

ENCUADRE GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE ALMERÍA

FRANCISCO SÁNCHEZ-MARTOS¹, JOSÉ MARÍA CALAFORRA¹ Y JOSÉ MIGUEL ALONSO-BLANCO²
¹ *Dpto. Hidrogeología y Química Analítica, Universidad de Almería*
² *Afloraguas, Almería*

INTRODUCCIÓN

El orógeno Bético-Rifeño constituye el extremo más occidental del sistema alpino del Tethys. En las Cordilleras Béticas, que se extienden desde la provincia de Cádiz hasta las Balears, se diferencian dos segmentos de corteza continental (BALANYA, 1991: el dominio Sudibérico, equivalente a las **Zonas Externas** (Subbético y Prebético), y el Dominio de Alborán, asimilable a las **Zonas Internas** (Zona Bética). Tras la orogenia alpina, con sus diferentes fases de deformación, se delimitaron una serie de cuencas intramontañosas. Estas cuencas se rellenan con una serie sedimentaria marina, básicamente con materiales de carácter detrítico margoso, algunos tramos calcáreos, arrecifales y evaporíticos que evolucionan a una sedimentación continental a partir del Cuaternario. También existe un volcanismo neógeno relacionado con las mismas.

En el ámbito de la provincia de Almería no afloran los materiales prebéticos, sí lo hacen algunos correspondientes al dominio subbético en el Norte (Sierra de María). Las formaciones asociadas a la Zona Bética son las que alcanzan un mayor desarrollo superficial y se corresponden con el resto de las alineaciones montañosas de la provincia (Sierra Nevada- Filabres, Gádor, Alhamilla-Cabrera, Estancias-Almagro). Las depresiones neógenas más significativas son las de Almería-Níjar, Tabernas-Sorbas, Vera y Almanzora. El conjunto de materiales que constituyen la Zona Bética presenta una estructura complicada con un basamento alóctono sobre el que se superponen una serie de mantos que han sufrido translaciones significativas. La edad de estas unidades varía desde el Paleozoico hasta el Eoceno, con distintos grados de metamorfismo.

El Dominio de Alborán (Zonas Internas) se compone de tres grandes unidades superpuestas: *Complejo Nevado-Filábride*, *Complejo Alpujárride* y *Complejo Maláguide* (figura 1). Los criterios que han definido estos complejos se relacionan con las características estratigráficas, grado de metamorfismo, evolución metamórfica y tipo de manifestaciones magmáticas (figura 1).

Las Zonas Externas muestran unas características muy diferentes, en ellas los materiales paleozoicos no afloran y la cobertera incluye depósitos comprendidos entre el Triásico y el Mioceno inferior. El Triásico aparece con facies germano-andaluza y el resto de los materiales son marinos con dominio de los depósitos carbonatados y margosos.



Figura 1. Las Zonas Internas en la Provincia de Almería: Unidades Tectónicas Béticas del sector Centro-Oriental de la Cordillera. (1) **Nevado Filábride:** (unidad tectónica inferior). Zócalo paleozoico (Precámbrico?) con cobertera triásica parcialmente carbonatada. Intenso metamorfismo alpino. Mantos del Veleta y Mulhacén. (2) **Alpujárride:** (unidad tectónica intermedia). Esquistos paleozoicos, filitas y cuarcitas triásicas, rocas ígneas básicas, rocas dolomíticas y mármoles. Localmente migmatitas y gneises. (3) **Maláguide:** (unidad tectónica superior). Zócalo paleozoico (detritico) no metamórfico con cobertera permotriásica (arcillosa) y carbonatada (Jurásico-Cretácico y Paleógeno). (Trabajos de Síntesis: SANZ DE GALDEANO (1996, 1997), GARCIA DUEÑAS et al. (1992), MARTIN ALGARRA (1987).

ZONAS INTERNAS

Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride constituye los relieves montañosos de Sierra Nevada, Sierra de los Filabres (DE JONG y BAKKER, 1991; GARCIA-DUEÑAS et al., 1988) y aparece presente en los núcleos de Sierra de Alhamilla, Sierra Cabrera y Sierra Almagrera (ALDAYA et al., 1979; DE JONG, 1991) con una orientación general E-W. Se trata de un potente conjunto de unidades, básicamente metapelíticas, que han experimentado un intenso grado de metamorfismo. Su litología, descrita de un modo esquemático se corresponde con la siguiente disposición:

- Formación basal, compuesta de micasquistos grafitosos y granatíferos con bancos de cuarcitas grisáceas. Se trata de una formación polimetamórfica sobre la que actuó un metamorfismo de carácter regional. Se le asigna una edad genérica Paleozoico.

