi en su totalidad, como consecuencia de la utilización de estas rocas para áridos (dicho sea aquí como denuncia), las altas cumbres del Parque Nacional de Sierra Nevada, donde abundan los afloramientos de este tipo de rocas dentro de un espacio protegido, quedan como gran referente para continuar con esta investigación, a pesar de que, por encontrarse gran parte del año bajo la nieve y el hielo, son menos accesibles a los investigadores que otros muchos afloramientos .

La segunda de las grandes vías de investigación de gran desarrollo potencial arriba mencionadas, tiene que ver con la transcendencia geoarqueológica de los hallazgos realizados durante esta tesis. En efecto es necesario conocer mucho mejor y más profundamente cuál es el verdadero alcance en la movilidad constatada de los materiales y piezas arqueológicas realizadas sobre metabasitas y actinolitas, dentro y fuera de Sierra de Baza. Ello podrá ayudar a determinar con precisión una parte de las redes de intercambio y comercio en las comunidades de la Prehistoria Reciente, tanto en Iberia como en el continente Europeo. En este momento de la investigación quedan

aún por estudiar con un nuevo enfoque geoarqueológico y petrológico equivalente al iniciado en este trabajo, los yacimientos arqueológicos de la totalidad de la mitad Norte de la península ibérica donde también aparecen instrumentos líticos fabricados con metabasitas y actinolitas. Sin un nuevo enfoque difícilmente se podrán dar respuesta a una serie de preguntas fundamentales en la investigación de la Arqueología Prehistórica. Por ejemplo, ¿hasta dónde llegaron las rocas manufacturadas en herramientas macrolíticas procedentes de Sierra de Baza? ¿Acaso pasaron los Pirineos y se incorporan a la red de movilidad europea de material eclogítico constatada en los Alpes, por ejemplo en las canteras de Mont Monviso? ¿Qué llega al sur de la península ibérica como consecuencia del intercambio de estas rocas? Y lo más importante: ¿Cómo extraen los diferentes soportes de la cantera para la posterior fabricación de las herramientas? Sobre esto último, sería vital poder contar en el futuro con la posibilidad de realizar una excavación arqueológica en alguna de las dos canteras de eclogitas encontradas en el Parque Natural de Sierra de Baza.

En el caso de la península ibérica, los análisis realizados hasta la fecha sobre los objetos arqueológicos se han centrado en los útiles finalizados y, por tanto, en sus características descriptivas, su funcionalidad y la caracterización litológica con objeto de localizar potenciales áreas de procedencia de materias primas. Sin embargo, hay una escasez significativa de estudios relativos a la elaboración de estos objetos. Esta deficiencia de la investigación no responde a la verdadera realidad arqueológica, sino que es debida a diversos factores tales como la inexistencia previa de proyectos geoarqueológicos de investigación centrados en la prospección de indicios arqueológicos en los afloramientos de rocas adecuadas para la elaboración de estos útiles. En este sentido, y dado que es muy probable que en otros afloramientos de rocas de la AOB existan igualmente otras canteras prehistóricas, se plantea la necesidad de realizar nuevas prospecciones. Asimismo, hay un desconocimiento, bastante generalizado acerca de la distinción de los estigmas técnicos de la talla y/o transformación de las rocas ígneas o metamórficas, algo tremendamente importante para el conocimiento del modo de vida de las sociedades prehistóricas del sur de la península ibérica. Como se ha señalado con anterioridad, algunos de estos interesantes afloramientos geológicos han desaparecido como consecuencia de la reciente explotación de estas rocas básicas para la generación de áridos, uno de sus usos tradicionales, como ha sido el caso del afloramiento de Lugros. Si este afloramiento pudo haber sido otro, o no, otro de los pocos e importantes yacimientos arqueológicos de la Prehistoria Reciente de la península ibérica para la elaboración de herramientas de eclogitas es algo que, desgraciadamente, ya nunca sabremos. La nueva puesta en valor como potencial recurso patrimonial arqueológico de los afloramientos, siempre limitados, de este tipo de rocas redundará en beneficio de su preservación como el importante patrimonio geológico que, de hecho, también son.

Bibliografía

- Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J. I., Eguiluz, L. 1991. Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199, 51–72.
- 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.
- Abbotts, I.L. 1981. Masirah (Oman) ophiolite sheeted dykes and pillow lavas: geochemical evidence of the former ocean ridge environment. *Lithos*, 14, 283–294.
- Aerden, D.G.A.M., Bell, T.H., Puga, E., Sayab, M., Lozano, J.A., Díaz de Federico, A. 2013. Multi-stage mountain building vs. relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails. *Tectonophysics*, 587, 188–206.
- Aguirre, L., Morata, D., Puga, E., Baronet, A., Beirsdorfer, R.E. 1995. Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. *Geological Society of America*, 296 (Special Paper), 171–181.
- Alcock, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R. 2005. Shear stress in subducting continental margin from high-pressure, moderate-temperature metamorphism in the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, 397, 181–194.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. Navarro-Vilá, F. 1979. Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 154–166.
- Al-Riyami, K., Robertson, A., Dixon, J., Xenophontos, C. 2002. Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baër-Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. *Lithos*, 65, 225–260.
- Allen, D.E., Seyfried Jr., E., 2003. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: an experimental study at 400 °C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 1531–1542.
- Allen, D.E., Seyfried, W.E. 2005. REE controls in ultramafic hosted MOR hydrothermal systems: an experimental study at elevated temperature and pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 675–683.
- Alt, J.C.; Garrido, C.J.; Shanks III, W.C.; Turchyn, A.; Padrón-Navarta, J.A.; López Sánchez-Vizcaíno, V.; Gómez-Pugnaire, M.T.; Marchesi, C. 2012. Recycling of water, carbon and sulfur during subduction of serpentinites: A stable isotope study of Cerro del Almirez, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 327–328, 50–60.

- Alonso Chaves, F.M., Azañón, J.M., Balanya, J.C., Booth-Rea, G., Crespo-Blanc, A., Delgado, F., Estévez, A., García-Casco, A., García-Dueñas, V., Gervilla, F., González-Lodeiro, F., Martín-Algarra, A., Orozco, M., Sánchez-Gómez, M., Sánchez-Navas, A., Soto, J.I., Torres-Roldán, R.L. 2004. Evolución Tectonometamórfica del Complejo Alpujárride. En: Vera, J.A., (Ed), Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.
- Amodio-Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarreta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin, Lorenzoni, E., Zuppeta, A. 1976. L'arco calabro-peloritano nell'oronege Appenninico-Maghrebide. *Società Geologica Italiana*, 17, 1–60.
- Andriessen, P. A. M., Hebeda, E. H., Simon, O. J., Verschure, R. H. 1991. Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and southern Spain). *Chemical Geology*, 91, 33–48.
- Andrieux, J., Frizon de Lamotte, D., Braud, J. 1989. A structural scheme for the Western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times. *Geodinamica Acta*, 3, 5–15.
- Anónimo. 1972. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, 17, 24–25.
- Ao, S., Xiao, W., Khalatbari Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Ji, W., Zhang, Z. 2016. U–Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys. *Gondwana Research*, 31, 305–318.
- Aoki, K.I., Shiba, I. 1973. Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6, 41–51.
- Argand, E. 1924. Des Alpes et de l'Afrique. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 55, 233–236.
- Arai, S., Ishimaru, S. 2008. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. *Journal of Petrology*, 49, 665–695.
- Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J. R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F. J. 1997. P-T evolution of eclogites from the Agualada Unit (Ordenes Complex, northwest Iberian Massif, Spain): Implications for crustal subduction. *Lithos*, 40, 221–242.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J. R. 2002. Prograde development of corona textures in metagabbros of the Sobrado window (Ordenes Complex, NW Iberian Massif). In J. R. Martínez Catalán, R. E. Hatcher, Jr., R. Arenas, F. Díaz García (Eds.), *Variscan Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America Special Papers (Vol. 364, pp. 73–88). Geological Society of America.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F. J., Díaz García, F., Martínez Catalán, J. R. 1995. High pressure microinclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, northwest Iberian Massif, Spain): Evidence of

- subduction and syncollisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 13, 141–164.
- Arribas Palau, A. 1953. El ajuar de las cuevas sepulcrales de los Blanquizaes de Lébor (Murcia). *Memorias de los Museos Arqueológicos Provinciales*, 1952–1953, 78–125.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C. Booth-Rea, G. 2005. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 357–381.
- Babaie, H.A., Babaei, A., Ghazi, A.M., Arvin, M. 2006. Geochemical, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 57–70.
- Bach, W., Garrido, C.J., Paulick, H., Harvey, J., Rosner, M., 2004. Seawater–peridotite interactions: first insights from ODP Leg 209, MAR 15°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, 1–22.
- Bağcı, U., Parlak, O. 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 387–405.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. 1984. Estructura interna y posición del complejo dorsaliano al este de Granada. En: López Ruiz, J., (Ed.), *El Borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*. CSIC-Universidad de Granada, p. 38–40.
- Barrera Morate, J. L., Martínez Navarete, M. I. 1980. Un enfoque interdisciplinar: El estudio de las hachas pulimentadas del Museo de Cuenca. *Revista Cuenca. Diputación Provincial de Cuenca*, 17, 55–89.
- Barrero, L., Villaseca, C. 2000. Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for the Hercynian evolution. *Minerogical magazine*, 64, 815–836.
- Bakker, H. E., De Jong, K., Helmers, H., Biermann, C. 1989. The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): A model based on structural analysis and geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 359–381.
- Bau, M., 1991. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93, 219–230.
- Bau, M., Dulski, P. 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 213–223.

- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. 1979. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 1874–1882.
- Beccaluva, L., Dostal, J., Macciota, G., Zerbi, M. 1983. Trace element geochemistry of some ophiolites from Calabria (Southern Italy). *Ofioliti*, 8, 325–332.
- Beccaluva, L., Dal Piaz, G. V., Macciotta, G. 1984. Transitional to normal MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, Western Alps: implications for the paleogeographic evolution of the Western Tethyan Basin. *Geologie in Mijnbouw*, 63, 165–177.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Coltorti, M., Siena, F., Verde, M. 2005. Cenozoic tectono-magmatic evolution of the central-western mediterranean: Migration of an arc-interarc basin system and variations in the mode of subduction. En: Finetti, I. (Ed.), *Crop Project—Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier Science: Amsterdam, The Netherlands, p. 623–640.
- Bédard, É., Hébert, R., Guilmette, C., Lesage, G., Wang, C.S., Dostal, J. 2009. Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: evidence for an arc-back-arc origin. *Lithos*, 113, 48–67.
- Behr, W.M., Platt, J.P. 2012. Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. *Tectonics*, 31, 1–23.
- Bernabeu, J., Orozco-Köhler, T. 1989. Fuentes de Materias Primas y circulación de materiales durante el final del Neolítico en el País Valenciano. Resultados del análisis petrológico del utillaje pulimentado. *Cuadernos de Prehistoria*. Granada, Granada, 47–65.
- Bezard, R., Hébert, R., Wang, C., Dostal, J., Dai, J., Zhong, H. 2011. Petrology and geochemistry of the Xiugugabu ophiolitic massif, western Yarlung Zangbo suture zone, Tibet. *Lithos*, 125, 347–367.
- Bideau, D., Hébert, R., Hékinian, R., Cannat, M. 1991. Metamorphism of deep-seated rocks from the Garrett Ultrafast Transform (East Pacific Rise near 13°25'S). *Journal of Geophysical Research*, 96, 10079–10099.
- Bigi, G., Castellarin, A., Catalano, R., Coli, M., Cosentino, D., Dal Piaz, G.V., Lentini, F., Parotto, M., Patacca, E., Praturlon, A., Salvini, F., Sartori, R., Scandone, P. Vai, G. 1989. Synthetic structural kinematic map of Italy, Sheets 1 and 2, C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X. 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. En: Biju-Duval, B., Montadert, L. (Eds.), *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*. Split, Yugoslavia, Edition Technip, Paris, p. 143–164.

