

Petrología, evolución geodinámica y georrecursos del Espacio Natural de Sierra Nevada

Petrology, geodynamic evolution and georesources of the Natural Space of Sierra Nevada

E. Puga¹, A. Díaz de Federico², J. M. Nieto³, M. A. Díaz Puga⁴

RESUMEN

En este trabajo se muestra la distribución espacial de las diferentes formaciones geológicas que forman los Complejos del Veleta y del Mulhacén en el Espacio Natural de Sierra Nevada y se ilustran, mediante fotos macroscópicas, sus tipos de rocas más característicos. Los Complejos del Veleta y del Mulhacén, constituyen las unidades más profundas de las Cordilleras Béticas y afloran en Sierra Nevada formando los picos de mayor altura de la Península Ibérica. El Complejo del Veleta (CV) está formado por varios miles de metros de micaesquistos con grafito y aflora como una serie de ventanas tectónicas bajo el Complejo del Mulhacén (CM). Este último complejo está formado por dos mantos de corrimiento, de origen cortical, compuestos por basamentos Paleozoicos y coberteras Mesozoicas, entre los cuales está tectónicamente intercalado un manto ofiolítico de edad Jurásico-Cretácica. Dentro de los mantos de origen cortical del CM se encuentran rocas metagraníticas, generadas por un magmatismo sin-colisional tardi-hercínico y por un vulcanismo, ácido a intermedio, de carácter intraplaca postcolisional. El manto ofiolítico está compuesto por rocas básicas, ultramáficas y sedimentarias, afectadas por metamorfismo de fondo oceánico y por metamorfismo orogénico. Las rocas ultramáficas son serpentinitas y harzburgitas secundarias, que contienen diques basálticos parcialmente rodingitizados y metamorfizados. El metamorfismo alpino desarrolló en el CM facies de eclogitas a las que se superpusieron facies de anfibolitas de Ab-Ep, mientras que en el CV se desarrollaron facies de anfibolitas de Ab-Ep seguidas por facies de esquistos verdes. Las diferentes unidades tectónicas que forman los Complejos del Veleta y del Mulhacén, así como la Formación de Soportújar, que se depositó sobre materiales del CM en una etapa intraorogénica alpina, fueron definidas basándose en las características de algunos afloramientos que están muy bien representados dentro del Espacio Natural de Sierra Nevada. Estos afloramientos constituyen una serie de georrecursos petrológicos que son esenciales para reconstruir el origen y la evolución petrogenética de Sierra Nevada y, por extensión, de la Cordillera Bética. Por esta razón, requieren un grado máximo de preservación, que impida su destrucción y el expolio de las rocas y minerales que los integran.

Palabras clave: *Petrología ígnea y metamórfica, Evolución geodinámica, Patrimonio geológico, Espacio Natural de Sierra Nevada, Dominio Nevadofilábride, Cordillera Bética.*

ABSTRACT

We show the spatial distribution of the various geological formations that make up the Veleta and Mulhacén Complexes into the Sierra Nevada Park and illustrate, with macro- and microscopic photographs, their most characteristic types of rock. The Veleta and Mulhacén Complexes were previously considered together as the Nevado-Filábride Complex. They constitute the deepest units of the Betic Cordilleras and crop out in Sierra Nevada forming the highest peaks of the Iberian Peninsula. The Veleta Complex (VC) is formed of several thousand metres of graphite-bearing micaschists and crops out as a series of tectonic windows

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Facultad de Ciencias. Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada, España. E-mail: epuga@ugr.es.

² Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias. Avda. Fuentenueva, s/n., 18002 Granada, España. E-mail: adiaz-def@telefonica.net.

³ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21071 Palos de la Frontera, Huelva, España. E-mail: jmnieto@uhu.es.

⁴ Departamento de Hidrogeología y Química Analítica, Universidad de Almería. Calle Sacramento, s/n., La Cañada de San Urbano, 04120 Almería, España. E-mail: mdpuga@ual.es.

below the Mulhacén Complex (MC). This latter complex comprises two thrust nappes of crustal origin, composed of a Palaeozoic basement and Mesozoic cover series, between which a Jurassic-Cretaceous ophiolitic nappe is tectonically intercalated. Within the MC nappes of crustal origin, there appear meta-granitic rocks, generated in a late-Hercynian syn-collisional magmatism and a Permian to Triassic, post-collisional intraplate, acidic-to-intermediate volcanism. The ophiolitic nappe is composed of basic, ultramafic and sedimentary rocks affected by ocean-floor and orogenic metamorphism. The basic rocks mainly retain their original MORB character. The ultramafic rocks are serpentinites and secondary harzburgites containing partly rodingitized meta-basaltic dykes. The Alpine metamorphism developed eclogite facies followed by Ab-Ep amphibolite facies in the MC and Ab-Ep amphibolite facies followed by greenschist facies in the VC. The different tectonic units forming the Veleta and Mulhacén Complexes, so as the Soportujar Formation, which was deposited over the MC units during an alpine intraorogenic stage, were defined from outcrops very well represented into the Natural Space of Sierra Nevada. These outcrops constitute a series of petrological georesources, which are essential to reconstruct the origin and petrogenetic evolution of Sierra Nevada and, by extension, of the Betic Cordillera. For this reason, they would deserve the highest degree of protection in order to prevent the destruction and plundering of their rocks and minerals.

Key words: *Igneous and metamorphic petrology, Geodynamic evolution, Georesources, Sierra Nevada Park, Nevadofilábride Domain, Betic Cordillera.*

Introducción

Sierra Nevada está formada por los materiales rocosos más profundos de las Cordilleras Béticas que, al mismo tiempo, son los que ocupan sus mayores alturas, con el Pico del Mulhacén de 3.482 m de altitud (que es el más alto de la Península Ibérica) y otros 17 picos más con alturas superiores a 3.000 m. Este macizo se extiende por la zona centro-sureste de la provincia de Granada y parte del suroeste de la provincia de Almería, constituyendo un Espacio Natural Protegido, que en 1986 fue declarado Reserva de la Biosfera por la UNESCO y en 1999 gran parte de su territorio, con 841 km², fue declarado Parque Nacional por sus valores paisajísticos y naturales, especialmente los relativos a su flora y fauna. No obstante, Sierra Nevada representa también una zona privilegiada, desde el punto de vista geológico, porque sus afloramientos, formados en su mayor parte por materiales metamórficos del Dominio Nevadofilábride, conservan una información fundamental no sólo para interpretar la evolución geológica de este macizo, sino también para comprender el origen, edad y evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas en su conjunto.

En este trabajo se intenta mostrar el valor geológico del Espacio Natural de Sierra Nevada, exponiendo e ilustrando los variados tipos de rocas que lo integran, a través de la descripción de algunos de sus afloramientos de mayor interés petrológico, considerados como georrecursos, que requieren especial vigilancia para su preservación. Se interpreta el origen de las diferentes litologías mencionadas y su evolución petrogenética, así como su agrupación actual y pasada con otras formaciones rocosas del entorno, que se han desplazado desde su lugar de

origen, hasta el que ahora ocupan, como consecuencia de los fenómenos tectónicos que han afectado a este macizo durante las orogenias hercínica y alpina. Estos conocimientos sobre la petrología de Sierra Nevada, unidos a las dataciones de edad absoluta de algunos de sus principales litotipos y minerales, nos han permitido establecer un modelo de lo que ha podido ser el origen y la evolución geológica de las diferentes unidades tectónicas, diferenciadas en este macizo, en un período de tiempo comprendido entre el Paleozoico y el Mioceno.

Encuadre geológico

El Espacio Natural de Sierra Nevada está formado fundamentalmente por los materiales rocosos que constituyen los Complejos del Veleta y del Mulhacén, dentro del Dominio Nevadofilábride (fig. 1), especialmente su mayor extensión que es la ocupada por el Parque Nacional, mientras que dentro del Parque Natural, que forma una orla que rodea al anterior, afloran también minoritariamente materiales pertenecientes al Complejo Alpujárride e incluso, en su extremo SE, a las Cuencas Neógenas que circundan este macizo (fig. 2).

Los Complejos del Veleta y del Mulhacén, fueron definidos con estos nombres por Puga (1976) y redefinidos por Puga *et al.* (2002), en alusión a los materiales rocosos que afloran en estos dos picos (los más representativos del Espacio Natural de Sierra Nevada), que presentan composiciones litológicas e historias geológicas diferentes entre sí. Previamente, estos complejos se englobaban conjuntamente bajo el nombre de Complejo Nevado-Filábride, definido por Egeiler (1963), que suponía a Sierra Nevada y Sierra de

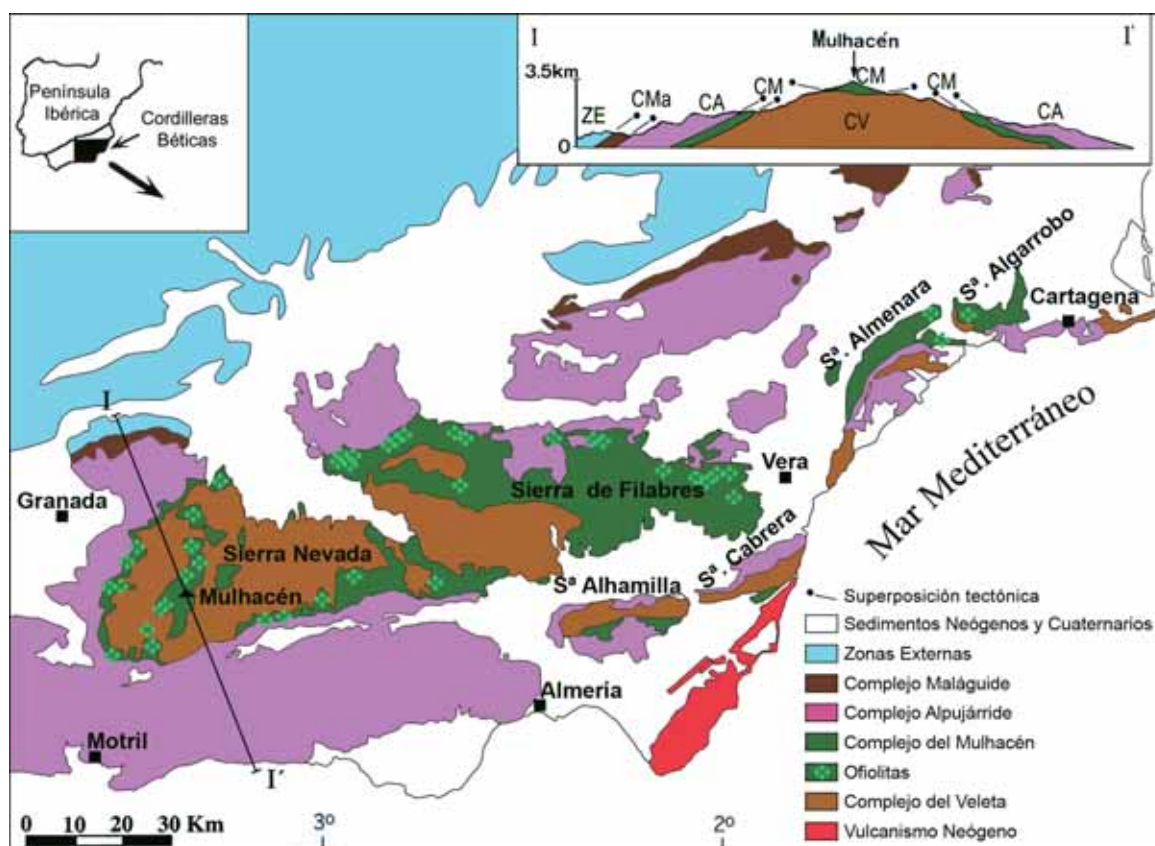


Fig. 1.—Mapa geológico esquemático del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas, que muestra la distribución espacial de los complejos metamórficos integrantes de las zonas internas: Veleta, Mulhacén, Alpujárride y Maláguide, la superposición tectónica de los mismos y la situación de los principales afloramientos de ofiolitas del Complejo del Mulhacén. Los límites entre estos complejos se han tomado de las hojas geológicas de la serie MAGNA, a escala 1:50.000, con modificaciones según Díaz de Federico *et al.* (1990) y Puga *et al.* (2002, 2004 a y b).