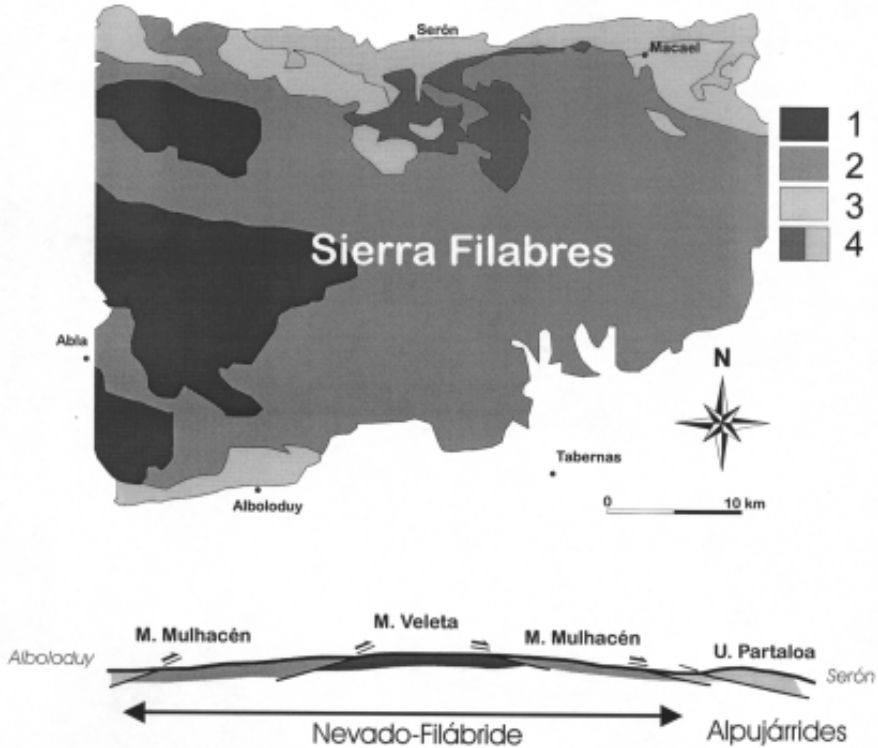


Figura 2. Esquema cartográfico y corte sintético de las unidades en el área central de Filabres entre Alboloduy y Serón. **Nevado Filábride** (1) Manto del Veleta (F. Aulago) esquistos (2000 m) y mármoles intercalados. (2) **Manto del Mulhacén** (U. Calar Alto). (3) **U. Bédar-Macael**. Esquistos claros y cuarcitas (F.Tahal) mármoles y yesos (F.Huertecicas), mármoles y calcoesquistos (F.Casas), con frecuentes metabasitas. **Alpujárride** (4) U. de Partalóa. Trabajos de Síntesis: GARCIA DUEÑAS et al. (1988), JABALOY (1993), DE JONG (1991), SANZ DE GALDEANO (1997).

- Sobre la formación anterior aparece discordantemente un conjunto similar de micasquistos y cuarcitas, con niveles de calizas y metabasitas en la parte superior de la serie y de metaconglomerados en la base. Se le atribuye una edad Permotriás.

- En algunos puntos y sobre la serie anterior aparecen carniolas, mármoles y micasquistos con intercalaciones de anfibolitas. Pertenecen al Triás inferior-medio, si bien pudiera extenderse a edades posteriores.

En cuanto a su disposición en unidades, en el sector de Sierra Nevada-Filábres se distinguen dos grandes unidades, Manto del Veleta en la base y Manto del Mulhacén en la parte superior (figura 2; PUGA et al., 1974). El Manto del Veleta se compone a su vez de dos unidades, la inferior compuesta básicamente de micasquistos y la superior, de una litología semejante, aunque con numerosas intercalaciones cuarcíticas. El Manto del Mulhacén se compone de una potente serie de micasquistos sobre los que aparecen formaciones muy diversas, cuarcitas, anfibolitas, gneises y mármoles.