- Bill, M., Bussy, F., Cosca, M., Masson, H., Hunziker, J. 1997. High-precision U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90, 43–54.
- Bill, M., Nägler, Th.F., Masson, H. 2000. Major, minor, trace element, Sm–Nd and Sr isotope compositions of mafic rocks from the earliest oceanic crust of the Alpine Tethys. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 131–145.
- Bjarke, B. T. 2011. The felsite quarries of North Roe, Shetland. An overview. En: Davis, V., Edmonds, M. (Eds.), *Stone axe studies III*. Oxford: Oxbow Books, p. 121–130.
- Blanco-Quintero, I.F., Lázaro, C., Garcia-Casco, A., Proenza, J.A., Rojas-Agramonte, Y. 2011. Barium-rich fluids and melts in a subduction environment (La Corea and Sierra del Convento mélanges, eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 395–413.
- Blumenthal, M. 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordillera von Central- und Südwest Andalusien. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20, 487–532.
- Bodinier, J.L. 1988. Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo Peridotite Body, Western Alps. *Tectonophysics*, 149, 67–88.
- Bodinier, J.L., Godard, M. 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. En: Carlson, R.W., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry, vol. 2. The Mantle and Core*. Elsevier Science Ltd., p. 103–170.
- Bodinier, J.L., Morten, L., Puga, E., Díaz De Federico, A. 1987. Geochemistry of metabasites from the Nevado–Filabride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relicts of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos* 20, 235–245.
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J. 1988. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2893–2907.
- Bodinier, J.L., Menzies, M.A., Thirlawall, M.F. 1991. Continental to oceanic mantle transition –REE and Sr–Nd isotopic geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif. *Journal of Petrology*, 2, 191–210.
- Bodinier, J.L., Puga, E., Diaz de Federico, A., Leblanc, M., Morten, L. 1993. Secondary harzburgites with spinifex-like textures in the Betic Ophiolitic Association (SE Spain). *Terra Nova Abstract*, 4, 3.
- Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V., Rossi, S. 2001. Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea. En: Vai, G.B., Martini, I.P., (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Press, p. 287–306.
- Bonatti, E. 1976. Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 32, 107–113.

- Bortolotti, V., Principi, G. 2005. Tethyan ophiolites and Pangaea break-up. *The Island Arc*, 14, 442–470.
- Bosch, J., Estrada, A., Noaín, M. J. 1996. Minería neolítica en Gavà (Baix Llobregat, Barcelona). *Trabajos de Prehistoria*, 53, 59–71.
- Boschi, C., Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Dallai, L., D'Orazio, M., Früh-Green, G. L., Tonarini, S., Barnes, J. D. Bedini, R. M. 2013. Serpentinization of mantle peridotites along an uplifted lithospheric section, Mid Atlantic Ridge at 11° N. *Lithos*, 178, 3–23.
- Bosellini, A. 2002. Dinosaurs “rewrite” the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia platform. *Earth Science Reviews*, 59, 211–234.
- Bouillin, J.P., Durand-Delgá, M., Olivier, P. 1986. Betic-Rifain and Tyrrhenian Arcs: Distinctive features, genesis and development stages. En: Wezel, F.C. (Ed.), *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. p. 281–304.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element*. Geochemistry Elsevier, Amsterdam, p. 63–114.
- Breeding, C.M., Ague, J.J., Bröcker, M. 2004. Fluid–metasedimentary rock interactions and the chemical composition of arc magmas. *Geology*, 32, 1041–1044.
- Brongniart, A. 1821. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins. *Annales des Mines (Paris)*, 6, 177–238.
- Brouwer, H.A. 1926. Zur Geologie der Sierra Nevada. *Geologische Rundschau*, 17, 118–137.
- Brown, E.H. 1977. The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18, 53–72.
- Brown, D., Spadea, P., Puchkow, V., Alvarez-Marron, J., Herrington, R., Willner, A.P., Hetzel, R., Gorozhanina, Y., Juhlin, C. 2006. Arc–continent collision in the Southern Urals. *Earth-Science Reviews*, 79, 261–287.
- Burgos, J., Diaz de Federico, A., Morten, L., Puga, E. 1980. The ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain: Preliminary report. *Cuadernos de Geología*, 11, 157–165.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B. 1992. Variation of sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10, 516–519.
- Burnham, O.M., Rogers, N.W., Pearson, D.G., van Calsteren, P.W., Hawkesworth, C.J. 1998. The petrogenesis of the eastern Pyrenean peridotites: an integrated study of their whole-rock geochemistry and Re–Os isotope composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2293–2310.

- Burrow, S. 2011. The Mynydd Rhiw quarry site: Recentwork and its implications. En: Davis, V., Edmonds, M., (Eds.), Stone axe studies III. Oxbow Books, p. 247–260.
- Cabanilles, J. 1994. Estructuras de habitación en la Ereta del Pedregal (Navarrés, Valencia). Resultados de la Campañas de 1980–1982 y 1990. SAGVNTUM, 27, 67–97.
- Çakir, Ü., Genç, Y., Paktunç, D. 2006. Intrusive lherzolites within the basalts of Küre ophiolite (Turkey): an occurrence in the Tethyan suprasubduction marginal basin. Geological Journal, 41, 123–143.
- Cann, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 10, 7–11.
- Cannat, M. 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-Atlantic Ridges. Journal of Geophysical Research, 98, 4163–4172.
- Cannat, M. 1996. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? Journal of Geophysical Research, 101, 2847–2857.
- Cannat, M., Mével, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Hulmer, E., Reynolds, J. 1995. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°24'N). Geology, 23, 49–52.
- Cannat, M., Lagabrielle, Y., Bougault, J., Casey, J., Coutures, N., Dmitriev L. Fouquet, Y. 1997. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15°N region. Tectonophysics, 279, 193–213.
- Cannat, M., Fontaine, F., Escartín, J. 2010. Serpentinization at slow-spreading ridges: extent and associated hydrogen and methane fluxes, in diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridge. Geophysical Monograph Series, 188, 241–264.
- Carlson, R.L. 2001. The abundance of ultramafic rocks in Atlantic Ocean crust. Geophysical Journal International, 144, 37–48.
- Carrasco Rus, J., Pachon Romer, J. A., Gamiz Jiménez, J. 2012. Las cerámicas neolíticas pintadas en Andalucía y sus contextos arqueológicos. Antiquitas, 24, 15–77.
- Carrasco Rus, J., Martínez-Sevilla, F. 2014. Las cronologías absolutas del Neolítico Antiguo en el sur de la península ibérica. Nuevas dataciones. Archivo de Prehistoria Levantina, XXX, 57–80.
- Carrión Méndez, F., Gómez-Pugnaire, M. T. 1983. Análisis petroarqueológico de los artefactos de piedra trabajada durante la prehistoria reciente en la provincia de Granada. Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada, 8, 447–477.
- Carrión, F., Alonso, J. M., Rull, E., Castilla, J., Ceprián, B., Martínez, J. L., Manzano, A. 1993. Los recursos abióticos y los sistemas de aprovisionamiento de rocas por las comunidades prehistóricas del SE de la Península Ibérica durante la Prehistoria

Reciente. Investigaciones Arqueológicas de Andalucía, Proyectos 1985–1992, Huelva, 295–305.

Carrión, J. S., Fuentes, N., González-Sampériz, P., Sánchez Quirante, L., Finlayson, J. C., Fernández, S., Andrade, A. 2007. Holocene environmental change in a montane región of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1455–1475.

Carswell, D.A. 1990. *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, Glasgow.

Catalano, R., Doglioni, C., Merlini, S. 2001. On the Mesozoic Ionian basin. *Geophysical Journal International*, 144, 49–64.

Chamot-Rooke, N., Rangin, C., LePichon, X., Rabaute, A, Laurent, O, Ego, F, Lallemand, S, Nielsen, C, Pagot, P, Tsang Hin, Sun D, Walcott, R, Bousquet, R. 2005. *DOTMED: a Synthesis of Deep Marine Data in Eastern Mediterranean*. Mémoires de la Société Géologique de France, 177. 64 pp.

Channell, J.E.T., Horvath, F. 1976. The African (Adriatic) promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35, 71–101.

Channell, J.E.T., d'Argenio, B., Horvath, F. 1979. Adria, the African promontory, in mesozoic Mediterranean palaeogeography. *Earth Science Reviews*, 15, 213–292.

Charlot-Prat, F. 2005. An undeformed ophiolite in the Alps: field and geochemical evidence for a link between volcanism and shallow plate tectonic processes. En: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), *Plates, Plumes and Paradigms*. Geological Society of America Special Papers 388, p. 751–780.

Chen, G., Xia, B. 2008. Platinum-group elemental geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32, 406–422.

Cipriani, A., Brueckner, H.K., Bonatti, E., Brunelli, D. 2004. Oceanic crust generated by elusive parents: Sr and Nd isotopes in basalt-peridotite pairs from the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 32, 657–660.

Clift, P.D., Hannigan, R., Blusztajn, J., Draut, A.E. 2002. Geochemical evolution of the Dras-Kohistan Arc during collision with Eurasia: evidence from the Ladakh Himalaya, India. *Island Arc*, 11, 255–273.

Coleman, R.G. 1977. *Ophiolites*. Springer-Verlag. New-York. 229 pp.

Coleman, R.G., Keith, T.E. 1971. A chemical study of serpentization Burro Mountain, California. *Journal of Petrology*, 12, 311–328.

Coleman, R.G., Lee, D., Beatty, L.B., Brannock, W.W. 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geological Society of Amer. Bulletin*, 76, 483–508.

Connolly, J.A.D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 524–541.

Cortesogno, L., Lucchetti, G., Spadea, P. 1984. Pumpellyite in low-grade metamorphic rocks from Ligurian and Lucanian Apennines, Maritime Alps and Calabria (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 14–24.

Couderc, J. 2008. La production de haches en silexsecondaire dans le Vexin français (Val d'Oise). En: Giligny, F., (dir), *Le Néolithique dans l'ouest parisien. Rapport intermédiaire du Projet Collectif de Recherches*, Saint-Denis: DRAC Île-de-France.

Dal Piaz, G.V. 2001. Geology of the Monte Rosa massif: historical review and personal comments. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 81, 275–303.

Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C., Martinotti, G. 1972. La Zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 433–460.

Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G., Obata, M. 1993. Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21, 471–474.

Davis, V., Edmonds, M. 2011. A time and place for the Belmont hoard. En: Davis, V., Edmonds, M., (Eds.), *Stone axe studies III*. Oxbow Books. p. 167–186.

Decandia, F.A., Elter, P. 1972. La “zona” ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino ligure). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 503–530.

De Jong, K. 1991. *Tectono-Metamorphic Studies and Radiometric Dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)*. Tesis doctoral, Vrije Universiteit, Amsterdam, 203 pp.

De Jong, K. 1992. A new geodynamic model for the Betic Cordilleras (SE Spain) based on P-T-t paths and structural data from the eastern Betic Zone. En: *Paleomagnetism and Tectonics of the Betic Cordilleras*. Física de la Tierra 4, Universidad Complutense de Madrid, p. 77–107.

De Jong, K. 1993. The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacen Complex (Betic Zone SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 71, 227–237.

De Jong, K. 2003. Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess ^{40}Ar and inherited ^{87}Sr , Betic Cordilleras, southern Spain. *Lithos*, 70, 91–110.

De Jong, K., Bakker, H.E. 1991. The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Litho-stratigraphy. *Geologie en Mijnbouw*, 70, 93–103.

De Jong, K., Wijbrans, J. R., Feraud, G. 1992. Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacén Complex (Betic Zone, southeastern Spain), shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating and single grain laser probe dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 173–191.

De Roever, W.P. 1957. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? *Geologische Rundschau*, 46, 137–146.

Delaloye, M., Wagner, J.J. 1984. Ophiolites and volcanic activity near the western edge of the Arabian plate. En: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, 17. Geological Society, London, p. 225–233.

Delgado, F. 1970. Observaciones sobre las Unidades Alpujarrides en la Sierra de Baza. *Cuadernos de Geología Universidad de Granada*, 2, 41–48.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjaquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Bijou-Duval, B. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241–315.

Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M., Hattori, K. 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinitization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, 269, 262–277.

Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Andreani, M., Hattori, K. 2011. Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. *Terra Nova*, 23, 171–178.

Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96–127.

Desmons J. 1989. Different metamorphic evolutions in the Alpine-Apeninic Ophiolites (France-Italy-Switzerland-Austria). *Chemical Geology*, 77, 229–250.

Desmurs, L., Müntener, O., Manatschal, G. 2002. Onset of magmatic accretion within a magma-poor rifted margin: a case study from the Platta ocean–continent transition, eastern Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 3, 365–382.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Sengör, A.M.C. 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. En: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Zone Tectonics*, vol. 19. Geological Society of London, p. 3–36.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W., Knott, S. D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. En: N. P. Coward, D. Dietrich, R. G. Park (Eds), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publication, p 265–283.