Filabres como constituidas por unidades tectónicas derivadas de un único basamento Paleozoico, conocido como «Cristalino de Sierra Nevada» (Brouwer, 1926; Fallot *et al.*, 1961), recubierto por una cobertera de edad Mesozoica y más reciente. Puga (1971) realizó, sin embargo, una subdivisión del «Cristalino de Sierra Nevada» aflorante en Sierra Nevada occidental, en dos conjuntos litológicos tectónicamente superpuestos, denominados Manto del Veleta (infrayacente) y Manto del Mulhacén (suprayacente), caracterizados por presentar tanto sucesiones litológicas, como evoluciones metamórficas prealpinas y eoalpinas diferentes. Este hecho llevó a la redefinición del Complejo Nevado-Filábride como Complejo de Sierra Nevada, realizada por Puga *et al.* (1974), para poner de manifiesto las diferencias observadas por estos autores entre los zócalos del Veleta y del Mulha-

cén en toda la extensión de Sierra Nevada, que no correspondían con la existencia de un único basamento para el Complejo Nevado-Filábride como se indica en la definición original de este complejo.

Las diferencias litológicas y de evolución metamórfica prealpina y alpina puestas de manifiesto por Puga (1971, 1976) y Puga *et al.* (1974, 1976, 1978), 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 (tabla 1). En cada uno de estos dos conjuntos se diferenciaron unidades tectónicas, que Díaz de Federico (1980) identificó como mantos de corrimiento, introduciendo la denominación de Grupos de Mantos, o Complejos, del Veleta y del Mulhacén. Estos complejos mantienen características petrológicas y tec-

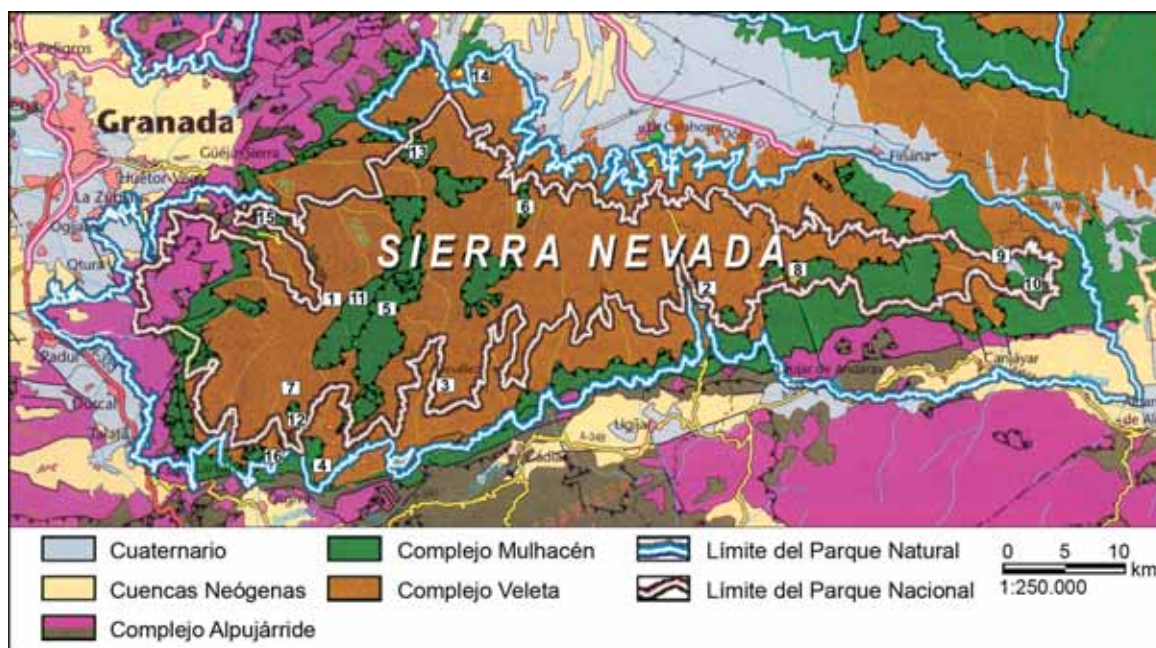


Fig. 2.—Esquema geológico del Espacio Natural de Sierra Nevada, con indicación de los límites del Parque Natural y del Parque Nacional de Sierra Nevada, modificado a partir de Puga *et al.* (2002) y del mapa geológico a escala 1:400.000 de la Junta de Andalucía, simplificado por TECNA en: «Geodiversidad en la RENPA». La numeración del 1 al 16 representa la situación espacial de los georrecursos petrológicos más notables dentro del Espacio Natural de Sierra Nevada.

tónicas similares a las que presentan en Sierra Nevada, en toda la extensión ocupada por el Dominio Nevadofilábride en las regiones andaluza y murciana (fig. 1). Los complejos del Veleta y del Mulhacén son los más profundos de las Cordilleras Béticas y afloran en su sector centro-oriental formando una serie de ventanas tectónicas bajo los Complejos Alpujarride y, en menor extensión, Maláguide. El corte geológico esquemático I-I', trazado sobre la figura 1 desde Sierra Arana a la costa granadina, muestra la superposición tectónica de los diferentes complejos, que constituyen las zonas internas béticas en esta transversal que, de abajo a arriba, son: Complejo del Veleta (CV), del Mulhacén (CM), Alpujarride (CA) y Maláguide (CMA).

Litologías de los Complejos del Veleta y del Mulhacén

El Complejo del Veleta está principalmente formado por varios miles de metros de potencia secundaria de micaesquistos grafitosos, junto con cuarcitas y otras litologías minoritarias, como anfibolitas,

que están presentes tanto en el Parque Nacional como en el Natural de Sierra Nevada, y se ilustran en la columna de la figura 3 y en las fotos V1 a V4 (fig. 4). Estas fotos muestran láminas microscópicas de micaesquistos grafitosos del basamento del Complejo del Veleta (V1 y V2), ortoanfibolitas de textura nematoblástica, que forman niveles de varios metros de potencia concordantes con la esquistosidad de los micaesquistos (V3), y cuarcitas con albita, almandino y fengita de la cobertera de este complejo (V4), cuyas micas datadas por K/Ar han dado edades eoalpinas y mesoalpinas (tabla 1).

El significado de las abreviaturas utilizadas en las fotos de las figuras 4 a 6 es el siguiente: Ab = Albita, Alm = Almandino, Act = Actinolita, Amp = Anfíbol, Atg = Antigorita, Bar = Barroisita, Bi = Biotita, Cal = calcita, Chl = Clorita, Cpx = Clinopiroxeno, Ctd = Cloritoide, Czo = Clinozoisita, Di = Diópsido, En = Enstatita, Ep = Epidota, Gr = Grafito, Grs = Grosularita, Grt = Granate, Hbl = Hornblenda, Ilm = Ilmenita, Ky = Distena, Mag = Magnetita, Ms = Moscovita, NaK Fs = Feldespato sodopotásico, Ol = Olivino, Omp = Onfacita, Par = Pargasita, Omp = Onfacita, Pl = Plagioclasa, Q = Cuar-

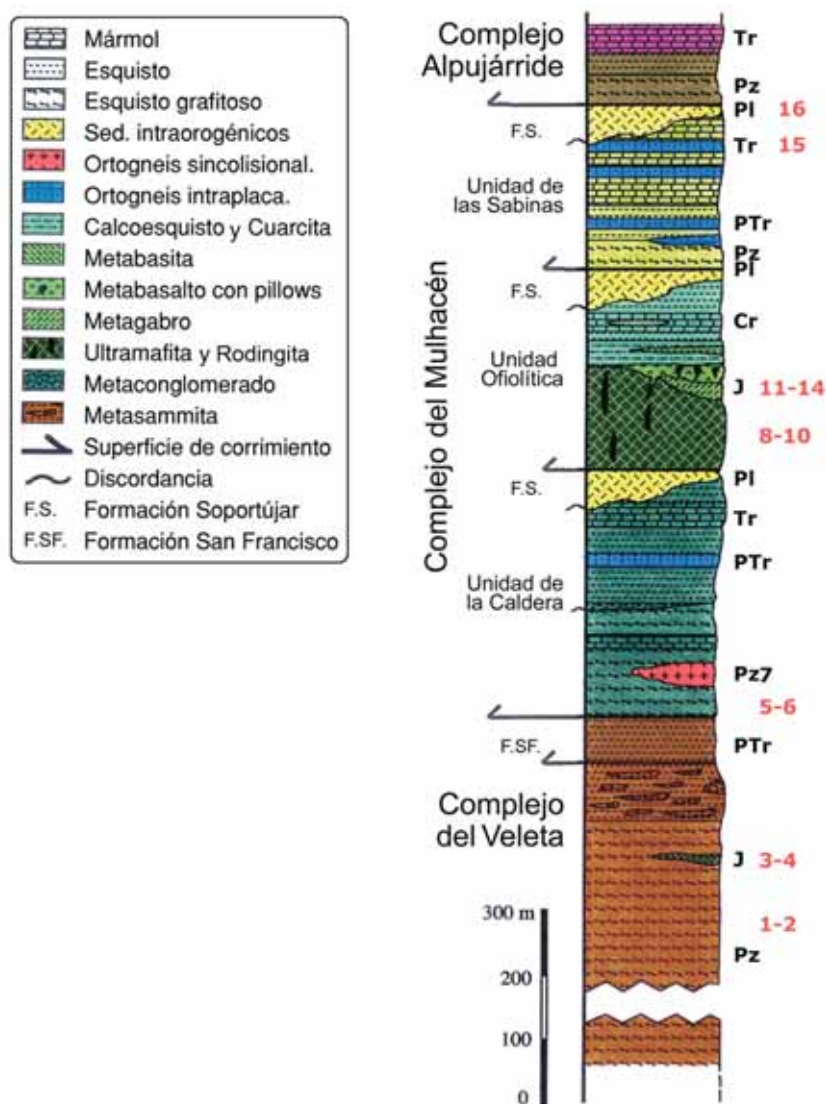


Fig. 3.—Columna litoestratigráfica esquemática de los Complejos del Veleta y del Mulhacén, junto con la litoestratigrafía (no a escala) del Complejo Alpujarride suprayacente. Abreviaturas en la columna: Pz = Paleozoico, PTr = Permotriásico, T = Triásico, J = Jurásico, Cr = Cretácico y PI = Paleoceno. La numeración del 1 al 16 (en rojo) indica la procedencia litoestratigráfica de cada uno de los principales georrecursos petrológicos del Espacio Natural de Sierra Nevada, representados con el mismo número en la figura 2.

zo, Rt = Rutilo, St = Estauroлита, Tlc = Talco, Tr = Tremolita, Ttn = Titanita y Tur = Turmalina.

Los materiales del Complejo del Veleta afloran, formando una serie de ventanas tectónicas, bajo los que constituyen el Complejo del Mulhacén (figs. 1 y 2). Este último complejo está formado por dos mantos de corrimiento superpuestos, de origen cortical, formados por un basamento Paleo-

zoico y una serie de cobertera Mesozoica, entre los que se encuentra, tectónicamente intercalado, un manto de naturaleza ofiolítica de edad Jurásico-Cretácico (figs. 3 a 6).

Las dos unidades tectónicas del Complejo del Mulhacén formadas por materiales procedentes de corteza continental, fueron denominadas, por Puga (1976), Unidades de la Caldera y de las Sabinas, en

Tabla 1.—Evolución petrogenética de los Complejos del Veleta (CV) y del Mulhacén (CM), edad absoluta y ambiente geodinámico de los diferentes procesos identificados entre el Carbonífero y el Mioceno

Período	Metamorfismo	Magmatismo	Edad absoluta (referencia)	Acontecimiento geológico
Carbonífero	<i>M1p</i> : Facies esquistos verdes. <i>M2p</i> : Facies anfibolitas almandínicas (CM) y facies esquistos verdes (CV)		342-260 Ma (7-10)	Orogenia hercínica
Carbonífero Sup.-Pérmico		Ácido sin-colisional (CM)	307-267 Ma (7, 8)	Magmatismo tardi-hercínico
Pérmico-Triásico		Ácido intraplaca	278-215 Ma (1, 8, 11)	Fracturación inicial (<i>rifting</i>)
Jurásico	Metamorfismo de suelo oceánico. Facies anfibolitas (CM)	Magmatismo de suelo oceánico (CM). Magmatismo básico intraplaca (CV)	213-146 Ma (5, 10, 12, 15)	Fracturación y deriva (<i>rifting to drifting</i>). Sedimentación cretácica
Cretácico Sup.-Paleoceno	<i>M1a</i> : Facies eclogitas (CM). Facies anfibolitas Ab-Ep (CV)		91-52 Ma (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 Ma (13)	Etaapa Intraorogénica: Sedimentación tufítica. Exhumación. Superposición de mantos en CM y CV
Eoceno Sup.-Oligoceno	<i>M2a</i> : Facies anfibolitas Ab-Ep a esquistos verdes		48-25 Ma (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 Ma (1, 2, 3, 4, 6, 10, 14)	Exhumación y colapso extensional. Superposición de los Complejos Béticos. Metamorfismo neoalpino (escasa blastesis)

(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.* (1995); (13) Puga *et al.* (1996); (14) Puga *et al.* (2002); (15) Puga *et al.* (2003, 2005).

alusión a las localidades de la Laguna de la Caldera y del Collado de las Sabinas, respectivamente, donde estos materiales están muy bien representados y que están ambas ubicadas dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada. Las litologías más características de estas unidades pueden verse en la columna de la figura 3, así como en las fotos C1 a C4 (fig. 4) y S1 a S4 (fig. 6).