Complejo Alpujárride

El complejo Alpujárride está constituido por una serie de unidades tectónicas alóctonas en posición superior al complejo Nevado-Filábride. El número de estas unidades varía según la transversal considerada. En algunas zonas, en la base de este complejo, se han descrito ciertas unidades de peculiares características que algunos autores las han agrupado en complejos diferentes (AKKERMAN et al., 1980; ALDAYA et al., 1979). La secuencia más completa, descrita a lo largo del río Adra, distingue cinco unidades, que de abajo hacia arriba son: *Gádor (Lújar)*, *Cástaras*, *Alcázar*, *Murtas-Félix* y *Adra*.

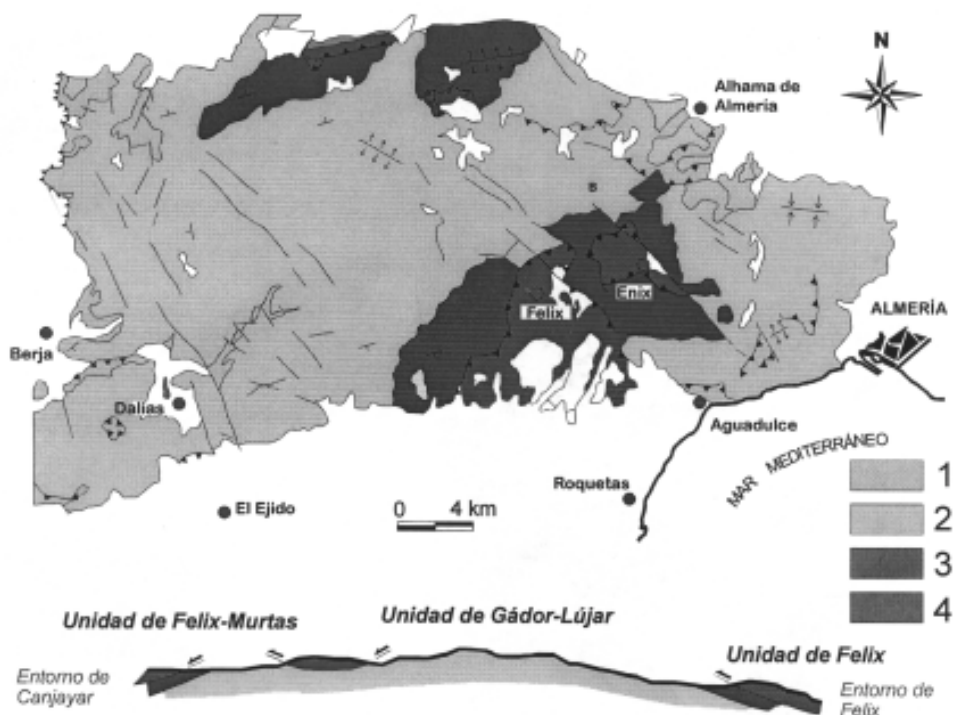


Figura 3. Unidades Alpujárrides en el macizo de Sierra de Gádor y corte sintético NW-SE. Unidad de Gádor-Lújar (1) Filitas, cuarcitas y calcoesquistos. (2) Dolomías y calizas. Unidad Felix-Murtas (3) Filitas, calcoesquistos, calizas. (4) Dolomías. Trabajos de síntesis: JACQUIN (1970), OROZCO (1972) y SANZ DE GALDEANO (1985).

Las unidades alpujárrides meridionales aparecen a lo largo de la alineación Sierra de Gádor (figura 3; JACQUIN, 1970; OROZCO, 1972), Alhama (figura 4; PLATT et al., 1983), Cabrera, si bien en estas dos últimas aparecen como una orla rodeando un núcleo de materiales nevado-filábrides (ALDAYA et al., 1979). Las unidades septentrionales forman la alineación Estancias-Almagro (figura 5).