- Díaz de Federico A. 1980. Estudio Geológico del Complejo de Sierra Nevada en la Transversal del Puerto de la Ragua. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 597 pp.
- Díaz de Federico, A., Torres Roldan, R.L., Puga, E. 1990. The rock series of the Betic Substratum. En: *Les Bassins Néogènes du Domaine Betique Oriental*. Documents et travaux de L'I.G.A.L. Paris, 12-13, 19–29.
- Díaz del Río, P., Consuegra, S., Castañeda, N., Capote, M., Criado, C., Bustillo, M. A., Pérez-Jiménez, J. L. 2006. The earliest flint mine in Iberia. *Antiquity*, 80, 1–4.
- Díaz García, F., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., González Cuadra, P. 1999. Structural and kinematic analysis of the Corredoiras detachment: Evidence for early Variscan synconvergent extension in the Ordenes Complex, NW Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 337–351.
- Dick, H.J.B., Lin, J., Schouten, H. 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426, 405–412.
- Dickey, J.S. 1970. Partial fusion products in alpine type peridotites: Serranía de la Ronda and other examples. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, 3, 33–49.
- Dickey, J.S., Obata, M., Suen, C.H. 1979. Chemical differentiation of the lower lithosphere as represented by the Ronda ultramafic massif, southern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth*, 11, 587–595.
- Dilek, Y., Moores, E.M. 1990. Regional Tectonics of the Eastern Mediterranean ophiolites. En: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*. Proceedings of the Symposium “Troodos 1987”. The Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, p. 295–309.
- Dilek, Y., Eddy, C.A. 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildag (S. Turkey) ophiolites as structural models for slowspreading ridge segments. *Journal of Geology*, 100, 305–322.
- Dilek, Y., Flower, M.F.J. 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. Model template for Albania, Cyprus, and Oman. En: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 218, p. 43–68.
- Dilek, Y., Furnes, H. 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, 113, 1–20.
- Dilek, Y., Polat, A. 2008. Suprasubduction zone ophiolites and Archean tectonics. *Geology*, 36, 431–432.
- Dilek, Y., Thy, P. 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc–forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, 113, 68–87.
- Dilek, Y., Furnes, H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387–411.

- Dilek, Y., Furnes, H. 2014. Ophiolites and the origins. *Elements*, 10, 93–100.
- Dilek, Y., Moores, E.M., Delaloye, M., Karson, J.A. 1991. Amagmatic extension and tectonic denudation in the Kizildag ophiolite, southern Turkey: implications for the evolution of Neotethyan oceanic crust. En: Peters, T., Nicolas A., Coleman R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Series in Petrology and Structural Geology, vol. 5. Springer, Dordrecht, The Netherlands, p. 485–500.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S. 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neo-Tethyan ocean. *Bulletin of the Geological Society of America*, 111, 1192–1216.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M. 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11, 4, 453–475.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M. 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100, 174–209.
- Dilek, Y., Festa, A., Ogawa, Y., Pini, G. A. 2012. Chaos and geodynamics: Mélanges, Mélange-forming processes and their significance in the geological record. *Tectonophysics*, 568–569.
- Doglioni, C., Flores, G. 1997. Italy. En: Moores, E.M., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. Chapman and Hall, London, p. 414–435.
- Domínguez-Bella, S., Pérez, M., Morata, D. 2000. Mineralogical and petrological characterization of polished lithic material from La Viña, Cantarranas Neolithic-Eneolithic site (Puerto Santa María, Cádiz, Spain). *Krystallinikum*, 26, 57–65.
- Domínguez-Bella, S., Pérez, M., Ramos, J., Morata, D., Castañeda, V. 2004. Raw materials, source areas and technological relationships between minerals, rocks and prehistoric non-flint Stone tools from the Atlantic zone, Cadiz province, SW Spain. En: Jerem, E., Biró, T.K., (Eds.), *Archaeometry*, 98. BAR International Series 1043 II Oxford: British Archaeological Reports, p. 723–728.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., Spiegelman, M. 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 347–366.
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P., Gamo, T. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 627–643.
- Droop, G.T.R. 1887. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431–5.

- Dubois-Côté, V., Hébert, R., Dupuis, C., Wang, C.S., Li, Y.L., Dostal, J. 2005. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet. *Chemical Geology*, 214, 265–286.
- Durand-Delga, M. 1968. Coup d’oeil sur les unités malaguides des Cordillères Bétiques. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences Paris*, 266, 190–193.
- Durand-Delga, M. 1972. La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l’Europe et l’Afrique. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 65, 267–278.
- Durand-Delga, M. 1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa génèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Livre Jubilaire de la Société Géologique de France. *Mem. h. sér.*, 10, 203–224.
- Durand-Delga, M., Foucault, A. 1967. La dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques au bord sud de la Sierra Arana (Province de Grenade, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7–9, 723–128.
- Durand-Delga, M., Fontbote, J. 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Int. Geol. Congr.*, 26th, Paris, C5: 67–85.
- Durand-Delga, M., Didon, J., Foucault, A., Paquet, J. 1970. La Dorsale Bétique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 90, 382–384.
- Dürr, S.H. 1967. Geologie der Serranía de Ronda und ihrer westlichen Ausläufer (Andalusien). *Geologica Romana*, 4, 1–73.
- Edel, J.B. 2001. The rotations of the Variscides during the Carboniferous collision paleomagnetic constraints from the Vosges and the Massif Central (France). *Tectonophysics*, 332, 69–92.
- Edwards, S.J., Schellart, W.P., Duarte, J.C. 2015. Geodynamic models of continental subduction and obduction of overriding plate forearc oceanic lithosphere on top of continental crust. *Tectonics*, 34, 1494–1515.
- Egeler, C.G. 1963. On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, 53, 260–269.
- Egeler, C.G., Simon, O.J. 1969. Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geologie en Mijnbouw*, 48, 296–305.
- Elitok, Ö., Drüppel, K. 2008. Geochemistry and tectonic significance of metamorphic sole rocks beneath the Beyşehir-Hoyran ophiolite (SW-Turkey). *Lithos*, 100, 322–353.
- Elter, P., Pertusati, P.C. 1973. Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 12, 359–375.
- Epp, D., Suyenaga, W. 1978. Thermal contraction and alteration of the oceanic crust. *Geology*, 6, 726–728.

- Erendil, M. 1984. Petrology and structure of the upper crustal units of the Kizildag ophiolite. En: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt. Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt 1983*, Ankara, Turkey, p. 269–284.
- Ericson, J. E., Purdy, B. A. 1984. *Prehistoric quarries and lithic production*. Cambridge University Press.
- Ernst, G. 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2053–2078.
- Escartin, J., Mével, C., MacLeod, C.J., McCaig, A.M. 2003. Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: the mid-Atlantic ridge core complex at 15–45°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 1–37.
- Evans, B.W., Trommsdorff, V. 1983. Fluorine hydroxyl titanian clinohumite in alpine recrystallized garnet peridotite: compositional control and petrologic significance. *American Journal of Science*, 283 A, 355–369.
- Fabries, J., Bodinier, J.L., Dupuy, C., Lorand, J.P., Benkerrou, C. 1989. Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (northeastern Pyrenees, France). *Journal of Petrology*, 30, 199–228.
- Fallot, P. 1948. Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*, 8, 83–172.
- Faustino, D.V., Yumul, G.P., Dimalanta, C.B., de Jesus, J.V., Zhou, M.-F., Aitchison, J.C., Tamayo, R.A. 2006. Volcanic-hypabyssal rock geochemistry of a subduction-related marginal basin ophiolite: Southeast Bohol Ophiolite-Cansiwang Mélange Complex, Central Philippines. *Geosciences Journal*, 10, 291–303.
- Favre, P., Stampfli, G.M. 1992. From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, 215, 69–97.
- 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. En: Hatcher, J.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R., (Eds.), 4-D framework of continental crust. *Geological Society of America Memoir*, Vol. 200, p. 469–488.
- Ferrière, J. 1982. *Paléogéographies et Tectoniques Superposées dans les Hellénides Internes: les Massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce Continentale)*. Société Géologique du Nord, 8, 2 volumes, 970 pp.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 211–218.
- Fonseca, P. E. 1995. *Estudio da Sutura Varisca no SW Ibérico nas Regiões de Serpa-Beja-Torralva e Alentejo-Viana do Alentejo (PhD Thesis)*. GeoFCUL, Universidade de Lisboa, 325 pp.

- Fonseca, P. E., Munhá, J. M., Araújo, A., Moita, P., Araújo, A., Rosas, F., Leal, N. 1999. Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ofioliti*, 24, 259–268.
- Fonseca, P. E., Munhá, J. M., Araújo, A., Pedro, J. C. 2004. Os ofiolitos variscos e metamorfismo de alta pressão associado, no ramo sul da Caldeia Varisca Ibérica. *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña, 29, 31–52.
- Fontboté, J.M. 1970. Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuadernos de Geología Universidad de Granada*, 1, 71–78.
- Foucault, A. 1976. Compléments sur la géologie de la Sierra Arana et des ses environs (Prov. Grenade, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 13, 649–653.
- Francis, T.J.G. 1981. Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research*, 86, 11, 616–11,622.
- Frey, F.A., Suen, J.C., Stockman, H.W. 1985. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2469–2491.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the Western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740–761.
- Froitzheim, N., Manatschal, G. 1996. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1120–1133.
- Froitzheim, N., Schmid, S.M., Conti, P., 1994. Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87, 559–612.
- Furnes, F., de Wit, M., Dilek, Y. 2014. Four billion years of ophiolites reveal secular trends in oceanic crust formation. *Geoscience Frontiers*, 5, 571–603.
- Gale, A., Laubier, M., Escrig, S., Langmuir, C.H. 2013. Constraints on melting processes and plume-ridge interaction from comprehensive study of the FAMOUS and North Famous segments, Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 209–220.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C., Melkonyan, R. 2009. Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 135–153.
- Gámiz Jiménez, J. 1998. Bases documentales para el estudio del poblamiento neolítico y de la Edad del Cobre en la Tierra de Loja, Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- García-Castellanos, D., Villaseñor, A., 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar Arc. *Nature*, 480, 359–363.

García Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. 1988. Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-mantos separados por zonas de cizalla. Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España, 14–26.

García González, D. 2005. Método para el estudio de la piedra trabajada. La Cueva de las Ventanas (Piñar, Granada). La Cueva del Toro (Antequera, Málaga). Trabajo de investigación del programa de Doctorado Arqueología y Territorio. Dpto. Prehistoria y Arqueología. Universidad de Granada. Granada, 1–191.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A. 1980. Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59, 155–168.

Garrido, C.J., López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Alard, O., Bodinier, J.L., Godard, M. 2005. Enrichment of HFSE in chlorite-harzburgite produced by high-pressure dehydration of antigorite-serpentine: Implications for subduction magmatism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, Q01J15.

Gass, I.G. 1990. Ophiolites and oceanic lithosphere. En: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*. The Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, p. 1–10.

Gawlick, H.J., Frisch, W., Vecsei, A., Steiger, T., Böhm, F. 1999. The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geologische Rundschau*, 87, 644–657.

Geary, E.E., Kay, R.W. 1989. Identification of an Early Cretaceous ophiolite in the Camarines Norte-Calaguas Islands basement complex, eastern Luzon, Philippines. *Tectonophysics*, 168, 109–126.

Geary, E.E., Kay, R.W., Reynolds, J.C., Kay, S.M. 1989. Geochemistry of mafic rocks from the Coto Block, Zambales ophiolite, Philippines: trace element evidence for two stages of crustal growth. *Tectonophysics*, 168, 43–63.

Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J., Duncan, R.A. 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics*, 393, 175–196.

Gil Ibarguchi, J. I., Mendia, M., Girardeau, J., Peucat, J. J. 1990. Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos*, 25, 133–162.

Gil Ibarguchi, J. I., Ortega Gironés, E. 1985. Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) Unit, Galicia, Northwest Spain. *Chemical Geology*, 50, 145–162.

- Giligny, F., Bodryn, F., Courderc, J., Le Maux, N., Lo Carmine, A., Riquier, C. 2011. Production and diffusion of axes in the Seine Valley. En: Davis, V., Edmonds, M., (Eds.), Stone axe studies III. Oxbow Books, p. 149–166.
- Gillis, K.M., Thompson, G. 1993. Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: new insights into hydrothermal systems in slow-spreading crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 502–523.
- Gillis, K.M., Thompson, G. 1993. Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: new insights into hydrothermal systems in slow-spreading crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 502–523.
- Godard, M., Lagabrielle, Y., Alard, O., Harvey, J. 2008. Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge): implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 410–425.
- Gómez-Pugnaire, M.T. 1979. *Evolución del Metamorfismo Alpino en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 360 pp.
- Gómez Pugnaire, M. T., Fernandez Soler, J. M. 1987. High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 231–244.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Braga, J.C., Martín, J.M., Sassi, F.P., Moro, A. 2000. Regional implications of a Palaeozoic age for the Nevado-Filábride cover of the Betic Cordillera, Spain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 45–52.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Galindo-Zaldívar, J., Rubatto, D., González-Lodeiro, F., López Sánchez-Vizcaíno, V., Jabaloy, A., 2004. A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujarride Complex (Betic Cordillera): Field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, S Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 303–322.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J. M., Jabaloy, A., López Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Padrón-Navarta, J.A. 2012. U-Pb geochronology of Nevado-Filábride gneisses: Evidence for the Variscan nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos*, 146-147, 93–111.
- Goodenough, K.M., Styles, M.T., Schofield, D., Thomas, R.J., Crowley, Q.C., Lilly, R.M., McKervey, J., Stephenson, D., Carney, J.N. 2010. Architecture of the Oman-UAE ophiolite: evidence for multi-phase magmatic history. *Arabian Journal of Geosciences*, 3, 439–458.
- Goodenough, K.M., Thomas, R.J., Styles, M.T., Schofield, D.I., MacLeod, C.J. 2014. Records of ocean growth and destruction in the Oman–UAE ophiolite. *Elements*, 10, 109–114.