En el basamento de la Unidad de la Caldera predominan los micaesquistos grafitosos que preservan localmente paragénesis prealpinas (fotos C1 a C3), con algunos niveles de cuarcitas y mármoles,

junto con intercalaciones de ortogneises de origen granítico (foto C4), datados como Carbonífero superior que, en contacto con los mármoles, han producido fenómenos de skarn. La cobertera de esta unidad está formada fundamentalmente por micaesquistos y cuarcitas con albita y granate, de colores claros, que alternan con algunos niveles de mármoles y ortogneises riolíticos. En el contacto entre el zócalo y la cobertera, localmente se pueden distinguir conglomerados fuertemente deformados (fig. 3).

El basamento de la Unidad de las Sabinas, formado también por micaesquistos grafitosos (fig. 3), está

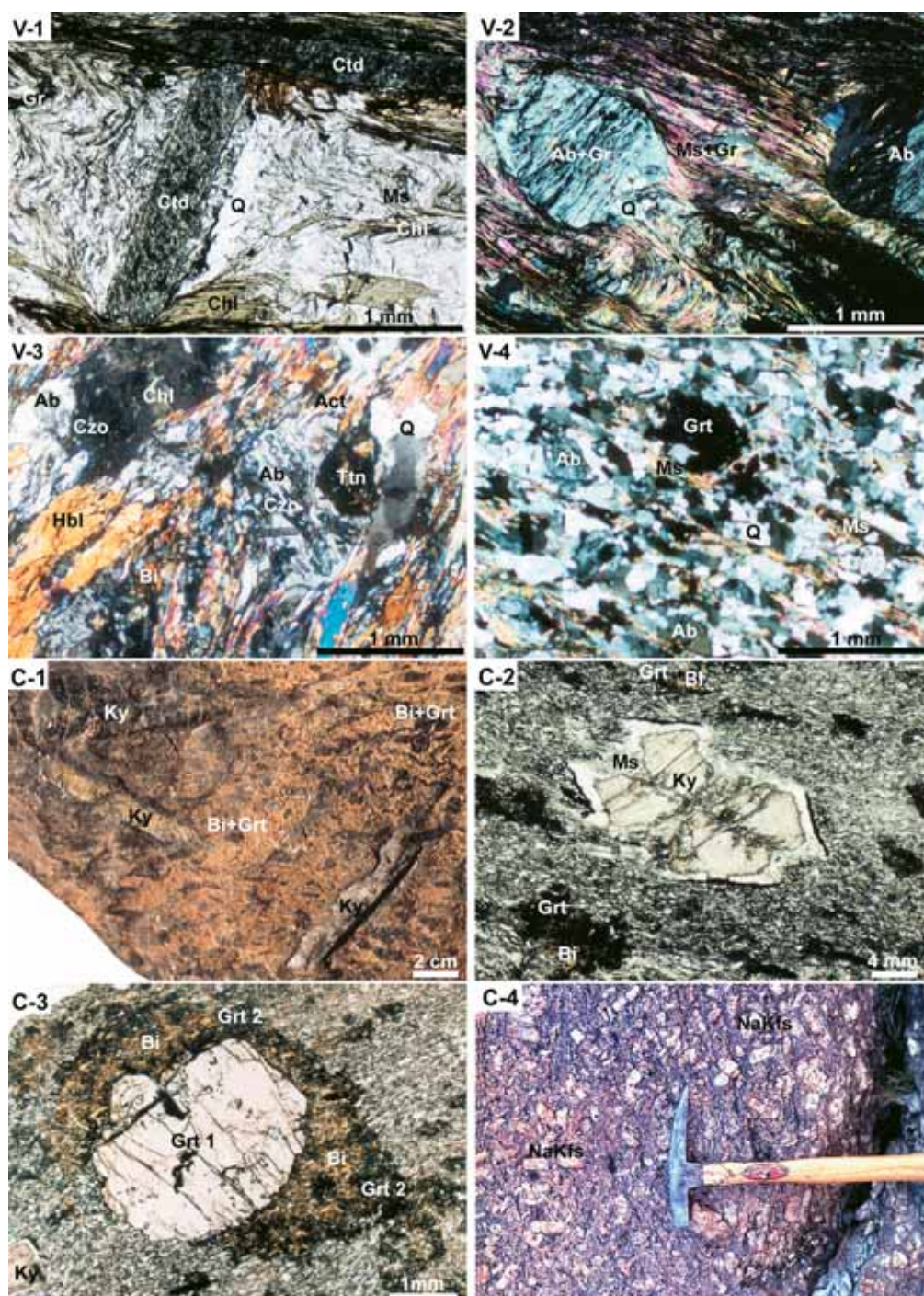


Fig. 4.—Complejo del Veleta: V-1 y V-2 Micasquistos grafitosos con cloritoide prealpino y Micasquistos grafitosos con albita eoalpina, respectivamente, del basamento del Veleta; V-3 Ortoanfíbrolita intrusiva en el basamento del Veleta; V-4 Cuarzita con albita y granate de la Cobertera del Veleta. Unidad de la Caldera: C-1 Micasquistos con porfiroblastos de andalucita prealpinos; C-2 Chiastolito de la roca mostrada en C-1, pseudomorfizado por distena eoalpina; C-3 Granate y biotita prealpinos recrecidos por coronas de almandino eoalpino; C-4 Meta-granito porfídico tardi-hercínico. (Ver en pág. 22 el significado de las abreviaturas utilizadas en las figs. 4 a 6.)

poco desarrollado y, a diferencia de la Unidad de la Caldera, no conserva paragénesis prealpinas, mientras que la cobertera, bien desarrollada, está formada por una alternancia de micaesquistos claros, con granate, anfíbol, albita y epidota, o bien con granate, cloritoide, estauroлита y/o distena, similares a los que forman los micaesquistos de su basamento (fotos S1 y S2). Estos esquistos claros, alternan con abundantes niveles de ortogneis riolíticos datados como Permotriásicos (foto S3) y de mármoles calizos, o calizo-dolomíticos, frecuentemente cipolínicos (foto S4).

La Unidad Ofiolítica está muy bien representada dentro del Parque de Sierra Nevada, donde fue identificada por Puga (1977) como constituida por una asociación de rocas básicas, ultramáficas y sedimentarias, similares a las que se generan en ambientes de dorsal oceánica (fig. 3, fotos U1 a U4 y B1 a B4). 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, e incorporada al margen continental durante la orogenia alpina (Puga 1990, 2005; Puga *et al.*, 2002, 2005).

Las rocas ultramáficas de esta unidad son mayoritariamente serpentinitas con diópsido y Ti-clinohumita (foto U3) y rocas ultramáficas metamorfizadas, formadas por agregados aciculares de olivino y enstatita con texturas pseudo-spinifex (fotos U1, U2), conocidas como harzburgitas secundarias (Puga *et al.*, 1999). Ambos tipos de ultramafitas contienen abundantes diques doleríticos budinados, que fueron parcialmente rodingitizados durante el proceso de metasomatismo de fondo oceánico y han sido transformados en meta-rodingitas, o eclogitas, durante el metamorfismo eoalpino (foto U4). Los niveles de rocas básicas metamorfizadas, que en la figura 3 se muestran recubriendo a las ultramafitas, suelen conservar estructuras y texturas relictas correspondientes a gabros, o basaltos, a pesar de que las paragénesis ígneas han sido obliteradas al transformarse en eclogitas y anfíbolitas (fotos B1 a B4). Algunas de estas rocas básicas de los afloramientos de Lugros y el Almirez han sido datadas radiométricamente como Jurásico inferior mediante el método U/Pb, con SHRIMP, aplicado a sus circones (Puga *et al.*, 2003, 2005). Estas dataciones han suministrado también una edad Cretáceo superior-Paleoceno para la recristalización de estos circones, originada durante el proceso de eclogitización eoalpino que afectó a sus rocas huésped.

La secuencia de origen sedimentario que recubre a estas ofiolitas (fig. 3) está formada fundamental-

mente por calcoesquistos, con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y micaesquistos, entre los que se encuentran algunas intercalaciones de anfíbolitas en forma de sills, con igual composición química y mineralógica que los metabasaltos infrayacentes. En un nivel de calcoesquistos de esta secuencia sedimentaria ofiolítica, en Sierra de Filabres, se identificaron restos de foraminíferos atribuibles al Cretácico (Tendero *et al.*, 1993).

La Formación Soportújar fue denominada así, por Puga *et al.* (1984), en alusión al pueblo de la Alpujarra granadina de este nombre, ubicado dentro del Parque Natural de Sierra Nevada, donde sus materiales integrantes están muy bien representados. Las litologías más características de esta formación son rocas meta-conglomeráticas de matriz carbonatada (fotos FS-1 a 3), y filitas negras con biotita y localmente escapolita, entre las que se encuentran intercaladas meta-andesitas basálticas (foto FS-4), de edad Paleoceno-Eoceno (tabla 1 y Puga *et al.*, 1996).

Las fotos FS-2 y 3 muestran un mismo nivel de mármol conglomerático de matriz tufítica (a escala macroscópica y microscópica, respectivamente) que engloba cantos de varios decímetros de ortogneis melanocrato de la cobertera de la Unidad de la Caldera infrayacente, así como numerosos cantos milimétricos, de color verde, de naturaleza andesítica, que están más concentrados en algunos niveles, indicando superficies de estratificación del material piroclástico. El afloramiento del que proceden estos mármoles está próximo al pueblo de Soportújar, en la localidad tipo de la que toma nombre esta formación. 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.*, 1996). Estos sedimentos fueron afectados por el metamorfismo mesoalpino de bajo grado, que transformó los cantos andesíticos de las tufitas en cloritoesquistos albíticos, ricos en rutilo y turmalina elbaítica, de grano muy fino (foto FS-3).