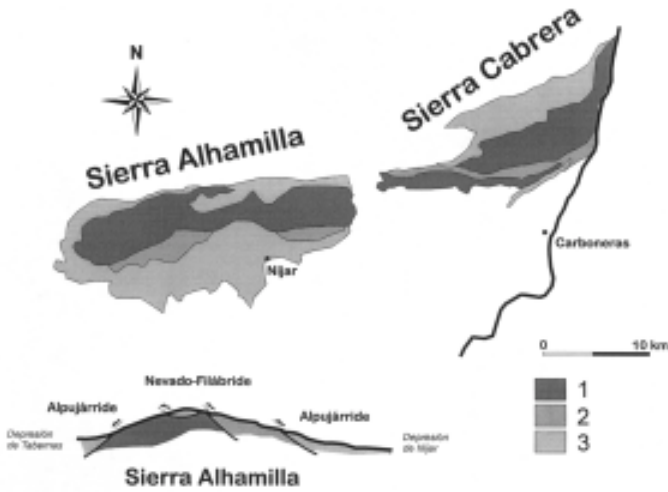


Figura 4. Esquema cartográfico de los relieves de Sierra Alhamilla y Cabrera. Corte sintético N-S del sector central de Alhamilla, pasando por el Colativí. Nevado Filábride: (1) Esquistos, cuarcitas de la unidad de Alhamilla (M.Veleta?). (2) Esquistos, cuarcitas, mármoles, gneises, anfibolitas correspondientes a la unidad de Castro, (M. Mulhacén). Alpujarride: (3) Esquistos, cuarcitas, filitas, dolomías de la unidad Aguilón.

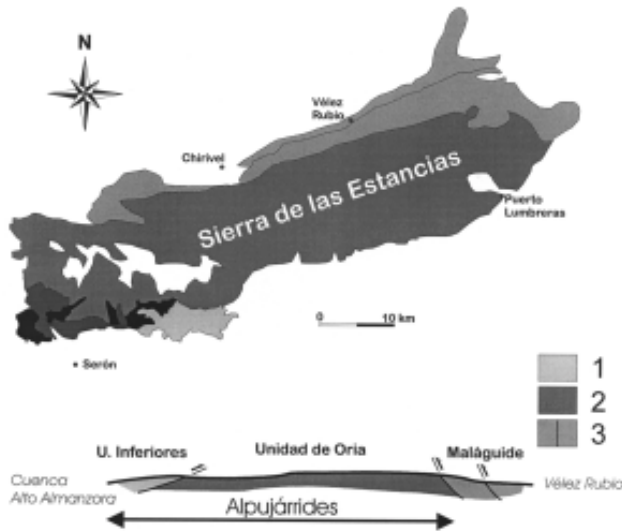


Figura 5. Esquema geológico del Conjunto de las Estancias y el Pasillo de Chirivel. Alpujarride: (1) Micaesquistos, cuarcitas (2000 m), calizas y dolomías (300 m) (U. Oria-Blanquizaes); Micaesquistos, filitas, cuarcitas, calizas y dolomías (U. Inferiores). Maláguide: (2) Zócalo Paleozoico. Calizas, grauwacas, areniscas, pizarras y conglomerados. (3) Mesozoico y Terciario. Conglomerados y areniscas triásicas, calizas jurásicas y margocalizas cretácicas (300 m), calcarenitas eocenas, conglomerados oligocenos. Trabajos de síntesis: GEEL (1973), AKERMAN et al. (1980), MAKEL (1985), MARTÍN-ALGARRA (1987).

- La secuencia de una de estas unidades, cuando aparece completa, presenta las siguientes formaciones:

- Formación inferior de micasquistos y cuarcitas. Consiste en un conjunto metamórfico, bastante homogéneo, de micasquistos, a veces grafitosos, que alternan con capas de cuarcitas. La edad esta formación corresponde al Paleozoico.

- Formación superior de micasquistos y cuarcitas. Aparece discordante sobre la anterior. La integra, igualmente, un monótono y potente conjunto de micasquistos y cuarcitas. Se le atribuye una edad Paleozoico superior.

- Formación de filitas y cuarcitas. Aflora en discordancia con la anterior. Se compone de filitas y cuarcitas con algunas intercalaciones de rocas carbonatadas y yesos. Su edad es Permo-Werfeniense.

- Formación calizo-dolomítica. Se compone de calizas, calizas dolomíticas y dolomías de facies alpina, que han experimentado un cierto grado de recristalización. El contacto con la formación anterior tiene lugar a través de niveles de calcoesquistos, los fenómenos de despegue están muy generalizados. Puede adquirir espesores superiores a 1300 m (ALDAYA et al., 1979).

Complejo Maláguide

Los materiales del Complejo Maláguide afloran a lo largo de una alineación WSW-ENE en la vertiente norte de la Sierra de Las Estancias (figura 5; GEEL, 1973; MARTÍN-ALGARRA, 1987) y en algunos pequeños isleos sobre materiales alpujárrides (RONDEEL, 1965) situados más al Sur. Desde el punto de vista estratigráfico este Complejo difiere en gran medida de los anteriormente descritos. Incluye materiales poco o nada metamorfizados y representa una gran amplitud temporal, desde el Paleozoico hasta el Terciario Inferior.