- Govindaraju, K. 1994. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, 18, 1–158.
- Guerrera, F., Martín Algarra, A., Perrone, V. 1993. Late Oligocene-Miocene syn/late orogenic succesions in western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Appennines. *Terra Nova*, 5, 525–544.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., Tramontana M. 2005. Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 1, 358–367.
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M. 2011. Tectono-sedimentary evolution of the 'Numidian Formation' and Lateral Facies (southern branch of the western Tethys): constraints for central-western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 24, 34–41.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P., Prigent, C. 2015. Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646, 1–19.
- Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C. 1995. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molar thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4329–4350.
- Haas, J., Pero, S., 2004. Mesozoic evolution of the Tisza Mega-Unit. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 297–313.
- Hacker, B.R., Mosenfelder, J.L., Gnos, E. 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronologic constraints. *Tectonics*, 15, 1230–1247.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D. 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Science Reviews*, 102, 121–158.
- Hart, S.R., Zindler, A. 1986. In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology*, 57, 247–267.
- Hassanipak, A.A., Ghazi, A.M. 2000. Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for the Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 109–121.
- Hässig, M., Rolland, Y., Duretz, T., Sosson, M. 2016. Obduction triggered by regional heating during plate reorganization. *Terra Nova*, 28, 76–82.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C. 2010. Mantle plume or slab window?: Physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau. *Earth-Science Reviews*, 98, 283–293.

Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., van Calsteren, P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276, 551–555.

Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A., Verschuren, R.M., Simon, O.J. 1980. Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr system in basic intrusives subjected to alpine metamorphism in southeastern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 81–90.

Hernández-Pacheco, A. 1967. Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga). *Estudios Geológicos*, 23, 85–143.

Hey, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, 227–292.

Hirth, G., Guillot, S. 2013. Rheology and Tectonic Significance of Serpentinite. *Elements*, 9, 2, 107–113.

Hoeppener, R., Hoppe, P., Dürr, S., Mollat, H. 1964. Ein Querschnitt durch die Betschen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). *Geologie en Mijnbouw*, 43, 282–298.

Hoffman, A.V. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219–229.

Holland, T.J.B., Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548.

Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R. 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, p. 445–485.

Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A., Ota, T. 2007. Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor e Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia. *Gondwana Research*, 11, 200–217.

Ishizuka, O., Tani K., Reagan, M.K. 2014. Izu-Bonin-Mariana forearc crust as a modern ophiolite analogue. *Elements*, 10, 115–120.

Jabaloy Sánchez, A. 1993. La Estructura de la Región Occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis doctoral Universidad de Granada. Colección monográfica Tierras del Sur, 200 p.

Jabaloy-Sánchez, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Garrido, C.L. 2014. Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 644–645, 40–57.

- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., Vanke, H. 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11, 2031–2050.
- Janecky, D.R., Seyfried, W.E. Jr. 1986. Hydrothermal serpentinisation of peridotite within the oceanic crust: experimental investigations of mineralogy and major element chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1357–1378.
- Jensen, L.S. 1976. *A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks*. Ontario Division of Mines Miscellaneous, 66, 22 pp.
- John, T., Scambelluri, M., Frische, M., Barnes, J.D., Bach, W. 2011. Dehydration of subducting serpentinite: Implications for halogen mobility in subduction zones and the deep halogen cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 65-76.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B, Shimizu, N. 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95, 2661–2678.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P. 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 3061–3074.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.E.N. 1977. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1: 1.000.000. I.G.M.E.
- Kadarusman, A., Miyashita, S., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Ishikawa, A. 2004. Petrology, geochemistry and paleogeographic reconstruction of the East Sulawesi Ophiolite, Indonesia. *Tectonophysics*, 392, 55–83.
- Kagimi, H., Ulmer, P., Hansmann, W., Dietrich, V., Steiger, R.H. 1991. Nd-Sr isotopic and geochemical characteristics of the southern Adamello (northern Italy) intrusives: Implications for crustal versus mantle origin. *Journal of Geophysical Research*, 96, 14331–14346.
- Karaođlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Koller, F., Rızaođlu, T. 2013. Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built on a suprasubduction zone type oceanic crust in southern Neotethys, SE Anatolia. *Geoscience Frontiers*, 4, 399–408.
- Karson, J.A., Lawrence, R.M. 1997. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of site 920. En: Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., Elthon, D., (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, p. 5–21.
- Karson, J.A., Kelley, D.S., Williams, E.A., Yoerger, D.R., Jakuba, M. 2006. Detachment shear zone of the Atlantis Massif core complex, Mid-Atlantic Ridge, 30°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q06016.

- Kendrick, M.A., Scambelluri, M., Honda, M., Phillips, D. 2011. High abundances of noble gas and chlorine delivered to the mantle by serpentinite subduction. *Nature Geoscience*, 4, 807–812.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F., Saunders, A.D. 1998. The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, 292, 173–188.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Cotten, J. 2006. Petrology and geochemical study of the Late Cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 465–502.
- Khan, M., Kerr, A.C., Mahmood, K. 2007a. Formation and tectonic evolution of the Cretaceous-Jurassic Muslim Bagh ophiolitic complex, Pakistan: Implications for the composite tectonic setting of ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 112–127.
- Khan, S.R., Jan, M.Q., Khan, T., Khan, M.A. 2007b. Petrology of the dykes from the Waziristan Ophiolite, NW Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 369–377.
- Kirchner, K.L., Behr, W.M., Loewy, S., Stockli, D.F. 2016. Early Miocene subduction in the western Mediterranean: Constraints from Rb-Sr multimineral isochron geochronology, 17, 5, 1842–1860.
- Klassen, L., Pétrequin, P., Grut, H. 2007. Haches plates en cuivre dans le Jura français. Transferts à longue distance de biens socialement valorisés pendant les IV et III millénaires. *Bulletin de la Société préhistorique française*, Tome, 104(1), 101–124.
- Koepke, J., Seidel, E., Kreuzer, H. 2002. Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos*, 65, 1–2, 183–203.
- Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B.S., Gméling, K. 2012. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, 53, 235–270.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. 1981. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 241–254.
- Köck, V., Koller, F. 1989. Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. *Chemical Geology*, 77, 209–227.
- Kozur, H., Aydın, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C., Kuru F. 2000. New stratigraphic results from the Paleozoic and Early Mesozoic of the Middle Pontides (Northern Turkey). *Geologia Croatica*, 53, 209–268.
- Kramer, J., Abart, R., Müntener, O., Schmid, S.M., Stern, W.B. 2003. Geochemistry of metabasalts from ophiolitic and adjacent distal continental margin units: Evidence from the Monte Rosa region (Swiss and Italian Alps). *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 83, 217–240.

- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B., Nicollet, C. 2013. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology*, 343, 38–54.
- Lahondère, D., Guerrot, C. 1997. Datation Sm–Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine: un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. *Géologie de la France*, 3, 3–11.
- Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 148, 825–833.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *European Journal Mineralogy*, 9, 623–651.
- Leal, N., Pedro, J., Moita, P., Fonseca, P., Araújo, A., Munhá, J. 1997. Metamorfismo nos sectores meridionais da Zona de Ossa-Morena: Actualização de conhecimentos. En: Araújo, A., Pereira, M.F., (Eds.), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, p. 119–132. Universidade de Évora.
- Lee, C.T.A., Brandon, A.D., Norman, M. 2003. Vanadium in peridotites as a proxy of Paleo-fO₂ during partial melting: prospects, limitations and implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 3045–3064.
- Lee, C.T.A., Leeman, W.P., Canil, D., Li, Z.X.A. 2005. Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions. *Journal of Petrology*, 46, 2313–2336.
- Le Maux, N. 2010. Les lames de hache en rochestenaces et en grèsquartzite de la Basse vallée de la Seine (de Paris au Havre), pour toute l'occupation néolithique. En: Billard, C., Legris, M., (dir), *Premiers néolithiques de l'Ouest, Actes du colloque Interrégional sur le Néolithique*. Le Havre, 9 au 10 novembre 2007, p. 237–271. Rennes: Presses Universitaires de Rennes.
- Le Moigne, J., Lagabrielle, Y., Whitechurch, H., Girardeau, J., Bourgois, J., Maury, R.C. 1996. Petrology and geochemistry of the ophiolitic and volcanic suites of the Taitao Peninsula – Chile Triple Junction Area. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 43–58.
- Lemoine, M. 1985. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 126–137.

- Lemoine M., Boillot, G., Tricart, P. 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. *Geology*, 15, 622–625.
- Li, Y.H., Schoonmaker, J., 2003. 7.01 Chemical composition and mineralogy of marine sediments. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 7: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. En: Mackenzie, F.T., (Ed.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Science Ltd., p. 1–35.
- Li, X.H., Faure, M., Lin, W., Manatschal, G. 2013. New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust: The Chenaillet Ophiolite in the Western Alps. *Lithos*, 160-161, 283–291.
- Liberi, F., Morten, L., Piluso, E. 2006. Geodynamic significance of ophiolites within the Calabrian Arc. *Island Arc*, 15, 26–43.
- Lillios, K. L. 1997. Amphibolite tools of the Portuguese Copper Age (3000-2000 B1. C.): A geoarchaeological approach to prehistoric economics and symbolism. *Geoarchaeology: International Journal*, 12(2), 137–163.
- Lillios, K. L. 2000. A biographical approach to the ethnogeology of late prehistoric Portugal. *Trabajos de Prehistoria*, 57, 18–28.
- Lomba Maurandi, J. 1989. Los Blanquizares de Lébor lo colectivo y o individual una revisión crítica. *Anuales de Prehistoria y Arqueología*, 5–6, 69–79.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Müntener, O. 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado–Filabride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13, 327–332.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez-Pugnaire, M. T., Azor, A., Fernández-Soler, J. M. 2003. Phase diagram sections applied to amphibolites: A case study from the Ossa-Morena/Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif). *Lithos*, 68, 1–21.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Trommsdorff, V., Gómez-Pugnaire, M.T., Garrido, C.J., Müntener, O., Connolly, J.A.D. 2005. Petrology of titanian clinohumite and olivine at the high-pressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 627–646.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez-Pugnaire, M.T., Garrido, C.J., Padrón-Navarta, J.A., Mellini, M., 2009. Breakdown mechanisms of titanclinohumite in antigorite serpentinite (Cerro del Almirez massif, S. Spain): a petrological and TEM study. *Lithos*, 107, 216–226.
- Lozano, J. A., Morgado, A., Puga, E., Martín-Algarra, A. 2010. Explotaciones del sílex <Turón> (Málaga, España): Localización y características petrológicas y geoquímicas. *Geogaceta*, 48, 163–166.

- Lozano, J. A., Morgado, A., Martín-Algarra, A., Aguayo, P., Moreno, F., García, D., Terroba, J. 2010. La explotación prehistórica e histórica de la montaña de Malaver (Ronda, España): Un patrimonio minero singular. En: Romero Macías, E., (Ed.), Patrimonio Geológico y Minero. Una apuesta por el desarrollo local sostenible. XI Congreso Internacional de Patrimonio Geológico y Minero, p. 431–442. Huelva: Collectanea 152, Universidad de Huelva.
- Lozano, J.A., Puga, E., Garcia-Casco, A., Martínez-Sevilla, F., Contreras Cortés, F., Carrasco Rus, J., Martín-Algarra, A. 2017. First evidence of prehistoric eclogite quarrying for polished tools and their circulation on the Iberian Peninsula. *Geoarchaeology*, 33, 364–385.
- MacLeod, C., Searle, R.C., Murton, B.J., Casey, J.F., Mallows, C., Unsworth, S.C., Achenbach, K.L., Harris, M. 2009. Life cycle of oceanic core complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 333–344.
- Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Villa, I.M., Keller, F., Capiez, P. 2004. The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): an intra-oceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, 203, 273–303.
- Mahoney, J.J., Frei, R., Tejada, M.L.G., Mo, X.X., Leat, P.T., Nägler, T.F. 1998. Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor. *Journal of Petrology*, 39, 1285–1306.
- Malatesta, C., Gerya, T., Scambelluri, M., Federico, L., Crispini, L., Capponi, G. 2011. Serpentinite channel and the role of serpentinite buoyancy for exhumation of HP rocks. Constraints from the HP-Voltri metaophiolites (Western Alps, Italy). : *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13. EGU General Assembly 2011 (EGU2011-2133-1).
- Malpas, J., Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Reynolds, P.H. 2003. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung Zangbo ophiolites, Southern Tibet. En: Dilek, Y., Robinson, P.T., (Eds.), *Ophiolites in the Earth History*, The Geological Society, London, Special Publications 218, p. 191–206.
- Maluski, H., Rajlick, P., Matte, P.H. 1993. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Inner Carpathian Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223, 313–337.
- Manatschal, G., Müntener, O. 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, 473, 4–19.
- Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y. 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: an ancient analogue for an Oceanic Core Complex? *Lithos*, 124, 169–184.
- Mandl, G., Ondrejicka, A. 1991. Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den nördlichen Kalkalpen-ein Vorbericht. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 134, 309–318.