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 tufitas. La foto FS-4 muestra una lámina delgada de meta-andesita basáltica, con textura microporfídica de matriz variolítica, procedente de un afloramiento subvolcánico de esta formación, en la localidad de Ohanes, dentro del Parque Natural de Sierra Nevada. El piroxeno ígneo presente en fenocristales y en la matriz de esta roca, ha sido reemplazado por anfíbol

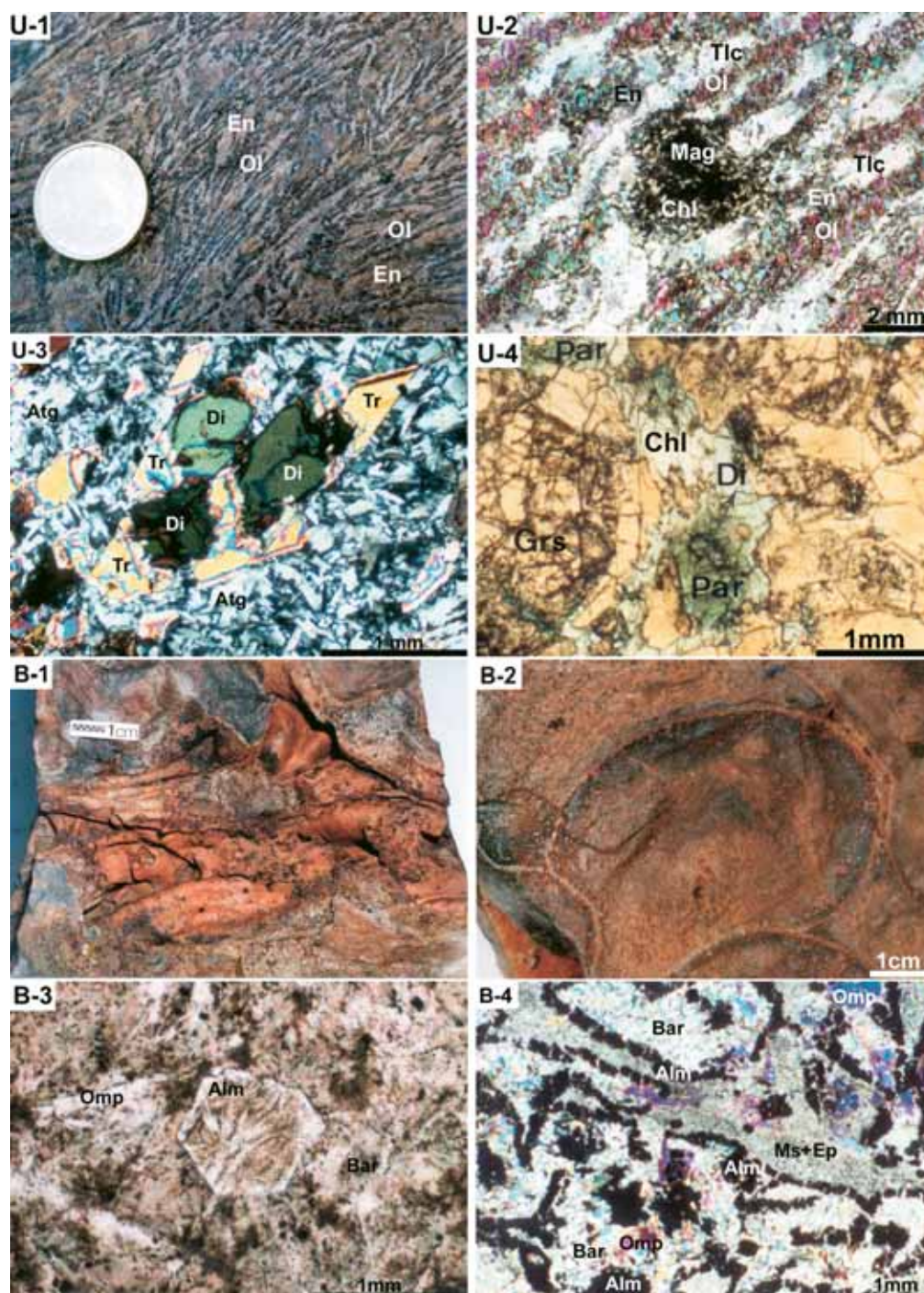


Fig. 5.—Unidad Ofiolítica: U-1 Harzburgita secundaria con textura pseudo-spinifex; U-2 Agregado acicular microscópico de olivino y enstatita de U-1; U-3 Serpentinita con porfidoblastos de diópsido recrecidos por tremolita en matriz de antigorita; U-4 Meta-rodenticita procedente de un dique dolerítico intrusivo en peridotita; B-1 Arrugas de flujo de lava preservadas en basalto eclogitizado; B-2 Acumulación de minipillows eclogitizadas; B-3 Lámina delgada de una minipillow de B-2, mostrando la textura volcánica, bien preservada, por su inclusión en un peciloblasto de almandino eclogítico; B-4 Eclogita coronítica procedente de gabro cumulítico.

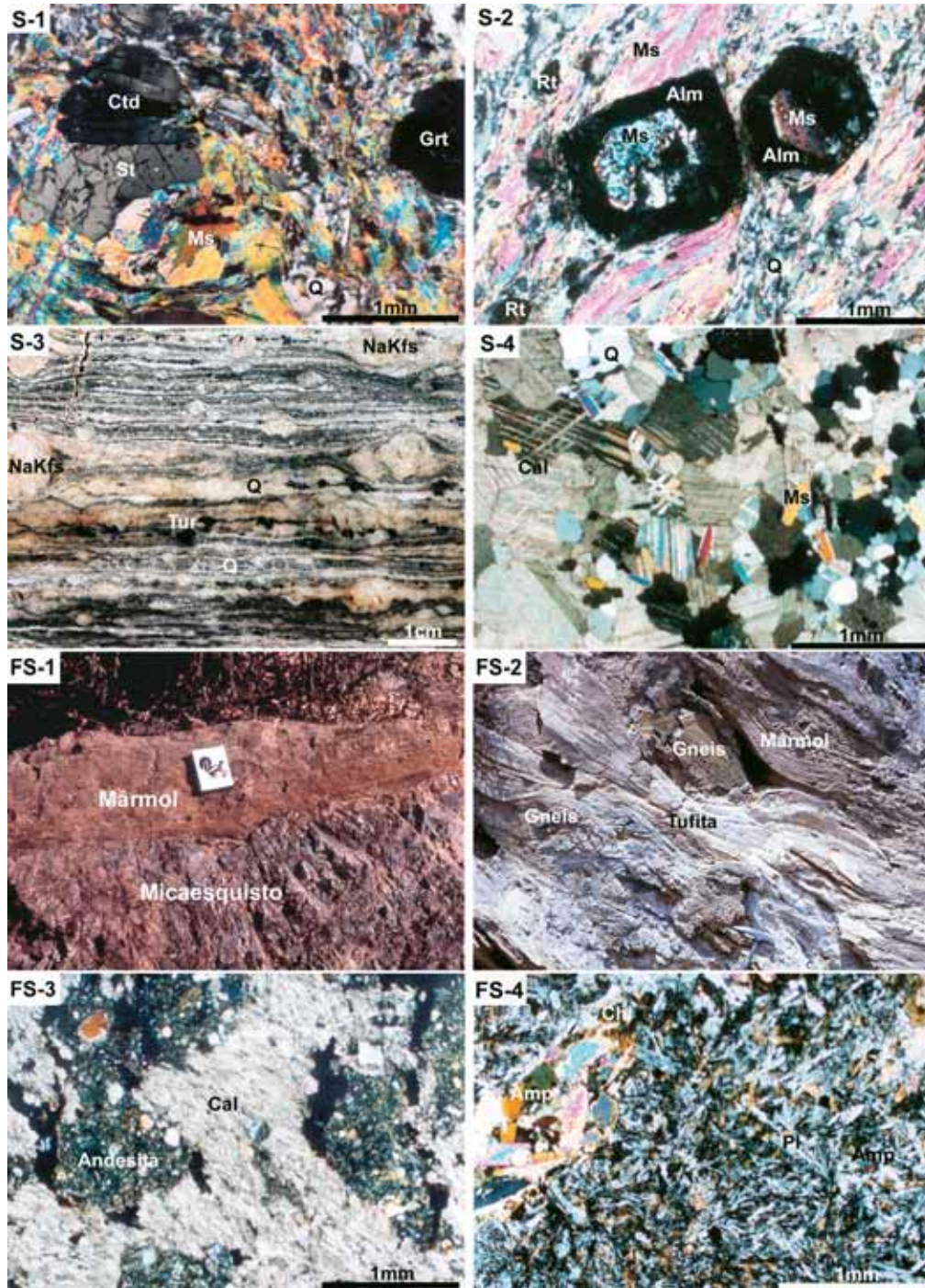
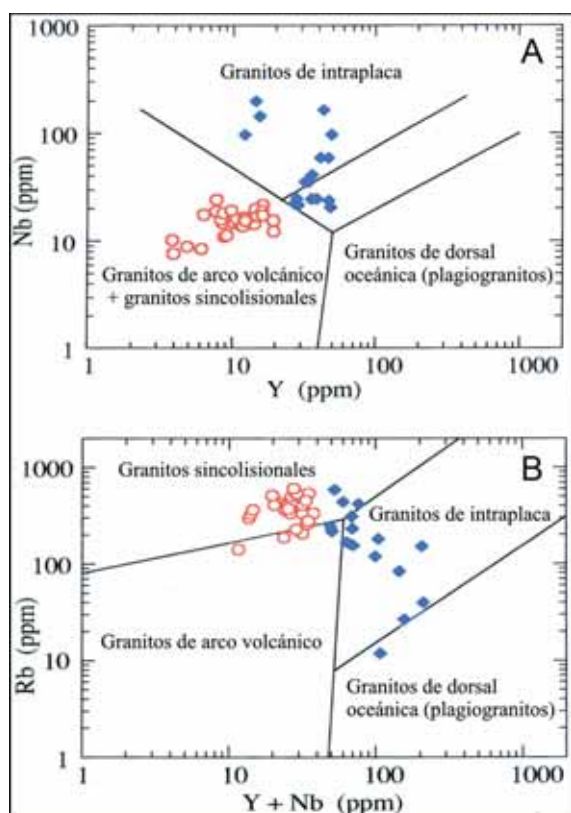


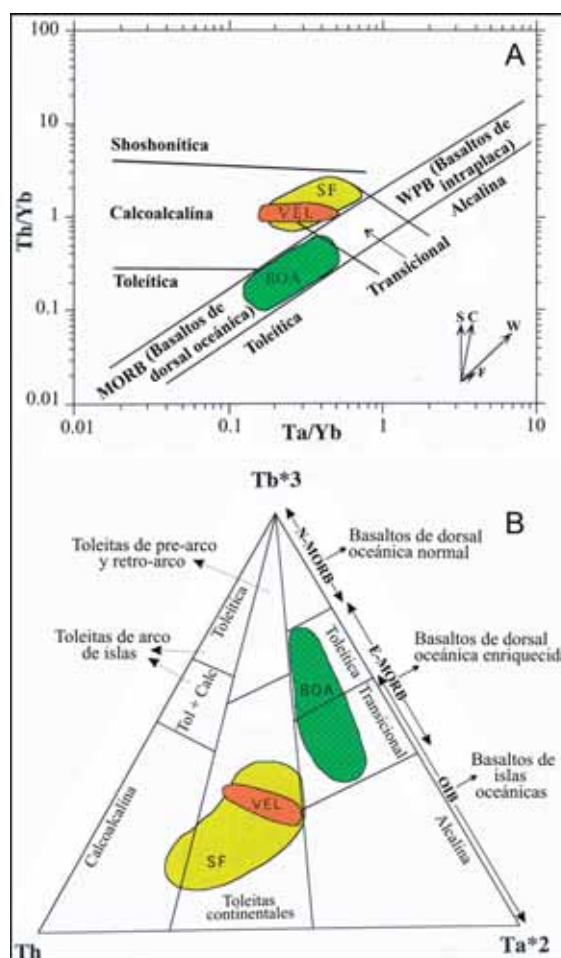
Fig. 6.—Unidad de las Sabinas: S-1 y S-2 Micaesquisto con cloritoide, estaurolita, distena y almandino y Micaesquisto con granate en atolón, respectivamente, del basamento; S-3 y S-4 Ortogneis riolítico piroclástico y Mármol calizo-dolomítico, respectivamente, de la cobertera. Formación Soportújar: FS-1 Discordancia entre mármol conglomerático de la Formación Soportújar y micaesquisto de la Unidad de la Caldera; FS-2 Mármol conglomerático de matriz tufítica, con bloques decímetros de ortogneis; FS-3 Matriz tufítica del mármol FS-2, con cantos milimétricos de meta-andesita; FS-4 Andesita subvolcánica metamorizada de la Formación Soportújar.



Figs. 7a y 7b.—Proyección de los ortogneises graníticos tardihercínicos de la Unidad de la Caldera (○) y los ortogneises riolítico-andesíticos Pérmicos y Triásicos de las unidades de la Caldera y de las Sabinas (◆), en los diagramas discriminantes del ambiente de génesis: Nb vs Y y Rb vs Y+Nb de Pearce (1982).

actinolítico y clorita, mientras que las plagioclasas ígneas, con tendencia a la agrupación radial, indicativa del rápido enfriamiento del magma, se han reemplazado por albita y clinozoisita.

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 empilamiento tectónico de sus unidades representado en la figura 3. Esta formación constituye, por tanto, un nivel guía indicativo de la superposición de diferentes unidades tectónicas dentro de este complejo. Se trata de un nivel poco potente pero de gran homogeneidad litoló-



Figs. 8a y 8b.—Diagramas Th/Yb vs. Ta/Yb y Th:Ta*2:Tb*3, respectivamente, de Pearce *et al.* (1984), mostrando los campos ocupados por el magmatismo de la Unidad Ofiolítica (BOA), el de la Formación Soportújar (SF) y el del Complejo del Veleta (VEL).

gica, que está presente en pequeños afloramientos aislados tanto en el Espacio Natural de Sierra Nevada, como en la prolongación oriental del Complejo del Mulhacén hasta la provincia de Murcia.