Los niveles paleozoicos coinciden con una formación de tipo flysch, compuesta por arenas y conglomerados con algunos niveles carbonatados. Encima se sitúa un Permotrías, ligeramente discordante, con conglomerados, areniscas y pelitas rojas seguido de calizas y dolomías oscuras poco potentes. La serie continúa con unas calizas oolíticas jurásicas ligeramente dolomitizadas, sobre las que aparecen margas y margocalizas cretácicas que durante el Oligoceno muestran un carácter más detrítico y presencia de estructuras turbidíticas. Los materiales mesozoicos aparecen en sucesiones continuas y potencias reducidas.

ZONAS EXTERNAS

Dentro de la provincia de Almería únicamente afloran materiales pertenecientes a las Zonas Externas en los relieves situados al norte de la Sierra de Las Estancias, en la Sierra de María y Sierra del Gigante (figura 6). Las unidades definidas en este área corresponden a las denominadas como “Subbético” y “Subbético Interno”. Esta última, más próxima geográficamente a las Zonas Internas. También existen formaciones cuya asignación a un dominio u otro puede ser complicada y que se han denominado genéricamente “Unidades Intermedias”.

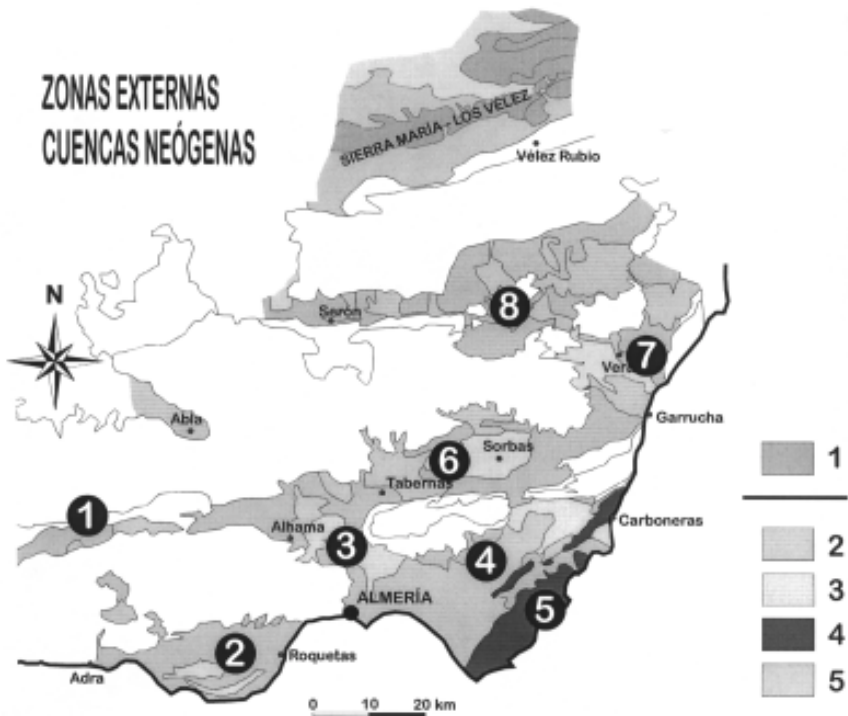


Figura 6. Distribución de las cuencas neógenas ((1) Corredor de las Alpujarras (Ugíjar - Canjáyar).(2) Campo de Dalías. (3) Cuenca de Almería - Bajo Andarax. (4) Depresión de Níjar-Carboneras. (5) Volcanismo de Cabo de Gata. (6) Depresión de Sorbas-Tabernas. (7) Depresión de Vera.(8) Cuenca del Almanzora) y de los materiales subbéticos (S. María - Los Vélez) en la provincia de Almería. Grandes Unidades: 1: Subbético, 2: Mioceno, 3: Plioceno, 4: Volcanismo de Cabo de Gata, 5: Pliocuaternario
Trabajo de síntesis: MONTENAT et al. (1990).