- Mandl, G., Ondrejicka, A. 1993. Radiolarite und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der NKA. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 136, 841–871.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez-Pugnaire, M.T. 2013. Element mobility from seafloor serpentinization to high-pressure dehydration of antigorite in subducted serpentinite: Insights from the Cerro del Almirez ultramafic massif (southern Spain). *Lithos*, 178, 128–142.
- Martín-Algarra, A. 1987. *Evolución Geológica Alpina del Contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 1171 pp.
- Martín-Algarra, A., Messina, A., Perrone, V., Russo, S., Maate, A., Martín-Martín, M. 2000. A lost realm in the internal domains of the Betic-Rif Orogen (Spain and Morocco): Evidence from conglomerates and consequences for Alpine geodynamic evolution. *The Journal of Geology*, 108, 447–467.
- Martín-Algarra, A. Vera Torres, J.A. 2004. La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: Vera, J.A., (Ed.). *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, p. 890.
- Martín-Algarra, A., Díaz de Federico, A., Puga, E, González Lodeiro, F. 2004. Rasgos generales. Complejo Nevadofilábride. En: Vera, J.A. (Ed), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid. 890 pp.
- Martín-Algarra, A., Mazzoli, S., Perrone, V., Rodríguez-Cañero, R. 2009a. Variscan tectonics in the Malaguide complex (Betic Cordillera, southern Spain): stratigraphic and structural Alpine versus pre-Alpine constraints from the Ardales area (province of Malaga). II. Structure. *The Journal of Geology*, 117, 263–284.
- Martín-Algarra, A., Mazzoli, S., Perrone, V., Rodríguez-Cañero, R., Navas-Parejo, P. 2009b. Variscan tectonics in the Malaguide complex (Betic Cordillera, southern Spain): stratigraphic and structural Alpine versus pre-Alpine constraints from the Ardales area (province of Malaga). I. Stratigraphy. *The Journal of Geology*, 117, 241–262.
- Martín-Martín, M., 1996. *El Terciario del Dominio Malaguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE España): Estratigrafía y Evolución Paleogeográfica*. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A., Sena-Kiel, J. 1997a. El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (prov. de Murcia, SE de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, 265–280.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Serra-Kiel, J. 1997b. La formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 325, 861–868.

Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Caracuel, J.E., Estévez, A., Martín-Algarra, A., Sandoval, J. 2006. Tectonic framework and extensional pattern of the Maláguide Complex from Sierra Espuña (Internal Betic Zone) during Jurassic–Cretaceous: implications for the Westernmost Tethys geodynamic evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 95, 815–826.

Martín Rojas, I. 2006. *Las Unidades Internas del Sector de la Sierra de Gádor: Estructura y Evolución Geodinámica*. Tesis doctoral, Universidad de Alicante, 398 pp.

Martínez-Martínez, J.M. 1986. *Evolución Tectono-Metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el Sector de Unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filábrides (Cordilleras Béticas)*. Tesis Cuadernos de Geología, Universidad de Granada, nº 123, 233 pp.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanyá, J. C. 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21, 1–20.

Martínez-Martínez, J.M., Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., Gil-Crespo, P.P. 2010. Geological relationships and U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado–Filábride complex (western Sierra Nevada, Spain): Tectonic implications. *Lithos*, 119, 238–250.

Martínez-Sevilla, F., Morgado, A., Jiménez Cobos, F., Gutiérrez Rodríguez, M., López García, A., Lozano, J. A., Carrasco Rus, J. 2016. Knapping methods and techniques in the bracelets quarry of Cortijo Cevico (Loja, Granada). *Journal of Lithic Studies*, 3, 45–65.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A. 1999. Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616–618.

Mazzoli, S., Martín-Algarra, A. 2011. Deformation partitioning during transpressional emplacement of a “mantle extrusion wedge”: The Ronda peridotites, Western Betic Cordillera, Spain. *Journal of the Geological Society*. 168, 373–382.

Mazzoli, S., Martín-Algarra, A., Reddy, S., Sánchez-Vizcaino, V.I., Fedele, I., Noviello, A. 2013. The evolution of the footwall to the Ronda subcontinental mantle peridotites: Insights from the Nieves Unit (western Betic Cordillera). *Journal of the Geological Society*, 170, 385–402.

McDonough, W.F., Sun, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.

Meckel, T.A., Coffin, M.F., Mosher, S., Symonds, P., Bernardel, G., Mann, P. 2003. Underthrusting at the Hjort Trench, Australian-Pacific plate boundary: Incipient subduction? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 1099.

- Mendia, M., Gil Ibarguchi, J. I., Abalos, B. 2001. Evolución metamórfica PT-d-t y significado geodinámico de la unidad eclogítica del complejo de Cabo Ortegal (NO de España). Cuadernos Lab. Seológico de Laxe., Coruña, 26, 155–178.
- Menzies, M.A., Long, A., Ingram, G., Tatnell, M., Janecky, D. 1993. MORB peridotite-sea water interaction: experimental constraints on the behaviour of trace elements, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios. Geological Society, London, Special Publications, 76, 309–322.
- Mével, C. 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Géoscience*, 335, 825–852.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R. 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 3–15.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B. 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Géoscience* 338, 92–114.
- Michael, P.J., Langmuir, C.H., Dick, H.J.B., Snow, J.E., Goldstein, S.L., Graham, D.W., Lehnert, K., Kurras, G., Jokat, W., Mühe, R., Edmonds, H.N. 2003. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature*, 423, 956–961.
- Miyashiro, A. 1973. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 218–224.
- Miyashiro, A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83, 249–281.
- Miyashiro, A., Shido, F., Ewing, M. 1969. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30°N. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 23, 117–127.
- Moita, P., Pereira, M. F., Santos, J. F. 2005. Tonalites from the Hospitais Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal). I: Geological setting and petrography. *Geogaceta*, 37, 51–54.
- Molina, F., Nájera, T., Aranda, G., Sánchez, M., Haro, M. 2005. Recent fieldwork at the Bronze Age fortified site of Motilla del Azuer (Daimiel, Spain). *Antiquity*, 79, 223–235.
- Molli, G. 2008. Northern Apennine–Corsica orogenic system: an updated view. En: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (Eds.), *Tectonic Aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian System*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 298, p. 413–442.

- Monié, P., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Goffe, B., Jabaloy, A. 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society London*, 148, 289–297.
- Monnier, C., Girardeau, J., Pubellier, M., Polve, M., Permana, H., Bellon, H. 1999. Petrology and geochemistry of the Cyclops ophiolites (Irian Jaya, East Indonesia): consequences for the Cenozoic evolution of the north Australian margin. *Mineralogy and Petrology*, 65, 1–28.
- Monnier, C., Girardeau, J., Permana, H., Rehault, J.-P., Bellon, H., Cotten, J. 2003. Dynamics and age of formation of the Seram-Ambol ophiolites (Central Indonesia). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, 529–543.
- Montanini, A., Tribuzio, R., Vernia, L. 2008. Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent–ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy). *Lithos*, 101453–479.
- Morata Céspedes, D. 1993. *Petrología y Geoquímica de las Ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 343 pp.
- Morgado, A., Lozano, J. A., Pelegrin, J. 2011. Las explotaciones prehistóricas del sílex de la Formación Milanos (Granada, España). *Menga: Revista de Prehistoria de Andalucía*, 2, 135–155.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 68, 95–111.
- Morishita, T., Hara, K., Nakamura, K., Sawaguchi, T., Tamura, A., Arai, S., Okino, K., Takai, K., Kumagai, H. 2009. Igneous, alteration and exhumation processes recorded in abyssal peridotites and related fault rocks from an oceanic core complex along the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, 50, 1299–1325.
- Morris, A., Anderson, M.W., Robertson, A.H.F., Al-Riyami, K. 2002. Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite (Baër-Bassit, Syria). *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 247–261.
- Morten, L., Puga, E. 1983. Augite to chloromelanite transformation in ophites from the Subbetic Zone, Betic Cordilleres, Spain. *Periodico di Mineralogia. Roma*, 52, 355–367.
- Morten, L., Bargossi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E., Díaz de Federico, A. 1987. Metagabbro and associated eclogites in the Lubrin area, Nevado-Filabride Complex, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 155–174.
- Munhá, J., Ribeiro, A. 1986. Metamorphic evolution of kyanite–eclogites and related high-grade rocks of the Bragança Massif (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Maleo*, 2, 31.
- Nakajima, K., Arima, M. 1998. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu–Bonin–Mariana arc, Island Arc, 7, 359–373.

- Nieto, J.M. 1996. *Petrología y Geoquímica de los Ortogneises del Complejo del Mulhacén, Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 211 pp.
- Nieto, J.M., Puga, E., Díaz de Federico, A., Sánchez Rodríguez, D., Gebauer, E., Jagoutz, E., Monie, P. 1997a. Petrological, geochemical and geochronological constraints on the geodynamic evolution from the Hercynian to Alpine orogeny in the Mulhacén Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 4, 85–86.
- Nieto, J.M., Puga, E., Monie, P., Díaz de Federico, A., Jagoutz, E. 1997b. High-pressure metamorphism in meta-granites and orthogneisses from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). *Terra Nova Abstract, Supplement*, 1, 22–23.
- Nieto, J.M., Jagoutz, E., Puga, E., Díaz de Federico, A. 1997c. Sm-Nd isotopic disequilibrium in eclogites from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). *Terra Nova Abstract, Supplement*, 1, 22.
- Nieto, J.M., Puga, E., Díaz de Federico, A. 2000. Late Variscan pyroclastic rocks from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). En: Leyrit, H., Montenat, Ch (Eds.), *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, p. 217–234.
- Nijhuis H.J. 1964. *Plurifacial Alpine Metamorphism in the Southeastern Sierra de los Filabres South Lubrin SE Spain*. Tesis doctoral, Universidad de Amsterdam, 151 pp.
- Niu, Y. 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45, 2423–2458.
- Niu, Y., Langmuir, C.H., Kinzler, R.J. 1997. The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 152, 251–265.
- Obata, M. 1980. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase- lherzolite facies and the P-T trajectories of high temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21, 533–572.
- Odiozola, C. P., Linares Catela, J. A., Hurtado, V. 2010. Variscite source and source analysis: Testing assumptions at Pico Centeno (Encinasola, Spain). *Journal of Archaeological Science*, 37, 3146–3157.
- O'Hanley, D.S. 1991. Fault-related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallisation during serpentinitisation. *Canadian Mineralogist*, 29, 21–35.
- Olivier, N., Boyet, M. 2006. Rare earth and trace elements of microbialites in Upper Jurassic coral- and sponge-microbialite reefs. *Chemical Geology* 230, 105–123.
- Orozco-Köhler, T. 2000. Aprovechamiento e Intercambio: Análisis petrológico del utillaje pulimentado en la Prehistoria Reciente del País Valenciano (España). *British Archaeological Reports, International Series*, 867.