Condiciones de génesis de los litotipos de origen ígneo

En las figuras 7a y 7b se representan las razones entre algunos elementos traza, discriminantes de ambiente de génesis (Rb, Y y Nb), correspondientes a los diferentes tipos de ortogneises de Sierra

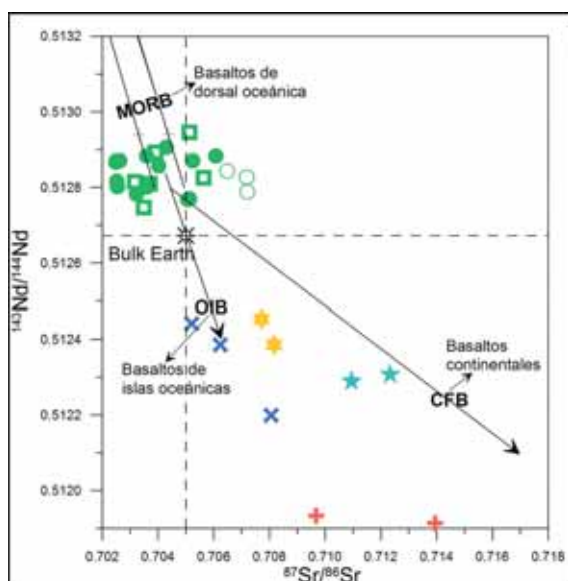


Fig. 9.—Proyección de las razones iniciales Nd^{143}/Nd^{144} vs. Sr^{87}/Sr^{86} de los diferentes litotipos de origen ígneo que forman parte de los Complejos del Mulhacén y del Veleta, según Puga *et al.* (2004a). Complejo del Mulhacén: ortogneises del basamento de la Unidad de la Caldera y de las Sabinas (+) (307 Ma); ortogneises de las coberteras de la Caldera y de las Sabinas (*) (278 Ma); Metabasitas ofiolíticas de: Cóbdar (●), Lugros (□) y del Almiraz (○) (litotipos intrusivos = 184 Ma, litotipos efusivos = 150 Ma); Meta-andesitas de F. Soportújar (*) (55 Ma). Complejo del Veleta: Anfibolitas (*) (edad probable 184 Ma). Valores isotópicos para el MORB (basaltos de dorsal oceánica) y los OIB (basaltos de islas oceánicas) según Hoffmann (1997), y para los CFB (basaltos continentales intraplaca) según Marzoli *et al.* (1999).

Nevada, que se originaron a partir de magmas ácidos (Nieto, 1996; Nieto *et al.*, 2000; Puga *et al.*, 2002). Estas figuras muestran el carácter sincollisional de los magmas a partir de los cuales se formaron los granitos porfídicos tardi-hercínicos (tabla 1), que intruyeron en el zócalo de la Unidad de la Caldera, y que han sido transformados en ortogneises porfiróides durante la orogenia alpina (figs. 4 y 11). Las mismas figuras, 7a y 7b, permiten deducir, por el contrario, un ambiente de génesis distensivo, en condiciones geodinámicas de intraplaca o de rift continental, para el magmatismo que generó los niveles piroclásticos riolíticos a andesíticos, de edad Pérmica y Triásica (tabla 1), que se encuentran intercalados con mármoles y esquistos en las coberteras de las unidades de las Sabinas y de la Caldera (figs. 6 y 11).

Las figuras 8a y 8b representan dos diagramas discriminantes de ambiente de génesis de los magmas básicos, en función de las relaciones en deter-

minados elementos traza (Th, Ta, Tb e Yb) de las rocas procedentes de los mismos. Sobre estos diagramas se ha proyectado el quimismo de los diferentes tipos de rocas ortoderivadas de Sierra Nevada de composición basáltica, y minoritariamente de andesitas basálticas, que se han transformado durante el metamorfismo alpino en eclogitas, o en anfibolitas, según la unidad tectónica y el complejo del que forman parte. Los magmas básicos que originaron los gabros, basaltos y diques doleríticos de la Unidad Ofiolítica del Complejo del Mulhacén, se proyectan, en estos diagramas, en un campo correspondiente a los basaltos de dorsal oceánica tipo MORB (campo verde), mientras que los encontrados, muy localmente, formando niveles estratoides, a lenticulares, entre los esquistos del Complejo del Veleta (fig. 3), se proyectan en el campo correspondiente al magmatismo continental intraplaca (campo naranja). Este mismo carácter geodinámico correspondería a las rocas ortoderivadas de la Formación Soportújar del Complejo del Mulhacén (campo amarillo), que proceden de pequeños cuerpos subvolcánicos, o de material piroclástico intercalado entre sedimentos de la misma formación (fig. 3), cuya composición es fundamentalmente de andesitas basálticas.

El quimismo de las metalultramafitas ofiolíticas indica su procedencia de un protolito mantélico de composición lherzólítica, con zonas más o menos afectadas por un metasomatismo de fondo oceánico, que originó la descomposición de los clinopiroxenos mantélicos, con la pérdida consiguiente de Ca y elementos afines de estos protolitos. Estos elementos se introdujeron coetáneamente en los diques doleríticos intrusivos en las ultramafitas, produciendo la transformación de sus paragénesis ígneas en un agregado de silicatos de Ca propios de las rodintigas.

En la figura 9 se proyectan las razones isotópicas iniciales de $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los diferentes tipos de rocas metamórficas de origen ígneo que forman parte del Espacio Natural de Sierra Nevada. Junto a los símbolos de cada tipo de roca se indica, entre paréntesis, la edad utilizada para recalculer los valores iniciales de sus razones isotópicas, según las dataciones radiométricas contenidas en Puga *et al.* (2002, 2005) y en la tabla 1. Las razones isotópicas proyectadas en la figura 9 muestran, de forma inequívoca, las diferencias de ambiente de génesis de los magmas de los que proceden las metabasitas de la Unidad Ofiolítica del Complejo del Mulhacén (símbolos en verde), que corresponden a un magma-

tismo astenosférico, similar al que origina las dorsales centro-oceánicas, y el que genera el resto de las rocas ortoderivadas proyectadas en el mismo diagrama. Este último grupo de rocas, según indican sus bajos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ junto a valores intermedios a altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, derivarían de la fusión parcial de una corteza continental (ortogneises graníticos y riolíticos), o de un manto sub-continental (anfibilolitas del Veleta). Otros tipos de rocas de composición andesítica (ortogneises melanocratos de la Unidad de las Sabinas) o andesítico-basáltica (anfibilolitas de la Formación Soportújar) han debido originarse por procesos de contaminación cortical, y/o mezcla de magmas primarios, en su ascenso a la superficie, en ambiente compresivo o de distensión relativa (Nieto, 1996; Nieto *et al.*, 2000; Puga *et al.*, 1996, 2002). Estas diferencias de ambiente de génesis, deducibles de las razones isotópicas de estos tipos de rocas ortoderivadas, corroboran las puestas de manifiesto, a partir de sus elementos traza en los diagramas discriminantes de las figuras 7 y 8.

Condiciones de presión y temperatura del metamorfismo

La figura 10 muestra la sucesión de los acontecimientos metamórficos prealpino y alpino en los Complejos del Veleta y del Mulhacén. El significado de las curvas de reacción mineral, que delimitan los márgenes de condiciones de presión (P) y de temperatura (T) propios de los acontecimientos metamórficos prealpino (curvas 1 a 5), eoalpino (curvas 10 a 29) y mesoalpino (curvas 6 a 9 y 30 a 32), puede verse en Puga *et al.* (2002), junto con las paragénesis minerales originadas en los acontecimientos sucesivos en cada unidad tectónica de las que forman Sierra Nevada.

En el inset del vértice superior izquierdo de la figura 10 se muestran, de forma esquemática, las trayectorias P-T-t seguidas por el proceso metamórfico en cada uno de los acontecimientos identificados en estas rocas. Los campos representados con diferente color, en la figura, representan las diferentes condiciones P-T deducidas para el Veleta (V) y el Mulhacén (M) en los acontecimientos sucesivos eoalpino (subíndice 1) y mesoalpino (subíndice 2), a partir fundamentalmente de las paragénesis de sus rocas ortoderivadas y pelíticas.

En el *acontecimiento prealpino* el metamorfismo se desarrolló en un rango de bajas presiones en los

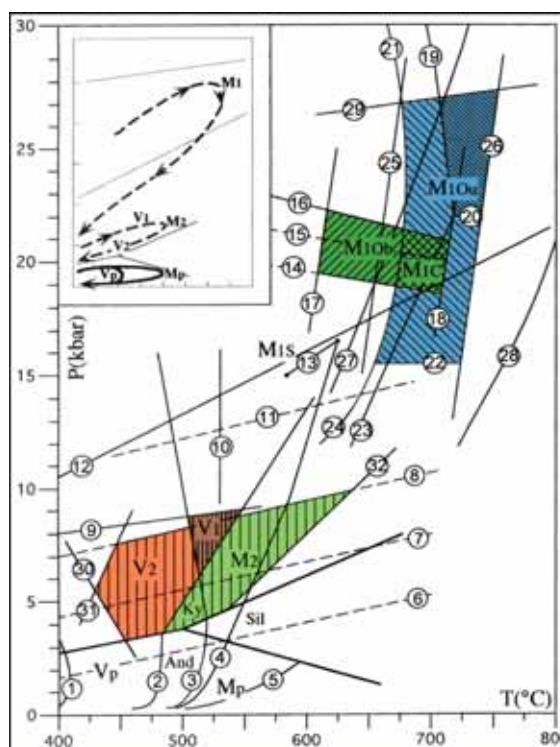


Fig. 10.—Diagrama P-T mostrando los campos de estabilidad correspondientes a los diferentes acontecimientos metamórficos identificados en los Complejos del Veleta (V) y del Mulhacén (M), según Puga *et al.* (2002). Significado de los subíndices: p = prealpino, 1 = eoalpino, 2 = mesoalpino; C = Caldera, S = Sabinas, Ou = ultramáficas ofiolíticas, Ob = básicas ofiolíticas. Inset = trayectorias P-T-t simplificadas para los acontecimientos prealpino, eoalpino y mesoalpino.

basamentos de ambos complejos, mientras que el rango de temperaturas fue bajo en el Veleta (curva Vp) y de intermedio a alto en el Mulhacén (curva Mp), desarrollándose en estos complejos facies de esquistos verdes y de anfibilolitas almandínicas respectivamente. Le siguió el *acontecimiento eoalpino*, de P y gradiente intermedios en el Veleta (curva V1) y de alta P, o bajo gradiente, en el Mulhacén (curva M1). El rango de condiciones P-T del metamorfismo eoalpino en el Veleta está representado en el campo V1 de color marrón, que desarrolló facies de anfibilolitas de albita-epidota, mientras que en el Mulhacén se desarrollaron facies de eclogitas. El campo azul corresponde a las condiciones de estabilidad de las paragénesis desarrolladas en las rocas ultramáficas, de la Unidad Ofiolítica del Complejo del Mulhacén, durante el acontecimiento eoalpino, mientras

que el campo verde oscuro, que se superpone parcialmente con el anterior, representa las condiciones de estabilidad de la paragénesis eclogítica desarrollada en las rocas básicas de la misma unidad. El *acontecimiento mesoalpino*, que siguió a un período de exhumación de las rocas previamente metamorfizadas, se originó bajo condiciones de P parecidas en los complejos del Veleta (campo naranja, V₂) y del Mulhacén (campo verde claro, M₂), aunque la T fue algo superior en este último. En ambos complejos se desarrollaron facies de anfibolitas de albita-epidota, a las que se superpusieron paragénesis de esquistos verdes en un *proceso retrógrado nealpino* caracterizado por su escasa blastesis.

Evolución temporal de los procesos petrogenéticos

En la tabla 1 se muestran: la evolución en el tiempo de los procesos metamórficos y magmáticos registrados en los complejos del Veleta y del Mulhacén, una síntesis de sus dataciones de edad absoluta obtenidas por diferentes métodos (ver Puga *et al.*, 2002, 2005), así como los acontecimientos geológicos que explicarían el desarrollo de cada uno de estos procesos a partir del Carbonífero.