- Orozco-Köhler, T. 2004. Materiales líticos pulimentados. En: Martín Socas, D., Cámlich Massieu, M. D., González Quintero, P., (Eds.), *La Cueva del Toro Sierra de El Torcal-Antequera-Málaga*. Junta de Andalucía, p. 161–174.
- Orueta, D. 1917. Estudio petrográfico de la Serranía de Ronda. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 32, 1–576.
- Ottonello, G., Joron, J.L., Piccardo, G.B. 1984. Rare earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks: II. Ligurian peridotites and associated basalts. *Journal of Petrology*, 25, 373–393.
- Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., Jabaloy, A., Capitani, G.C., Mellini, M. 2008. Highly ordered antigorite from Cerro del Almiraz HP–HT serpentinites, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 679–688.
- Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., 2011. Metamorphic record of high-pressure dehydration of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite in a subduction setting (Cerro del Almiraz, Nevado–Filábride Complex, Southern Spain). *Journal of Petrology*, 52, 2047–2078.
- Palandri, J.L., Reed, M.H. 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1115–1133.
- Pamić, J. 2002. The Sava-Vardar Zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar Ocean. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 95, 99–113.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., Thirwall, M.F., Johnson, K.T.M., Ingram, G. 1992. Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc, Leg 125. En: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., (Eds) *Proceedings of ODP Science Results, vol. 125*. Ocean Drilling Program, College Station, p. 487–506.
- Parlak, O. 2016. The taurine ophiolite of Anatolia (Turkey): A review. *Journal of Earth Science*, 27, 6, 901–934.
- Parrot, J.F. 1980. The Baër-Bassit (Northwestern Syria) ophiolitic area. *Ofioliti*, 2, 279–295.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G., Harvey, J. 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology*, 234, 179–210.
- Pe-Piper, G., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K. 2004. Evolution of boninites and island-arc tholeiites in the Pindos Ophiolite, Greece. *Geological Magazine*, 141, 455–469.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (Ed.), *Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, Chichester, England. p. 528–548.

Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Short Course Notes. Geological Association of Canada, 12, 79–113.

Pearce, J.A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. En: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Geological Society of America Special Paper, 373, 269–293.

Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search of the Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.

Pearce, J.A. 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10, 101–108.

Pearce, J.A., Peate. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285.

Pearce, J.A., Robinson, P.T. 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*, 18, 60–81.

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., Apraiz, A., Chichorro, M., Silva, J. B., Armstrong, R. A. 2010. Exhumation of high-pressure rocks in northern Gondwana during the Early Carboniferous (Coimbra–Cordoba shear zone, SW Iberian Massif): Tectonothermal analysis and U–Th–Pb SHRIMP in situ zircon geochronology. *Gondwana Research*, 17, 440–460.

Pérez Rodríguez, M. 1998. La producción de instrumentos de trabajo pulimentados en el territorio de la Banda Atlántica de Cádiz. *Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social*, 1, 97–124.

Pérez Rodríguez, M., Domínguez-Bella, S., Morata, D., Ramos, J. 1998. La industria lítica pulimentada en la Prehistoria Reciente de la Banda Atlántica de Cádiz. Estudio de áreas fuente y relaciones entre litologías y yacimientos. *Cuaternario y Geomorfología*, 12, 57–67.

Perfit, M.R., Fornari, D.J., Smith, M.C., Bender, J.F., Langmuir, C.H. y Haymon, R.M. 1994. Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes. *Geology*, 22, 375–379.

Perrone, V., Martín-Algarra, A., Critelli, S., Decandia, F.A., D'errico, M., Estévez, A., Iannace, A., Lazzarotto, A., Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Mazzoli, S., Messina, A., Mogelli, G., Vitale, S., Zaghoul N.M. 2006. “Verrucano” and “Pseudoverrucano” in the Central-Western Mediterranean Alpine Chains. En: Moratti, G., Chalouan, A. (Eds.), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*. Geological Society. Special Publications 262, London, p. 1–43.

- Peters, T., Mercolli, I. 1998. Extremely thin oceanic crust in the Proto-Indian Ocean: evidence from the Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman. *Journal of Geophysical Research*, 103, 677–689.
- Pétrequin, J. 1995. Hache de Pierre carrières de pierre et échange de lames polies pendant le Néolithique (5400-2100 av. J.-C.), éd. Paris: Errance.
- Pétrequin, P., Jeunesse, C. 1995. La hache de Pierre. Carrières vosgiennes et échages de lames polies pendant le Néolithique (5400-2100 av. J.-C.).
- Pétrequin, P., Cassen, S., Croutsch, C., Weller, O. 1997. Haches alpines et haches carnacéennes dans l'Europe du Ve millénaire. *Notae Praehistoricae*, 17, 135–150.
- Pétrequin, P., Pétrequin, A. N., Errera, M., Jaime Riveron, O., Bailly, M., Gauthier, E., Rossi, G. 2008. Premiers épisodes de la fabrication des longues haches alpines: Ramassage de galets ou choc thermique sur des blocs? *Bulletin de la Société préhistorique française*, 105, 309–334.
- Pétrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klasen, L., Sheridan, A., Pétrequin, A. M. 2012. JADE Grandes haches alpines du Néolithique européen. V et IV millénaires av. J.-C. Besançon, Presses Universitaires de Franche-Comté et Centre de Recherche Archéologique de la Vallée de l'Ain, p.1524.
- Piccardo, G.B. 2008. The Jurassic Ligurian Tethys, a fossil ultraslow-spreading ocean: the mantle perspective. *Geological Society of London, Special Publications*, 293, 11–34.
- Piccardo, G.B., Vannucci, R., Guarnieri, L. 2009. Evolution of the lithospheric mantle in an extensional setting: Insights from ophiolitic peridotites. *Lithosphere*, 1, 81–87.
- Plank, T., Langmuir, C.H. 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325–394.
- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P., Thirlwall, M. 2006. Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34, 981–984.
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R.D., Menot, R. P., Cornichet, J., Iglesias Ponce de León, M. 1990. Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, 177, 263–292.
- Pin, C., Ortega Cuesta, L. A., Gil Ibarguchi, J. I. 1992. Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian Massif: Nd isotope and trace-element constraints. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, 483–494.
- Portugal, M., Ferreira, J.T., Puga, E., Díaz de Federico, A. 1988. Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic chain (SE Spain). *II Congreso Geológico de España*, 2, 55–58.

- Portugal Ferreira, M., Morata, D., Puga, E., Demant, A., Aguirre, L., 1995. Evolución geoquímica y temporal del magmatismo básico mesozoico en las zonas externas de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 51, 109–118.
- Powell, R., Holland, T.J.B. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry: *American Mineralogist*, 79, 120–133.
- Prichard, H. M., Cann, J. R. 1982. Petrology and mineralogy of dredged gabbro from Gettysburg Bank, Eastern Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 46–55.
- Priem, H. N., Boelruk, N.A., Hebeda, E.H., Verschure, R.H. 1966. Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneiss (South-Eastern Sierra de los Filabres). *Geologie en Mijnbouw*, 45, 184–187.
- Principi, G., Bortolotti, V., Chiari, M., Cortesogno, L., Gaggero, L., Marcucci, M., Sacconi, E., Treves, B. 2004. The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the Western Tethys oceanic basin: a review. *Ophioliti*, 29, 177–211.
- Puga, E. 1976. *Investigaciones Petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 269 pp.
- Puga, E. 1977. Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du sud) d'eclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mesozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 285, 1379–1382.
- Puga, E. 1987. Enclaves de micaschistes à silicates d'alumine dans les roches volcaniques basiques mésozoïques de la Cordillère Subbétique: premiers témoins d'un socle, non affleurant, dans les Zones Bétiques Externes (Espagne du Sud). *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 305 (II), pp. 1503–1506.
- Puga, E. 1990. The Betic Ophiolitic Association (Southeastern Spain). *Ophioliti*, 15, 97–117.
- Puga, E. 2005. A reappraisal of the Betic Ophiolitic Association: The westernmost relic of the Alpine Tethys Ocean. En: Finetti, I.R. (Ed.), *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. CROP 1 Volume. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, p. 665–704.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. 1976. Pre-Alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Cuadernos de Geología*, 7, 161–171.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. 1978. Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. En: *Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán*. Secretariado de Publicaciones. Universidad de Granada, p. 79–111.

- Puga, E., Díaz de Federico, A., Fontboté, J.M. 1974. Sobre la individualización y sistematización de unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geológicos*, 30, 453–548.
- Puga, E., Morten, L., Bondi, M., Bargossi, J.M., Ruiz Cruz, M.D., Diaz de Federico, A. 1983. Metamorphosed "ophites" from Archidona region, Subbetic Zone, Spain. *Estudios geológicos*, 39, 307–317.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Morten, L., Bargossi, G.M. 1984. La Formación Soportújar del Complejo de Sierra Nevada: características petrológicas y geoquímicas. *Tectonoprint*, Bologna, 1–17.
- Puga, E.; Van de Fliert, J.R.; Torres Roldan, R.L.; Saez de Galdeano, C. 1988. Attempts of whole-rock K/Ar dating of Mesozoic volcanic and hypabissal igneous rocks from the Central Subbetic (Southern Spain): A case of differential Argon loss related to very low-grade metamorphism. *Estudios geológicos*, 44, 47-59.
- Puga, E., Portugal, M., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M., Morten, L. 1989a. The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the Meozoic. *Geodinamica Acta*, 3, 253–266.
- Puga, E., Díaz De Federico, A., Bargossi, G.M., Morten, L. 1989b. The Nevado–Filabride metaophiolitic association in the Cóbdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geodinamica Act* 3, 17–36.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Fediukova, E., Bondi, M., Morten, L. 1989C. Petrology geochemistry and metamorphic evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada Betic Cordilleras southeastern Spain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 69, 435–455.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bodinier, J. L., Monier, P., Morten, L., 1991a. The Betic ophiolitic eclogites Nevado–Filabride Complex, SE Spain. *Terra Nova Abstract*, 2nd Eclogite Field, Symposium, 9–10.
- Puga, E., Bodinier, J.L., Diaz de Federico, A., Leblanc, M., 1991b. Ultramafic rocks from the Nevado–Filabride Ophiolitic Association: residual mantle peridotites and pyroxenites veins affected by multistage metasomatism and metamorphism. *IGCP Project 256, Granada Meeting*, 2–5.
- Puga, E., Díaz De Federico, A., Demant, A. 1995a. The eclogitized pillows of the Betic Ophiolitic Association: relics of the Tethys ocean floor incorporated to the Alpine Chain after subduction. *Terra Nova*, 7, 32–43.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Leblanc, M., Morten, L., Bodinier, J.L., 1995b. Oceanic serpentinization and rodingitization processes in the ultramafic sequence of the Betic Ophiolitic Association Mulhacen Complex, SE Spain. *2nd International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*. Granada, p. 51.

Puga, E.; Nieto J. M., Díaz de Federico, A., Portugal, M., Reyes, E. 1996a. The intra-orogenic Soportújar Formation of the Mulhacén Complex: evidence for the polycyclic character of the Alpine orogeny in the Betic Cordilleras. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 129-162.

Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A., Jagoutz, E., Monié, P., Portugal, M. 1996b. Geodynamic evolution of the genetic setting of the pre-Alpine orthoderived rocks from the Mulhacén Complex (Betic Cordilleras, SE Spain). *Geogaceta*, 20, 609–612.

Puga, E., Bodinier, J.L., Díaz de Federico, A., Morten, L., Nieto, J.M. 1997. Pseudo-spinifex meta-ultramafic rocks containing eclogitized rodingite dykes in the Betic Ophiolitic Association (SE Spain): evidence of Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 4, 98–99.

Puga, E., Ruiz Cruz, M.D., Díaz De Federico, A. 1999a. Magnetite–silicate inclusions in olivine of ophiolitic meta-gabbros from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Canadian Mineralogist*, 37, 1191–1209.

Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A., Bodinier, J.L., Morten, L. 1999b. Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): evidence of Eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49, 107–140.

Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A. 2000. Contrasting P–T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain). *Canadian Mineralogist* 38, 1137–1161.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M. 2002a. Tectono-stratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic Zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15, 23–43.

Puga, E., Ruiz Cruz, M.D., Díaz de Federico, A. 2002b. Polymetamorphic amphibole veins in metabasalts from the Betic Ophiolitic Association (SE Spain): relics of oceanfloor metamorphism preserved throughout the Alpine Orogeny. *Canadian Mineralogist*, 40, 67–83.

Puga E., Fanning M., Nieto J.M., Díaz de Federico A. 2003. Datación U-Pb con SHRIMP de circones de las eclogitas ofiolíticas del Complejo del Mulhacén (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 33, 131–134.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M., Díaz Puga, M.A., Rodríguez Martínez Conde, J.A., Manteca Martínez, J.I. 2004. Argumentos petrológicos y geoquímicos para la subdivisión del Complejo Nevado-Filábride en los Complejos del Veleta y del Mulhacén. VI Congreso Geológico de España, Zaragoza (España). *Geo-Temas*, 6, 101–104.

Puga, E., Fanning, C.M., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A. 2005. New recrystallization textures in zircons generated by ocean-floor and eclogite facies metamorphism: a

cathodoluminescence and U–Pb SHRIMP study with constraints from REE elements. *Canadian Mineralogist*, 42, 183–202.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M., Díaz Puga, M.A. 2007. Petrología, evolución geodinámica y georrecursos del Espacio Natural de Sierra Nevada. *Estudios geológicos*, 63, 19–40.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M., Díaz Puga, M.A., Rodríguez Martínez-Conde, J.A. 2009. The Betic Ophiolitic association: A very significant geological heritage that needs to be preserved. *Geoheritage*, 1, 11–31.

Puga, E., Beccaluva, L., Bianchini, G., Díaz de Federico, A., Díaz Puga, M.A., Alvarez-Valero, A., Galindo-Zaldívar, J., Wijbrans, J.R. 2010. First evidence of lamprophyric magmatism within the Subbetic Zone (Southern Spain). *Geologica Acta*, 8, 1–20.

Puga, E., Fanning, C.M., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M., Beccaluva, L., Bianchini, G., Díaz Puga, M.A. 2011. Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: Inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos*, 124, 255–272.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Rodríguez Martínez-Conde, J. A., Lozano, J. A., Díaz Puga, M. A. 2013. The patrimonial value of the Betic Ophiolites: Rocks from the Jurassic Ocean floor of the Tethys. *Seminario SEM*, 10, 112–129.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Fanning, M., Nieto, J.M., Rodríguez Martínez-Conde, J.A., Díaz Puga, M.A., Lozano, J.A., Bianchini, G., Natali, C. y Beccaluva, L. 2017. The Betic ophiolites and the mesozoic evolution of the western Tethys. *Geosciences*, 7, 31.

Ramos Muñoz, J., Domínguez Bella, S., Morata Céspedes, D., Pérez Rodríguez, M., Montañés Caballero, M., Castañeda Fernández, V., García Pantoja, M. E. 1998. Aplicación de las técnicas geoarqueológicas en el estudio del proceso histórico entre el V y III milenios A.N.E. en la Comarca de La Janda (Cádiz). *Trabajos de Prehistoria*, 55, 163–176.

Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. 1995. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennines, Italy). *Journal of Petrology*, 36, 81–105.

Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. 1996. Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 61–76.

Rampone, E., Hofmann, A.W., Raczek, I. 1998. Isotopic constraints within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle–crust link. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 175–189.

Rampone, E., Romairone, A., Abouchami, W., Piccardo, G.B., and Hofmann, A.W. 2005. Chronology, petrology, and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites

- (Ligurian Alps, Italy): Records of late Palaeozoic lithospheric extension: *Journal of Petrology*, 46, 799–827.
- Rampone, E., Borghini, G., Romairone, A., Abouchami, W., Class, C., Goldstein, S.L. 2014. Sm–Nd geochronology of the Erro-Tobbio gabbros (Ligurian Alps, Italy): Insights into the evolution of the Alpine Tethys. *Lithos*, 205, 236–246.
- Rautenschlein, M., Jenner, G.A., Hertogen, J., Hofmann, A.W., Kerrich, R., Schmincke, H.U., White, W.M. 1985. Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki Canyon, Cyprus: implications for the origin of the Troodos ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 369–383.
- Read, C., Grapes, R., Lillios, K. 1997. Chemical analyses and petrography of amphibolite implements and possible Source Rocks from Western Iberia. Analytical Facility Publication N^o, 20. Wellington, New Zealand: Victoria University of Wellington Press.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Weyhenmeyer, C. E. 2004. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029–1058.
- Ribbe, P.H. 1979. Titanium, fluorine, and hydroxyl in the humite minerals. *American Mineralogist*, 64, 1027–1035.
- Ricou, L.E. 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Revue de Géographie Physique et de Physique Geologie et Dynamique*, 13, 327–350.
- Ricq-de Bouard, M. 1985. Identification Petrographique et Origine des Outils en Pierre Polie des Sites de Chalain et Clairvaux. In *Musee de Lons-le-Saunier, Presentation des Collections du Musee de Lons-le-Saunier. 1: Neolithique, Chalain-Clairvaux Fouilles Anciennes* (pp. 141–143). Lons-le-Saunier: Musee Municipa.
- Ricq-de Bouard, M. 1988. L'outillage de Pierre Polie du Chasseen du Languedoc Oriental: Origine et Circulation des Matieres Premieres. In *Chasseen en Lanquedoc Oriental. Actes des Journees & Etudes de Montpellier, Octobre 1985*. Montpellier, 361–365.
- Ricq de Bouard, M. 1990. Les roches employées dans l'outillage polinolithique des regions méditerranéennes voisines des Alpes. *Bulletin du Centre Genovois d'Anthropologie*, 2, 71–78.
- Ricq-de Bouard, M., Compagnoni, R., Desmons, J., Fedele, F. G. 1990. Les roches alpines dans L'outillage polineolithique de la France mediterraneenne. *Gallia Prehistoire*, 32, 125–149.
- Ricq-De Bouard, M., Compagnoni, R. 1991. La circulation des outils polis en écloite alpine au IV^e millénaire: Premières observations relatives au sud-est de la France et à quelques sites plus septentrionaux. Identité du Chaséen. *Actes du Colloque*

International de Nemours, 1989. Mémoires du Musée de Préhistoire d'Île-de-France, 4, 273–280.

Rioux, M., Garber, J., Bauer, A., Bowring, S., Searle, M., Kelemen, P., Hacker, B. 2016. Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: New constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision U–Pb zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 185–195.

Riquelme Cantal, J. A. 2002. Cueva de las Ventanas. *Historia y Arqueología*. Excmo. Ayuntamiento de Piñar (Granada).

Risch, R. 1995. Recursos naturales y sistemas de producción en el Sudeste de la Península Ibérica entre el 3000 y 1000 A.N.E. (Tesis doctoral). Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.

Risch, R., Martínez Fernández, F. 2008. Dimensiones naturales y sociales de la producción de hachas de piedra en el Noreste de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria*, 65, 47–61.

Risch, R. 2011. Social and economic organisation of stone axe production and distribution in the western Mediterranean. En: Davis, V., Edmonds, M., (Eds.), *Stone axe studies III*. Oxbow Books, p. 99–118.

Robertson, A.H.F. 1998. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. En: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richetr, C., Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 160, p. 723–782.

Robertson, A.H.F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1–67.

Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Munoz, J.A., Zeyen, H. 2004. TRANSMED Transect II: Aquitaine basin, Pyrenees, Ebro basin, Catalan coastal ranges, Valencia trough, Balearic promontory, Algerian basin, Kabylies, Atlas, Saharan domain. En: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Verlag. p. 97–103.

Rodríguez-Aller, J. 2005. Recristalización y deformación de litologías supracorticales sometidas a metamorfismo de alta presión (Complejo de Malpica-Tuy, NO del Macizo Ibérico). *Serie Nova Terra*, 29, Laboratorio Xeolóxico de Laxe, A Coruña, 1–572.

Rodríguez-Cañero, R. 1993. *Contribución al Estudio de los Conodontos del Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordillera Bética)*. Tesis doctoral, Universidad de Málaga, 474 pp.

Rodríguez-Cañero, R., Jabaloy-Sánchez, A., Navas-Parejo, P., Martín-Algarra, A. 2017. Linking Palaeozoic palaeogeography of the Betic Cordillera to the Variscan Iberian

- Massif: new insight through the first conodonts of the Nevado-Filábride Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 1–16. doi.org/10.1007/s00531-017-1572-8
- Roger, F., Matte, Ph. 2005. Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon-A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal). *International Journal of Earth Sciences*, 94, 173–179.
- Rosas, F. M., Marques, F., Ballèvre, F., Tassinari, C. 2008. Geodynamic evolution of the SW Variscides: Orogenic collapse shown by new tectonometamorphic and isotopic data from western Ossa-Morena Zone, SW Iberia. *Tectonics*, 27.
- Rosebaum, G., Lister, G.S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107–130.
- Rubatto, D., Gebauer, D., Fanning, M. 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 269–287.
- Rubio Pascual, F. J., Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J. R., Abati, J. 2002. Contrasting high-pressure metabasites from the Santiago unit (Ordenes Complex) northwestern Iberian Massif, Spain. En: Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R. D., Arenas, R., Díaz García, F., (Eds.), *Variscan–Appalachian dynamics: The building of the Late Paleozoic basement*. Geological Society of America, Special Paper (Vol. 364, p. 105–124).
- Rubio Pascual, F. J., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R., Rodríguez Fernández, L. R., Wijbrans, J. R. 2013. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics*, 587, 207–221.
- Ruiz Cruz, M.D. 2004. Metamorfismo del Complejo Maláguide. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.
- Ruiz Cruz, M.D., Puga, E., Nieto, J.M. 1999. Silicate and ore-mineral exolutions in pseudo-pinitic olivine of the metaultramafic rocks from the Betic Ophiolitic Association: A TEM study, *American Mineralogist*, 84, 1915–1924.
- Ruiz Cruz, M.D., Puga, E., Díaz de Federico, A. 2007. Exsolution microstructures in amphiboles from metabasalts of the Betic ophiolitic association (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 19, 547–556.
- Saccani, E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6, 481–501.
- Saccani, E., Nicolae, I., Tassinari, R. 2001. Tectono-magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania): petrological and geochemical evidence. *Ophioliti*, 26, 9–22.

Saccani, E., Seghedi, A., Nicolae, I. 2004. Evidence of rift magmatism from preliminary petrological data on lower Triassic mafic rocks from the North Dobrogea Orogen (Romania). *Ofioliti*, 29, 231–241.

Saccani, E., Principi, G., Garfagnoli, F. Menna, F. 2008a. Corsica ophiolites: Geochemistry and petrogenesis of basaltic and metabasaltic rocks: *Ofioliti*, 33, 187–207.

Saccani, E., Photiades, A., Santato, A., Zeda, O. 2008b. New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar zone from the Vermion massif (northern Greece): Implication for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic basin: *Ofioliti*, 33, 65–85.

Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S. 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implications for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117, 209–228.

Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A., Zeda, O. 2011. Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian–Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic–Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, 124, 227–242.

Saccani, E., Dilek, Y., Marroni, M., Pandolfi, L. 2015. Continental margin ophiolites of Neotethys: Remnants of Ancient Ocean–Continent Transition Zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns. *Episodes Journal of International Geoscience*, 38, 4, 230–249.

Sánchez-Navas, A., García-Casco, A., Martín-Algarra, A. 2014. Pre-Alpine discordant granitic dikes in the metamorphic core of the Betic Cordillera: tectonic implications. *Terra Nova*, 26, 477–486.

Sánchez-Navas, A., Macaione, E., De Cassia Oliveira-Barbosa, R., Messina, A., Martín-Algarra, A. 2016. Transformation of kyanite to andalusite in the Benamocarra Unit (Betic Cordillera, S. Spain). Kinetics and petrological significance. *European Journal of Mineralogy*, 28, 337–353.

Sánchez-Navas, A., García-Casco, A., Mazzoni, S., Martín-Algarra, A. 2017. Polymetamorphism in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, South Spain. *The Journal of Geology*, 126, 637–657.

Sánchez-Quirante, L. 1990. Prospección arqueológica superficial del sector occidental de la Sierra de Baza: Campaña de 1990. *Anuario Arqueológico de Andalucía, II Sistemáticas*, 124–127.

Sánchez-Rodríguez, L.; Gebauer, D. 2000. Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by Early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U–Pb sensitive high resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, 316, 19–44.

- Sanz de Galdeano, C. 1997. *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monografías Tierras del Sur, Universidad de Granada, 316 pp.
- Salters, V.J.M., Stracke, A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q05B07.
- Sarifakioglu, E., Dilek, Y., Sevin, M. 2013. Jurassic-Paleogene intra-oceanic magmatic evolution of the Ankara Mélange, North-Central Anatolia, Turkey. *Solid Earth Discussions*, 5, 1941–2004.
- Sarwar, G. 1992. Tectonic setting of the Bela Ophiolites, southern Pakistan. *Tectonophysics*, 207, 359–381.
- Scambelluri, M., Müntener, O., Ottolini, L., Pettke, T.T., Vannucci, R. 2004. The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 217–234.
- Schaltegger, U., Desmurs, L., Manatschal, G., Müntener, O., Meier, M., Frank, M., Bernoulli, D., 2002. The transition from rifting to sea-floor spreading within a magma-poor rifted margin: field and isotopic constraints. *Terra Nova*, 14, 156–162.
- Schettino, A., Turco, E. 2009. Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas region. *Geophysical Journal International*, 178, 1078–1097.
- Schettino, A., Turco, E. 2010. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *GSA Bulletin*, 123, 89–105.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E. 1996. Geophysical–geological transect and tectonic evolution of the Swiss–Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036–1064.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Schreurs, G. 1997. Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. En: Pfiffner, A.O., Lehner, P., Heitzmann, P., St. Mueller, Steck, A., (Eds.). *Deep Structure of the Swiss Alps: Results from the NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 60–185.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R. 2004a. Tectonic Map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 93–117.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R. 2004b. TRANSMED transects IV, V and VI: three lithospheric transects across the Alps and their forelands. En: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The Transmed Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. 2008. The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.