Los procesos petrogenéticos que se han identificado sólo en uno de estos complejos, se han indicado en la tabla 1 poniendo entre paréntesis, junto a los mismos, las iniciales del complejo o formación correspondiente (CV = Complejo del Veleta, CM = Complejo del Mulhacén, FS = Formación Soportújar del Complejo del Mulhacén). La mayor parte de las diferencias en los procesos magmáticos y metamórficos registrados en ambos complejos están ubicadas entre el Carbonífero y el Eoceno, lo que da lugar a la formación de tipos de rocas muy diferentes en ambos complejos (fig. 3). Sin embargo, a partir de esta época ambos complejos siguen una evolución petrogenética común, lo que sugiere que su superposición actual sólo tuvo lugar a partir del Eoceno, como se indica en la tabla 1 y se muestra gráficamente en la figura 11. Durante el Neógeno, la evolución metamórfica y tectónica de ambos complejos fue común, lo que dificulta su diferenciación por criterios tectónicos, aunque en sus rocas permanecen reliquias mineralógicas de las paragénesis previas diferenciales (fig. 10), así como peculiaridades geoquímicas en los litotipos ígneos (figs. 7 a 9), que permiten distinguir su pertenencia a uno u otro complejo.

Evolución geodinámica de los materiales geológicos constitutivos del Espacio Natural de Sierra Nevada

La evolución geodinámica diferencial entre los Complejos del Veleta y del Mulhacén (y entre las diferentes unidades tectónicas de este último), en el período de tiempo comprendido entre el Carbonífero, en el que se registraron los primeros procesos magmáticos y metamórficos datados radiométricamente y el Mioceno, en que se han registrado los últimos (tabla 1), se ha representado gráficamente en el modelo de la figura 11, modificado a partir del publicado por Puga *et al.* (2002). Este modelo consta de una sucesión de procesos petrogenéticos que se enumeran a continuación, los cuales se fundamentan en los datos litoestratigráficos, geoquímicos y petrológicos, mostrados en las figuras 7 a 10 y en la tabla 1, así como en las reconstrucciones tectónicas de la región alpino-mediterránea elaboradas por numerosos autores, a partir de Dewey *et al.* (1973), que han sido sintetizadas por Rosenbaum *et al.* (2002).

1. Durante la Orogenia Hercínica se originó el magmatismo ácido sin-colisional, datado como Carbonífero, que originó los ortogneises del zócalo de la Unidad de la Caldera y el metamorfismo de alto gradiente que afectó a este zócalo (figs. 3, 4, 7 y 10).

2. En una etapa distensiva post-hercínica, se originó el magmatismo ácido a intermedio, de edad Pérmico a Triásico, en condiciones de intraplaca, que originó niveles estratoides de ortogneis, intercalados entre mármoles y esquistos de la cobertera de la Unidad de las Sabinas y, en menor proporción, en la cobertera de la Unidad de la Caldera (figs. 3, 6 y 7).

3. Durante el Jurásico se alcanzó una etapa de máxima distensión, que en el Complejo del Mulhacén originó el suelo oceánico del que derivan los materiales básicos y ultramáficos que forman la Asociación Ofiolítica Bética (AOB), mientras que en el Complejo del Veleta originó un magmatismo básico, muy escaso, en condiciones de intraplaca continental (figs. 3, 4, 8 y 9). Sobre el suelo oceánico Jurásico se depositaron sedimentos silíceos, arcillosos y carbonatados, entre el Jurásico superior y el Cretácico superior, a partir de los cuales se ha originado la secuencia sedimentaria ofiolítica, que recubre indistintamente las rocas básicas y las ultramáficas de la AOB (fig. 3).

4. A partir del Cretácico superior empezó la orogénesis alpina debida a la convergencia entre las placas ibérica y africana, lo que produjo la subducción de la corteza oceánica, generada en el Jurásico,

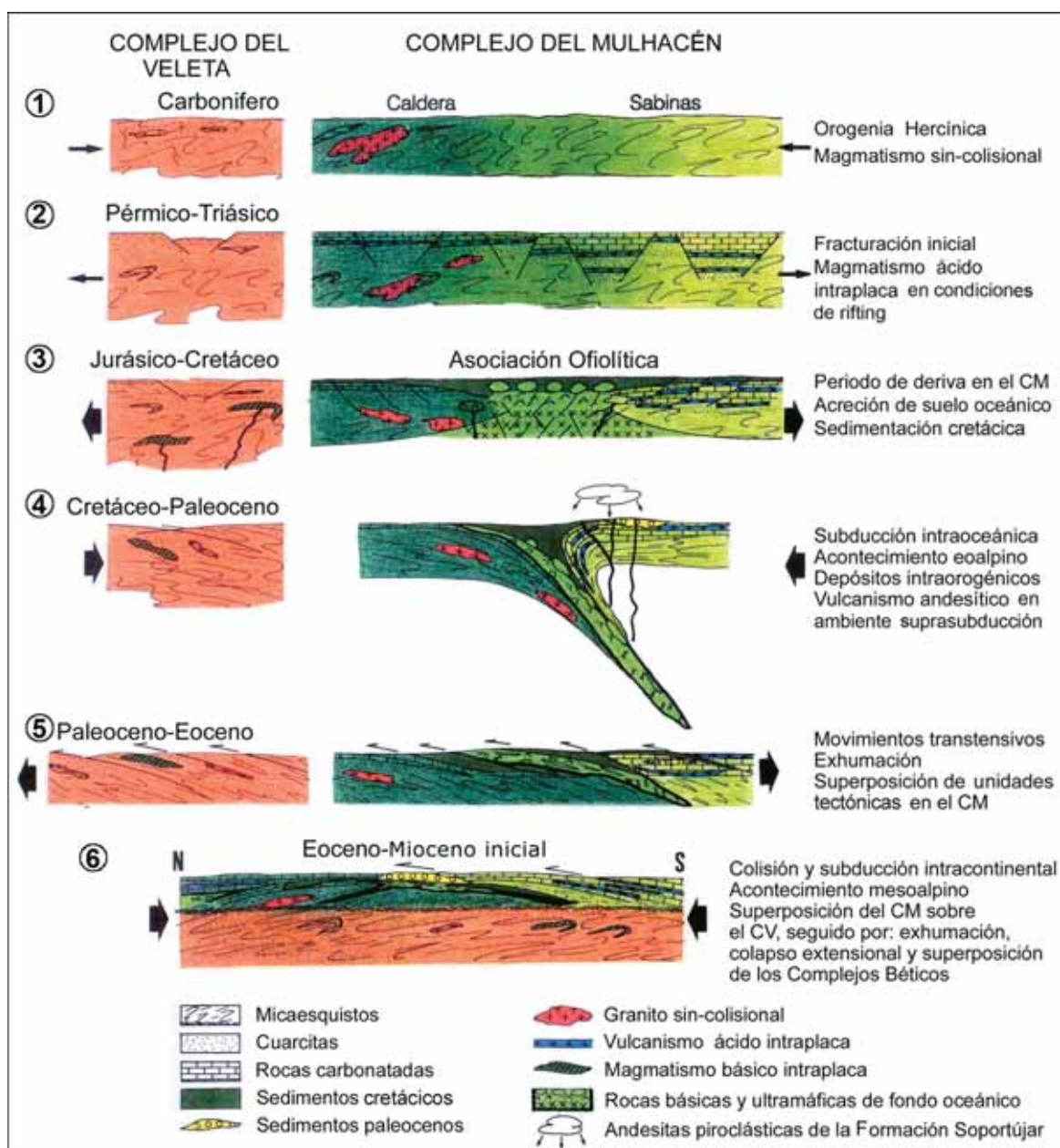


Fig. 11.—Modelo de evolución geodinámica de los Complejos del Veleta y del Mulhacén entre el Carbonífero y el Mioceno inicial.

y de los dominios adyacentes del Complejo del Mulhacén, así como el metamorfismo de alta presión (eoalpino), en facies eclogitas, de las diferentes unidades de este complejo (figs. 10 y 11).

5. Como consecuencia de la subducción eoalpina se produjeron, en la placa suprayacente, algunos fundidos calcoalcalinos de naturaleza andesítica s.l. Al cesar la subducción estos fundidos salieron a la

superficie principalmente en forma de material piroclástico, mezclándose con los sedimentos de tipo continental de la Formación Soportújar, e intruyeron estos sedimentos, formando diques o pequeños cuerpos subvolcánicos que han sido datados como Paleocenos (figs. 6, 8 y 9). En el período Paleoceno-Eoceno se produjeron también movimientos transcurrentes entre ambas placas, que fueron acompañados por la exhumación de parte de los materiales subducidos, con la consiguiente superposición tectónica de las diferentes unidades del Complejo del Mulhacén.

6. Durante el período Eoceno superior-Oligoceno se produjo una nueva etapa de convergencia entre las placas ibérica y africana que originó el acontecimiento metamórfico mesoalpino, en condiciones de la facies de las anfibolitas de albita-epidota, tanto en el Complejo del Mulhacén como en el del Veleta (fig. 10). Esta etapa compresiva fue seguida, durante el Oligoceno final-Mioceno inicial, de un nuevo proceso de exhumación, durante el cual se produciría la superposición del Complejo del Mulhacén sobre el del Veleta y, posteriormente, la superposición de los Complejos Alpujárride y Maláguide sobre los del Mulhacén y Veleta.

7. A partir del Mioceno medio-superior, los diferentes complejos béticos, tectónicamente empilados en el ámbito de Sierra Nevada, se plegaron formando un gran anticlinorio de dirección ENE-OSO, que se fue erosionando progresivamente en sus zonas más elevadas, al mismo tiempo que se desarrollaban las Cuencas Neógenas que lo rodeaban (figs. 1 y 2). Estas cuencas se nutrieron, en gran parte, de la erosión de materiales metamórficos progresivamente más profundos en la pila tectónica, a medida que ésta se iba elevando, hasta alcanzar las máximas alturas actuales que están formadas por rocas de los Complejos del Mulhacén y del Veleta, mientras que los materiales del Complejo Alpujárride, que ocupaban una posición tectónica más alta, fueron erosionados previamente y ahora forman una orla alrededor de Sierra Nevada que alcanza menores alturas.

Georrecursos de interés petrológico del Espacio Natural de Sierra Nevada

En lo que sigue se enumeran algunos georrecursos petrológicos, de gran interés para el conocimiento geológico de Sierra Nevada, que se describen someramente. La numeración de estos georrecursos es coincidente con la mostrada en el mapa de

la figura 2 y en la columna litoestratigráfica (fig. 3). El orden de su numeración va desde los que afloran más profundos, que forman parte del Complejo del Veleta, hasta los más superficiales, que se superponen tectónicamente sobre el anterior formando las diferentes unidades del Complejo del Mulhacén. En la tabla 2 se indica la localización geográfica donde se encuentra ubicado cada uno de los georrecursos seleccionados, cuya génesis se explica mediante los procesos petrogenéticos que componen el modelo geológico evolutivo de la figura 11. El significado de las abreviaturas utilizadas en las fotos de las figuras 4 a 6, que se referirán a continuación, puede verse en el apartado de litologías de los Complejos del Veleta y del Mulhacén.

Georrecurso, n.º 1.—Micaesquistos grafitosos con granate, albita o cloritoide, de grano fino, del Pico del Veleta, alternantes con cuarcitas, con paragénesis alpinas de grado medio, típicas del Complejo del Veleta (fotos V-2 y V-4). La foto V2 muestra peciloblastos de albita que fosilizan una esquistosidad plegada eoalpina, marcada por las inclusiones de grafito contenido entre los lechos micáceos preexistentes al desarrollo de la plagioclasa, y están rodeados por la esquistosidad mesoalpina, marcada por la alternancia de lechos de mica incolora con grafito y lechos de cuarzo. Esta esquistosidad, de plano axial de pliegues isoclinales, se adapta por flattening alrededor de los peciloblastos, facilitando la recristalización de cuarzo en sus sombras de presión. La foto V4 muestra una cuarcita micácea con pequeños peciloblastos de albita y granate almandínico, en la que el bandeado de los lechos microscópicos de mica incolora y cuarzo, con textura en mortero, marca la esquistosidad alpina más aparente. La mica de esta cuarcita ha sido datada por K/Ar mayoritariamente como mesoalpina, aunque algunos relictos de fengita de mayor presión, preservados en las sombras de presión de sus granates, podrían corresponder a otra generación de mica datada, por el mismo método, como eoalpina.

Este tipo de micaesquistos grafitosos, con niveles de cuarcitas que son más abundantes en la parte superior del complejo, ocupan la mayor extensión del Espacio Natural de Sierra Nevada y sobre ellos se encuentran, superpuestas tectónicamente, las diferentes unidades que constituyen el Complejo del Mulhacén (fig. 3).

Georrecurso, n.º 2.—Micaesquistos grafitosos con peciloblastos de cloritoide prealpino de Bayarcal (foto V-1). Estos restos de cloritoide prealpino (Ctd en foto V1) fosilizan en su interior micropliegues de

Tabla 2.—Georrecursos petrológicos principales del Espacio Natural de Sierra Nevada

Nº del georrecurso en el Mapa y en la columna	Tipos de rocas y Unidad geológica del georrecurso	Localización geográfica	Nº de la Hoja del MAGNA
1	Micaesquistos grafitosos del Veleta	Pico del Veleta y su entorno	1027
2	Ídem con cloritoide prealpino	3 km al norte de Bayarcal	1028
3	Anfibolitas de albíta y epidota del Complejo del Veleta	Desde Trevélez hasta 1 km al E y al S de esta localidad	1027
4	Ídem	200 m al S-SO de la central eléctrica de Pampaneira	1042
5	Micaesquistos con peciloblastos hercínicos del zócalo de la Unidad de la Caldera (C. del Mulhacén)	Pico y Loma del Mulhacén	1027
6	Ídem	Cerro de los Muertos. 5 km al S-SO de Lanteira	1028
7	Ortogneises porfiróides hercínicos del zócalo de la Unidad de la Caldera	Prado del Cebollar. 3,5 km al N-NO de Capileira	1042
8	Ultramáficas y rodingitas eclogitizadas de la Unidad Ofiolítica	Cerro del Almirez. 8 km al N-NE de Paterna del Río	1028
9	Ídem	Cerro de Santillana. 6,5 km al N-NE de Ohanes	1029
10	Ídem	Cerro de Montenegro. 5,5 km al NE de Ohanes	1029
11	Eclogitas y anfibolitas de la Unidad Ofiolítica	Puntal de la Caldera-Loma Pelada. 1-2 km al oeste del Mulhacén	1027
12	Ídem	El morrón de la Cañada de las Yeguas. 3 km al O-NO de Capileira	1042
13	Ídem	Camarate. 6 km al S-SO de Lugros	1010
14	Ídem	Lugros-Cogollos de Guadix. 3,5 km al E-NE de Lugros	1010
15	Ortogneises riolíticos y mármoles de la cobertera de la Unidad de las Sabinas	Collado de las Sabinas. 5 km al S-SE de Güejar Sierra	1027
16	Tufitas y mármoles conglomeráticos de la Formación Sopotújar	0,5 km al E-SE de Sopotújar	1042

edad hercínica, de abiertos a cerrados, netamente diferentes a los pliegues con mayor longitud de onda, de cerrados a isoclinales, que afectan a la esquistosidad mesoalpina que los rodea, que es la esquistosidad más aparente en estas rocas. En las sombras de presión del cloritoide central se pueden observar concentraciones de cuarzo y peciloblastos de clorita, transversos a las charnelas de los pliegues que afectan a la esquistosidad eoalpina. Fuera de estos micro-

dominios, la clorita se orienta subparalelamente siguiendo la esquistosidad mesoalpina (Díaz de Federico, 1980; Puga *et al.*, 2002). Este afloramiento constituye uno de los raros ejemplos existentes en Sierra Nevada de preservación de reliquias de minerales formados durante la orogenia hercínica en el Complejo del Veleta (fig. 10 y tabla 1).

Georrecursos, n.º 3 y 4.—Ortoanfobolitas de Trevélez y Pampaneira, respectivamente, que forman

niveles estratoides, muy escasos, de color verde grisáceo, probablemente procedentes de sills, de varios metros de potencia, intercalados entre micaesquistos grafitosos del Complejo del Veleta (fig. 3). La foto V-3 corresponde a una lámina delgada microscópica de estas anfibolitas, de textura nematoblástica, formadas por peciloblastos de albita con inclusiones de clinozoisita, procedentes de una plagioclase cálcica de origen ígneo, rodeados por lechos formados por horblenda magnesiánica, actinolita, biotita, clorita y cuarzo, entre los que se encuentran agregados de cristales de titanita que pseudomorfinizan o recrecen rutilo. Estos niveles de ortoanfobolitas constituyen los únicos indicios de la existencia en el Complejo del Veleta de un magmatismo básico que, a juzgar por su geoquímica, debió originarse a partir de un manto subcontinental, en condiciones de rifting intraplaca, probablemente durante el Jurásico (figs. 8, 9 y tabla 1) (Puga *et al.*, 2002).

Georrecursos, n.º 5 y 6.—Micaesquistos grafitosos del Pico y la Loma del Mulhacén y del afloramiento del Cerro de los Muertos, respectivamente, que son característicos del zócalo de la Unidad de la Caldera del Complejo del Mulhacén (Puga, 1976; Díaz de Federico, 1980; Puga *et al.*, 1975, 1976, 2002). Presentan porfidoblastos hercínicos, de hasta un decímetro de longitud de andalucita y cristales centimétricos de estaurólita, cloritoide, granate y biotita, que han sido pseudomorfizados por una paragénesis eoalpina de alta presión (fig. 4). La foto C-1 corresponde a un micaesquisto grafitoso con porfidoblastos de varios centímetros a decímetros de longitud de andalucita, pseudomorfizada por distena, y con abundantes nódulos milimétricos de biotita, parcialmente reemplazada por granate. La foto C-2 muestra una lámina delgada de la roca C-1, en la que se puede observar una sección transversa de un cristal de andalucita prealpino (variedad chiasolito), pseudomorfizado por un agregado de cristales fibrosos de distena eoalpina, rodeado por un borde de alteración a mica incolora, y otro borde más externo de grafito, que fue probablemente expelido por la andalucita durante su desarrollo. Los nódulos de pequeños granates con inclusiones de grafito, reemplazan casi completamente cristales prealpinos de biotita. La matriz de la roca preserva la esquistosidad prealpina, a pesar del reemplazamiento generalizado de la paragénesis prealpina por los minerales de alta presión propios del acontecimiento metamórfico eoalpino. La foto C-3, del mismo tipo de roca, muestra un cristal de granate prealpino (Grt_1), hipidiomorfo

y sin inclusiones, parcialmente englobado en un porfidoblasto de biotita, también prealpina. La biotita es post-cinemática de la esquistosidad prealpina (que se conserva en la matriz de la roca) y está parcialmente reemplazada en la periferia, y a lo largo de sus fisuras, por diminutos granates eoalpinos con numerosas inclusiones de grafito (Grt_2). Ambos tipos de granate son almandínicos, pero el eoalpino, por su procedencia de la biotita, es más pobre en Mn y más rico en Mg que el prealpino.

Este tipo de micaesquistos se conservan sólo en budines decimétricos de roca, localizados en el Parque de Sierra Nevada, que han sido menos afectados por la esquistosidad y otras deformaciones alpinas que los esquistos envolventes. Estos budines constituyen una prueba inequívoca de la existencia en esta unidad de un metamorfismo prealpino, excepcionalmente bien conservado, a pesar del metamorfismo alpino subsecuente que ha transformado parcialmente las paragénesis prealpinas (figs. 4, 10 y tabla 1).

Georrecurso, n.º 7.—Ortogneises del Prado del Cebollar, procedentes de granitos profiroides sincollisionales, tardi-hercínicos (figs. 3, 4, 7, 9 y tabla 1), intrusivos en el zócalo de la Unidad de la Caldera, que han sido metamorfizados durante la orogénia alpina en condiciones de facies eclogitas (Nieto, 1996; Puga *et al.*, 2002). Estas rocas conservan, en gran parte, las texturas ígneas con fenocristales de feldespato de varios centímetros de longitud, a pesar de la deformación sufrida durante el metamorfismo eoalpino de alta presión y el metamorfismo mesoalpino, durante los cuales las paragénesis ígneas han sido reemplazadas en gran parte por minerales metamórficos (foto C-4). En contacto con algunos niveles de mármol de espesor métrico, incluidos en los esquistos del basamento de esta unidad, se han encontrado masas de skarn, de varios metros de longitud, formadas por agregados esferulíticos de diópsido, tremolita, cumingtonita y/o zoisita, en cristales de varios milímetros de anchura por varios centímetros a decímetros de longitud, que reemplazan el mármol de forma irregular y localmente completa. Junto a estos silicatos hay abundantes cristales idiomorfos, de hasta 1 centímetro de longitud, de titanita y de goetita que pseudomorfiza siderita. Este tipo de rocas de skarn sólo se han encontrado en este afloramiento dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada (Puga, 1976) y son de gran interés petrogenético y como indicadores de la edad pre-hercínica del basamento de la Unidad de la Caldera.

Georrecurso, n.º 8.—Ultramafitas ofiolíticas del Cerro del Almirez transformadas en harzburgitas secundarias con textura pseudospinifex, consistente en agregados aciculares de olivino y enstatita, de origen metamórfico, cuyos cristales alcanzan una longitud decimétrica (fotos U-1 y U-2). Estas harzburgitas secundarias forman pequeños afloramientos con pasos graduales hacia serpentinitas, que son más abundantes, y ambos tipos de rocas están atravesadas por diques de rodingitas. Esta asociación rocosa representa un ejemplo, único en el mundo, de algunas transformaciones minerales asociadas al metamorfismo de alta presión, en facies eclogitas, sobre rocas ultramáficas y básicas que previamente han sido intensamente metasomatizadas en condiciones de fondo oceánico (figs. 10 y 11, Puga *et al.*, 1999). El metamorfismo eoalpino, de bajo gradiente y muy alta presión, originó los agregados de olivino y enstatita pseudospinifex sólo a partir de las porciones de roca peridotítica previamente metasomatizadas durante su extrusión al fondo oceánico, que las transformó en asociaciones de clorita y serpentina, mientras que los protolitos poco o nada metasomatizados, conservaron parcialmente el clinopiroxeno mantélico y su olivino se transformó en clinohumita y antigorita, durante los acontecimientos metamórficos eoalpino y alpino subsecuentes (Puga *et al.*, 1999). En el mismo proceso de metasomatismo oceánico los diques doleríticos, intrusivos en las peridotitas, se transformaron en asociaciones rodingíticas, que son química y mineralógicamente diferentes de las doleritas primarias y de los diques que intruyeron en los gabros y basaltos suprayacentes. Este tipo de rocas sólo se han encontrado, hasta ahora, en algunos complejos ofiolíticos y en algunas dorsales oceánicas actuales, por lo que se pueden considerar testigos muy valiosos de su procedencia del suelo oceánico tetysiano que se formó durante el Jurásico en el ámbito paleogeográfico ocupado en ese período por el Complejo del Mulhacén (Puga, 2005).

Georrecursos, n.º 9 y 10.—Asociaciones de ultramafitas y rodingitas de los afloramientos de Santillana y Montenegro, respectivamente. Estos afloramientos están formados mayoritariamente por serpentinitas, similares a las del afloramiento del Cerro del Almirez, que muestran algunos restos de minerales y texturas propias de harzburgitas secundarias, aunque mucho menos desarrolladas que en aquel afloramiento. Estas serpentinitas están atravesadas por un abundante cortejo de diques doleríticos, con potencias variables entre algunos decímetros y pocos metros, que presentan diferentes grados de

rodingitización. En algunos de los diques, de varios metros de potencia, la rodingitización, coetánea con el metasomatismo oceánico de las rocas ultramáficas encajantes, sólo afectó a la zona externa, mientras que el interior del dique conservó la composición química y la paragénesis ígnea de la dolerita preexistente. Esta paragénesis ígnea, fue posteriormente reemplazada por las paragenesis eclogítica y/o anfibolítica, durante los acontecimientos metamórficos eoalpino y mesoalpino, que sólo recrystalizaron la zona externa, rodingitizada, del dique, originando una metarodingita (fotos U-3 y U-4, fig. 10) (Puga *et al.*, 1999).