- Schmidt, K., Koschinsky, A., Garbe-Schönberg, D., Carvalho (de), L.M., Seifert, R. 2007. Geochemistry of hydrothermal fluids from the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field, 15°N on the Mid-Atlantic Ridge: temporal and spatial investigation. *Chemical Geology*, 242, 1–21.
- Schmidt, S.M., Scharg, A., Handy, M.R., Rosenberg, C.L. 2013. The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. *Swiss Journal of Geosciences*, 106, 1–32.
- Schuster, R., Koller, F., Hoek, V., Hoinkes, G., Bousquet, R. 2004. Explanatory notes to age map of the metamorphic structure of the Alps—metamorphic evolution of the Eastern Alps. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 149, 175–199.
- Seghedi, A. 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. En: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *PeriTethys Memoir 6: PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle 186, 237–257.
- Seifert, K., Brunotte, D., 1996. Geochemistry of serpentinitized mantle peridotite from site 897 in the Iberia Abyssal Plain. En: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G., (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149. Ocean Drilling Program, College Station, TX, p. 413–424.
- Sengör, A.M.C. 1990. A new model for the late Palaeozoic Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. En: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. GSL Special Publication 49, p. 797–831.
- Shafaii Moghadam, H., Rahgoshay, M., Whitechurch, H. 2008. Mesozoic back-arc extension in the active margin of the Iranian continental block: constraints from age and geochemistry of the mafic lavas. *Ophiolite*, 33, 95–103.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J., Rahgoshay, M. 2010. The Dehshir ophiolite (central Iran): geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1516–1547.
- Shariff, A., Omang, K., Barber, A.J. 1996. Origin and tectonic significance of the metamorphic rocks associated with the Darvel Bay Ophiolite, Sabah, Malaysia. En: Hall, R., Blundell, D., (Eds.), *Tectonic Evolution of Southeast Asia*, The Geological Society, London, Special Publications 106, p. 263–279.
- Shervais, J.N. 1982. Ti-Y plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K., Ghazi, A.M. 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053–1067.

- Silva, P. F., Marques, F. O., Miranda, J. M., Henry, B., Mateus, A. 2001. Anisotropy of magnetic susceptibility constraints on Variscan obduction processes in the Bragança Massif (NE Portugal). *Tectonophysics*, 342, 95–119.
- Sinton, J.M., Detrick, R.S. 1992. Mid-ocean ridge magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, 97, 197–216.
- Smith, D.C. 1988. A review of the peculiar mineralogy of the “Norwegian coesite-eclogite Province”, with crystalchemical, petrological, geochemical and geodynamical notes and an extensive bibliography. En: Smith, D.C. (Ed.), *Eclogite and Eclogite-Facies Rocks*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, p. 1–206.
- Snow, J.E., Dick, H.J.B. 1995. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4219–4235.
- Snow, J.E., Hart, S.R., Dick, H.J.B. 1994. Nd and Sr isotope evidence linking mid-oceanridge basalts and abyssal peridotites. *Nature*, 371, 57–60.
- Stakes, D., Mével, C., Cannat, M., Chaput, T. 1991. Metamorphic stratigraphy of Hole 735B. *Proceedings of the O.D.P., Scientific Results*, 118, 153–180.
- Standish, J.J., Dick, H.J.B., Michael, P.J., Melson, W.G., O’Hearn, T. 2008. MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9-25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q05004.
- Stampfli, G.M., Hochard, C. 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. En: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J., (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*, The Geological Society, London, Special Publications 327, p. 89–111.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., Borel, G. 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J. 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 7–106.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D. 2004. The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. En: Cavazza, W., Roure, F.M., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The Transmed Atlas—The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin, Chapter 3, p. 53–80.
- Standish, J.J., Sims, K.W.W. 2010. Young off-axis volcanism along the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge. *Nature geoscience*, 3, 286–292.
- Standish, J.J., Dick, H.J.B., Michael, P.J., Melson, W.G., O’Hearn, T. 2008. MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9-25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, 1–39.

- Staudigel, H., Furnes, H., Smits, M. 2014. Deep biosphere record of in situ oceanic lithosphere and ophiolites. *Elements*, 10, 121–126.
- Steinmann, G. 1905. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. *Berichte der Naturforschende Gesellschaft, Freiburg im Breisgau* 16, 18–67.
- Steinmann, G. 1927. Die ophiolithischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. 14th International Geological Congress, 2, 637–688.
- Steinmann, N., Stille, P. 1999. Geochemical evidence for the nature of the crust beneath the eastern North Penninic basin of the Mesozoic Tethys ocean. *Geologische Rundschau*, 87, 633–643.
- Stern, R.J., Bloomer, S.H. 1992. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *GSA Bulletin*, 104, 1621–1636.
- Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Louvat, D. 1999. REE migration in groundwaters close to the natural fission reactor of Bangombé (Gabon) Sm-Nd isotope evidence. En: Louvat, D., Michaud, V., Maravic, H.v., (Eds). *Proceedings of the Oklo Phase II Workshop. EUR Report Series, 19137*, p. 263–272.
- Streckeisen, A.L. 1973. Plutonic Rocks: Classification and Nomenclature Recommended by the I.U.G.S. Sub-Commission on the Systematic of Igneous. Rocks, *Geo, Times*, 18, 26–30.
- Suen, C.J., Frey, F.A. 1987. Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 85, 183–202.
- Suess, E. 1888. Die Entstehung der Meere. *Deutsch. Zeitung*, 4. Januar 1888, No. 5751, Wien: Beilage.
- Suess, E. 1893. Are great ocean depths permanent? *Natural Science*, 2, 180–187.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basins*. Special Publication Geological Society of London, 42, p. 313–345.
- Thirault, E. 2001. Production, diffusion et usage des haches néolithiques dans les Alpes occidentales et le bassin du Rhône. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 98, 740–742.
- Tekeli, O., Erendil, M. 1986. Geology and petrology of the Kizildag ophiolite (Hatay). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute, Turkey (MTA)* 21, 21–37.
- Tendero, J.A., Martín-Algarra, Puga, E., Díaz de Federico, A. 1993. Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filábride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du

- Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 316, 1115–1122.
- Thöni, M. 2006. Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps—approaches, results, interpretations: a review. *Mineralogy and Petrology*, 88, 123–148.
- Tomljenovic, B. 2002. *Strukturne Znacajke Medvednice i Samoborskoj gorja*. Tesis doctoral, Universidad de Zagreb, Croacia, 208 pp.
- Tomljenovic, B., Csontos, L., Márton, E., Márton, P. 2008. Tectonic evolution of the northwestern Internal Dinarides as constrained by structures and rotation of Medvednica Mountains, North Croatia. *Geological Society of London, Special Publication*, 298, 145–167.
- Torres-Roldán, R.L. 1979. *La Evolución Tectono-Metamórfica del Macizo de los Reales (Extremo Occidental de la Zona Bética). Un Ensayo sobre el Origen de Gradientes Anómalos y de Alta Temperatura en el Dominio Cortical Alpujárride-Maláguide de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 230 pp.
- Torres-Roldán, R.L. 1981. Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (southern Spain). *Estudios Geológicos*, 37, 115-133.
- Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A. DWImager (programa para el análisis de matrices de RX). No publicado.
- Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., García-Sánchez, P.A. 2000. CSpace: an integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit wintel platforms. *Computers & Geosciences*, 26, 779–793.
- Torres Ruiz, J. 1980. *Los Yacimientos de Hierro de la Comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 321 pp.
- Tortorici, L., Catalano, S., Monaco, C. 2009. Ophiolite-bearing mélanges in southern Italy. *Geological Journal*, 44, 153–166.
- Tribuzio, R., Tiepolo, M., Thirlwall, M.F. 2000. Origin of titanian pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-type intrusive sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 281–293.
- Tribuzio, R., Thirlwall, M.F., Vannucci, R. 2004. Origin of the Gabbro–Peridotite Association from the Northern Apennine ophiolites (Italy). *Journal of Petrology*, 45, 1109–1124.
- Tubia, J. M., Gil Ibarguchi, J. I. 1991. Eclogites of the Ojen Nappe: A record of subduction in the Alpujárride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of the Geological Society*, 148, 801–804.

- Tubía, J.M., Cuevas, J., Esteban, J.J. 2003. Interpretación geodinámica del metamorfismo de ultra-alta presión en las peridotitas de Ronda. *Geogaceta*, 34, 47–50.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Esteban, J.J., Ibarra, G. 2009. Remnants of a Mesozoic rift in subducted terrane of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Journal of Geology*, 117, 71–87.
- Tucholke, B.E., Lin, J. 1994. A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research*, 99, 937–958.
- Üner, T., Çakir, U., Özdemir, Y., Arat, I. 2014. Geochemistry and origin of plagiogranites from the Eldivan Ophiolite, Çankırı (Central Anatolia, Turkey). *Geologica Carpathica*, 65, 195–205.
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Lugović, B., Schuster, R., Schaltegger, U., Bernoulli, D., Hottinger, L., Kounov, A., Fügenschuh, B., Schefer, S. 2009. Late Cretaceous intraoceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos*, 108, 106–125.
- Van Bemmelen, R.W. 1927. *Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in provincie Granada*. Tesis Doctoral, Universidad E.T.S. Delf, 176 p.
- Van den Beukel, J., Wortel, R. 1992. Ridge–trench interaction: a possible mechanism for ophiolite emplacement. *Ophioliti*, 17, 141–154.
- Vanko, D.A. 1986. High-chlorine amphiboles from oceanic rocks: product of highly-saline hydrothermal fluids? *American Mineralogist*, 71, 51–59.
- Vaquer, J., Servelle, C., Briois, F. 2007. Les haches de pierre polie du Néolithique dans le Languedoc, la zone nord-orientale des Pyrénées et la marge sud-ouest du Massif central. En: De Labriffe, P., Thirault, E., (Eds.), *Produire des haches au Néolithique de la matière première à l'abandon*. Actes de la table ronde de Saint-Germain-En-Laye 16 et 17 mars 2007, p. 191–217.
- Venturelli, G., Capedri, S., Thorpe, R.S., Potts, P.J. 1979. Rare-earth and other element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica, Western Mediterranean. *Chemical Geology*, 24, 339–353.
- Vera, J.A. 1970. Estudio estratigráfico de la depresión Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero*, 84, 429–462.
- Vera, J.A. 2001. Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 186, p. 109–143.
- Vera, J.A. 2004. Cordillera Bética y Baleares. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

- Vera, J.A., Martín-Algarra, A. 2004. Divisiones mayores y nomenclatura. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Villaseca, C., Castiñeiras, P., Orejana, D. 2015. Early Ordovician metabasites from the Spanish Central System: A remnant of intraplate HP rocks in the Central Iberian Zone. *Gondwana Research*, 27, 392–409.
- Vissers, R.L.M. Meijer, P.Th. 2012. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees?. *Earth-Science Reviews*, 101, 93–110.
- Voet, H.V. 1967. *Geological Investigations in the Northern Sierra de los Filabres Around Macael and Córdoba SE Spain*. Tesis doctoral, Universidad de Amsterdam, 122 pp.
- Vuagnat, M. 1964. Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le basin de la Méditerranée occidentale. *Geologische Rundschau*, 53, 336–358.
- Wakabayashi, J., Dilek, Y. 2003. What constitutes ‘emplacement’ of an ophiolite?: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. *Geological Society of London Special Publication*, 217, 427–447.
- Wass, S. Y. 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, 115–132.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A. 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, 150–154.
- Whittaker, P.J., Watkinson, D.H. 1984, Genesis of chromitite from the Mitchell Range, central British Columbia: *Canadian Mineralogist*, 22, 161–172.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Wood, B.J., Fraser, D.C. 1976. Elementary Thermodynamics for Geologists. *Geological Magazine*, 116, 69–78.
- Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., Cann, J.R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 77–97.
- Wortel, M.J., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science*, 290, 1910–1917.
- Yang, J.-S., Dobrzhinetskaya, L., Bai, W.-J., Fang, Q.-S., Robinson, P.T., Zhang, J., Green II, H.W. 2007. Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Loubusa ophiolite, Tibet. *Geology*, 35, 875–878.
- Yang, J.S., Robinson, P.T., Dilek, Y. 2014. Diamonds in ophiolites. *Elements*, 10, 127–130.

Yılmaz, A., Yılmaz, H. 2013. Ophiolites and ophiolitic mélanges of Turkey: A review. Geological Bolletin of Turkey, 56, 61–114.

Zheng, Y.F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. Chemical Geology, 328, 5–48.

Internet:

International Commission on Stratigraphy: International chronostratigraphic Chart 2017/02. www.stratigraphy.org).

<http://www.iuntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/fototeca/>

(<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>).