Georrecursos, n.º 11, 12, 13 y 14.—Eclogitas ofiolíticas de los afloramientos del Puntal de la Caldera-Loma Pelada, El Cestero, El Camarate y Lugros-Cogollos de Guadix, respectivamente. Estas eclogitas derivan de litologías plutónicas y volcánicas, ambas atravesadas por diques doleríticos (fotos B-1 a B-4). Las estructuras volcánicas, como las de flujo de lava y las pillow lavas, o lavas almohadilladas, que indican el ambiente submarino en que se originó este vulcanismo, están localmente muy bien conservadas (fotos B1 y B2), a pesar de que las paragénesis ígneas hayan sido completamente reemplazadas por paragénesis metamórficas (foto B3). Las eclogitas que forman estos afloramientos se originaron a partir de magmas básicos, de edad Jurásica (Puga *et al.*, 2005), que se formaron en condiciones de dorsal oceánica (figs. 8, 9 y 11, Puga *et al.*, 1995, Puga, 2005). Los protolitos ígneos fueron recubiertos por sedimentos oceánicos jurásico-cretácicos y, posteriormente, todo el suelo oceánico fue subducido, durante el acontecimiento metamórfico eoalpino, hasta un centenar de kilómetros de profundidad, lo que produjo su transformación metamórfica en condiciones de facies eclogitas (figs. 10 y 11, Puga *et al.*, 2000, 2002). Este proceso de subducción fue seguido, durante el Paleoceno, de la exhumación de una pequeña parte del material subducido, que montó sobre la corteza continental de la Unidad de la Caldera, formando afloramientos dislacerados de esta asociación ofiolítica que, junto con las rocas ultramáficas de los afloramientos del Almirez, Santillana y Montenegro, constituyen testigos muy valiosos del suelo oceánico del Tethys, del que proceden, y que desapareció en su mayor parte por convergencia de las placas europea y africana durante el Cretáceo superior.

Georrecurso, n.º 15.—Alternancias de mármoles con ortogneises riolíticos, del Collado de las Sabinas, que son típicos de la cobertera de la Unidad de

las Sabinas (fotos S-3 y S-4), bajo la cual existe un zócalo formado por esquistos grises con la asociación estaurolita-cloritoide-distena (foto S-1) y con granate almandínico en atolón (foto S-2), en el que no se han identificado minerales ni estructuras prealpinas. Estos ortogneises se originaron a partir de magmas predominantemente ácidos, de naturaleza piroclástica, durante un período de rifting continental Pérmico-Triásico, que afectó a los materiales del Complejo del Mulhacén, en un estadio evolutivo previo al desarrollo del suelo oceánico del que derivan las rocas básicas y ultramáficas de este complejo (figs. 3, 6, 7, 9 y 11. Puga, 1976; Nieto, 1996; Puga *et al.*, 2002).

Georrecurso, n.º 16.—Tufitas y mármoles conglomeráticos de Soportújar que han dado nombre a la Formación Soportújar, que se encuentra intercalada entre las unidades tectónicas más altas del Complejo del Mulhacén y entre éste y el Complejo Alpujárride (fig. 3). Estas litologías, de bajo grado metamórfico, proceden de sedimentos carbonatados de origen lagunar, en algunos puntos coexistentes con yeso, que contienen abundantes cantos, de tamaño variable, de cineritas y rocas andesítico-basálticas poco cristalinas, datadas como Paleoceno (fotos FS-1 a FS-4 y tabla 1). Los magmas andesíticos s.l. se originaron en un ambiente de génesis compresivo, en zona suprasubducción (figs. 8, 9 y 11), muy probablemente ligado a la subducción eoalpina que originó el metamorfismo de alta presión en todo el Complejo del Mulhacén (figs. 10 y 11, Puga *et al.*, 1996, 2002). Sus productos constituyen el único indicio magmático genéticamente ligado con esta subducción, que fue poco duradera como consecuencia de un cambio en el ambiente geodinámico, que pasó de ser compresivo en el Cretáceo superior a transcurrente en el Paleoceno-Eoceno (Dewey *et al.*, 1973, 1989). Los escasos metasedimentos asociados a este magmatismo andesítico son también los únicos indicios de una etapa de sedimentación intraorogénica en el Dominio Nevadofilábride, que tuvo lugar entre los acontecimientos metamórficos eoalpino y mesoalpino, en pequeñas cuencas lagunares, durante un período de transcurrencia y distensión relativa entre las placas europea y africana. La foto FS-1 muestra una discordancia estratigráfica excepcionalmente bien preservada, cerca de Soportújar, entre mármoles conglomeráticos de matriz tufítica, de esta formación, y micaesquistos de la Unidad de la Caldera infrayacentes, que presentan una esquistosidad de plano axial originada por pliegues isoclinales eoalpinos.

Conclusiones

El estudio de las formaciones geológicas que constituyen el Espacio Natural de Sierra Nevada, ha permitido dilucidar la existencia, dentro del Dominio Nevadofilábride, de dos complejos metamórficos, conocidos como Complejo del Veleta y Complejo del Mulhacén, con diferentes secuencias litológicas, de origen sedimentario e ígneo, que han experimentado también diferentes historias metamórficas, tanto durante la orogenia hercínica como durante una parte importante de la orogenia alpina. Estas conclusiones están basadas en los datos petrológicos, geoquímicos y radiométricos expuestos en este trabajo, que han permitido establecer el modelo de evolución geodinámica para ambos complejos, entre el Carbonífero y el Mioceno, mostrado en la figura 11. En este modelo se ilustran gráficamente una sucesión temporal de procesos petrogenéticos, que son diferentes para cada uno de estos complejos hasta el final del acontecimiento metamórfico eoalpino, de edad Cretáceo superior-Paleoceno, mientras que la evolución tectónica y petrogenética fue similar para ambos complejos durante los acontecimientos metamórficos mesoalpino y neoalpino, que se desarrollaron a lo largo del Neógeno.

Cada uno de los georrecurso seleccionados dentro del Espacio Natural de Sierra Nevada, y descritos en este trabajo, constituye una pieza clave para el conocimiento de la compleja historia geológica de Sierra Nevada. Estos georrecurso, de gran interés petrológico, son también imprescindibles para comprender la génesis y evolución geodinámica, entre el Carbonífero y la actualidad, de las zonas internas de las Cordilleras Béticas, de las que Sierra Nevada constituye una parte primordial. Por estas razones, es imprescindible que sus afloramientos sean especialmente preservados dentro del Espacio Natural, impidiendo la destrucción y el expolio de las rocas y minerales que los integran, mediante una vigilancia especial de los mismos, lo que permitirá que puedan ser conocidos tanto por los visitantes del Parque, en general, como por la comunidad científica actual y de las generaciones futuras.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha podido realizarse gracias al soporte económico del Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía n.º RNM 333 y del Proyecto de Investigación BTE 2003-09808 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Agradecemos profundamente la exhaustiva revisión crítica del manuscrito realizada por los Drs. Cebriá y López Ruiz, que ha motivado una mejora considerable en la presentación del texto, así como la valiosa ayuda en el diseño gráfico de A. Díaz Puga.

Referencias

- Andriessen, P. A. M., Hebeda, E. H., Simon, O. J. y 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). *Chem. Geol.*, 91: 33-48.
- Brouwer, H. A. (1926). Zur Geologie der Sierra Nevada. *Geol. Rundsch.*, 17: 118-137.
- De Jong, K. (1991). *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)*. Tesis Doctoral, Vrije Universiteit, Amsterdam, 203 págs.
- De Jong, K., Wijbrans, J. R. y 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 Planet. Sci. Lett.*, 110: 173-191.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. y Bonin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. y Knott, S. D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics* (N. P. Coward, D. Dietrich y R. G. Park, edit.) Geological Society Special Publication, 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 págs.
- Díaz de Federico, A., Torres Roldán, R. L. y Puga, E. (1990). The rock series of the Betic Substratum. In: *Les Basins Neogenes du domaine Betique Oriental*. Doc. et Trav. IGAL., Paris, 12-13: 19-29.
- Egeler, C. G. (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau*, 53: 260-269.
- Fallot, P., Faure-Muret, A., Fontbote, J. M., Sole Safaris, L. (1961). Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 74: 347-557.
- Hebeda, E. H., Boelrijk, N. A. I. M., Priem, H. N. A., Verdurmen, E. A. Th., Verschure, R. H. y Simon, O. J. (1980). Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in Southeastern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47: 81-90.
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G. y De Min, A. (1999). Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: 616-618.
- Monié, P., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Goffe, B. y Jabaloy, A. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Jour. Geol. Soc. London*, 148: 289-297.
- Nieto, J. M. (1996). *Petrología y geoquímica de los ortogneises del Complejo del Mulhacén Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 210 págs.
- Nieto, J. M., Puga, E., Díaz de Federico, A., Sánchez Rodríguez, D., Gebauer, E., Jagoutz, E. y 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). *Cuad. Geodin. Alpina Quat.*, 4: 85-86.
- Nieto, J. M., Puga, E., Monie, P., Díaz de Federico, A. y Jagoutz, E. (1997b). High-pressure metamorphism in meta-granites and orthogneisses from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). *Terra Nova Abstract. Supp.*, 1: 22-23.
- Nieto, J. M., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (2000). Late Variscan pyroclastic rocks from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). In: *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments* (H. Leyrit y Ch. Montenat, edit.), Gordon and Breach Science Publishers, 217-224.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Orogenic andesites and related rocks* (Thorpe, R. S., edit.), John Wiley & Sons, 525-548.
- Pearce, J. A., Lippard, S. y Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: *Marginal Basin Geology. Geol. Soc. Spec. Publ.* (B. P. Kokelaar y M. F. Howells, edit.), 16: 77-94.
- Portugal Ferreira, M., Ferreira, J. D., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1988). Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain). *II Congr. Geol. Esp. Com.* 2: 55-58.
- Puga, E. (1971). *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Resumen de Tesis Doctoral, Universidad de Granada. Secretariado de Publicaciones, 23 págs.
- Puga, E. (1976). *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. Secretariado de Publicaciones Univ. Granada, ISBN 84-338-0024-8, 269 págs.
- Puga, E. (1977). Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du sud) d'éclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285: 1379-1382.
- 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. In: *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy. CROP 1 Volume* (I. R. Finetti edit.). University of Trieste, Elsevier, Italy, 665-704.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Fontbote, J. M. (1974). Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geol.*, 30: 543-548.
- Puga, E., Fontboté, J. M. y Martín Vivaldi, J. L. (1975). Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymeta-

- morphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 55: 227-241.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1976). Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 161-171.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A., (1978). Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. *Reunión Geodinámica Cordilleras Béticas y Mar De Alborán*. Universidad de Granada, España, 79-111.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Morten, L. y Bargossi, G. M. (1984). La Formación Soportújar del Complejo de Sierra Nevada: características petrológicas y geoquímicas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12: 61-89.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Demant, A. (1995). The eclogitized pillows of the Betic Ophiolitic Association: relics of the Tethys Ocean floor incorporated in the Alpine chain after subduction. *Terra Nova*, 7: 31-43.
- Puga, E., Nieto, J. M., Díaz de Federico, A., Portugal, M. y Reyes, E. (1996). The intra-orogenic Soportújar Formation of the Mulhacén Complex: evidence for the polycyclic character of the Alpine orogeny in the Betic Cordilleras. *Eclogae Geol. Helv.*, 89: 129-162.
- Puga, E., Nieto, J. M., Díaz de Federico, A., Bodinier, J. L. y Morten, L. (1999). 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: 23-56.
- Puga, E., Nieto, J. M. y Díaz de Federico, A. (2000). Constraining P-T path in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *Can. Miner.*, 38: 1137-1161.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Nieto, J. M. (2002). Tectono-stratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic Zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15: 23-43.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J. M., Díaz Puga, M. A., Rodríguez Martínez-Conde, J. A. y Manteca Martínez, J. I. (2004a). Argumentos petrológicos y geoquímicos para la subdivisión del Complejo Nevado-Filábride en los Complejos del Veleta y del Mulhacén. *Geo-Temas*, 6: 101-104.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Manteca Martínez, J. I., Rodríguez Martínez-Conde, J. A. y Díaz Puga, M. A. (2004b). The Canteras-Galifa Neogene conglomerates: Evidence for an Ophiolitic Association submerged in the Mediterranean Sea at the eastern end of the Betic Chain. *Ofioliti*, 29: 213-230.
- Puga, E., Fanning, M., Nieto, J. M. y Díaz de Federico, A. (2005). New recrystallisation textures in zircons generated by ocean-floor and eclogite facies metamorphism: a cathodoluminescence and U-Pb SHRIMP study with constraints from REE elements. *Can. Miner.*, 42: 183-202.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. y Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359: 117-129.
- Tendero, J. A., Martín-Algarra, A., Puga, E. y 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. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 1115-1122.

Recibido el 19 de marzo de 2007
Aceptado el 16 de octubre de 2007