La litología de las unidades subbéticas es muy semejante. Se componen de una formación triásica, que aparece en afloramientos puntuales, constituida básicamente por arcillas, carniolas y yesos. Le sigue una potente serie de materiales carbonatados del Jurásico. Los materiales cretácicos se caracterizan por la presencia de niveles de margas y margocalizas. En el Terciario se compone mayoritariamente por calizas organo-detríticas con abundantes foraminíferos. La diferencia entre las dos unidades subbéticas atañe también a su amplitud temporal. Mientras que en el Subbético Interno aparecen materiales desde el Trías hasta el Cretácico, en el dominio Subbético la amplitud es mayor, extendiéndose hasta el Mioceno medio. La litología de las Unidades Intermedias es netamente diferente, se caracteriza por la presencia de materiales detríticos conglomeráticos, arenas, arcillas y margas. Su amplitud temporal se limita al intervalo Oligoceno-Mioceno Inferior.

DEPRESIONES INTRAMONTAÑOSAS

A lo largo del Mioceno se desarrolla una tectónica de bloques que afecta a todos los materiales béticos descritos anteriormente. Este marco tectónico origina unas áreas deprimidas, cuencas sedimentarias, que poseen una acusada subsidencia. Estas cuencas se rellenan con sedimentos postorogénicos, formaciones neógenas y cuaternarias, con características muy variables (MONTENAT y OTT D'ESTEVOU, 1990) tanto en lo relativo a su extensión superficial, como a la potencia de sus materiales.

Dentro de la provincia de Almería se diferencian varias cuencas con un origen (figura 7) entre las que destacan la depresión de Almería-Andarax, Níjar-Carboneras (Montenat et al., 1990), la cuenca de Tabernas-Sorbas (OTT D'ESTEVOU y MONTENAT, 1990) y la depresión de Vera-Garrucha (OTT D'ESTEVOU et al., 1990). Otras cuencas significativas son el Campo de Dalías-Adra, la cuenca del río Almanzora, la Cubeta de Pulpí, el Corredor del Alto Almanzora y el Corredor de las Alpujarras (Ugíjar-Canjáyar; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ et al., 1990).

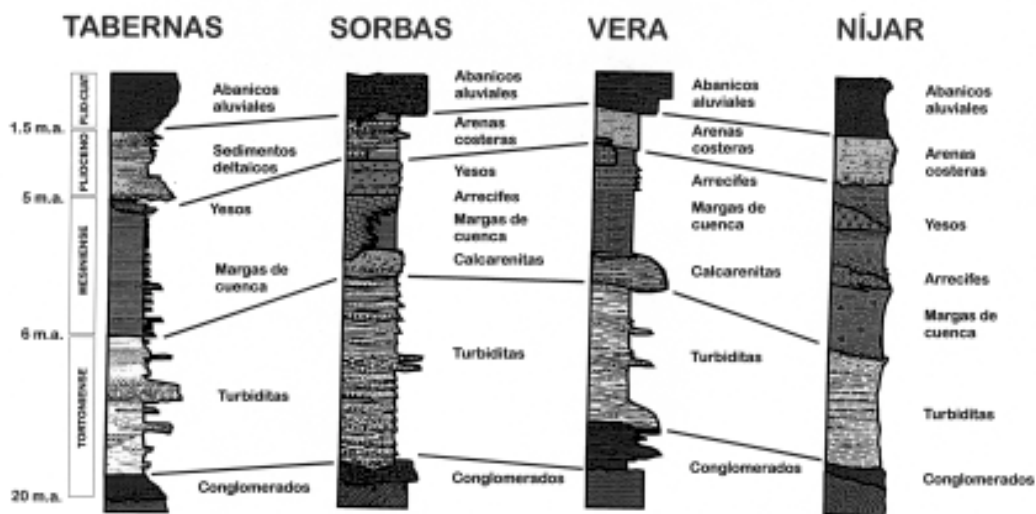


Figura 7. Columnas estratigráficas sintéticas de las cuencas neógenas más representativas. Trabajos de síntesis: WEIJERMANS (1995); MONTENAT y OTT D'ESTEVOU (1990).

Materiales Sedimentarios

- Una serie sintética para los materiales que constituyen el relleno neógeno-cuaternario de estas cuencas podría ser la siguiente:

- *Mioceno*. Los sedimentos miocenos marinos constituyen la mayor parte de las formaciones que rellenan las cuencas neógenas. Su base consiste en una formación conglomerática de cantos béticos sobre la que se depositan calcirruditas, calcarenitas y areniscas con cemento

carbonatado. Algunos retazos de estos materiales aparecen en Sierra de Gádor a unos 1.400 m de altura, aunque donde afloran con mayor espesor y continuidad es a lo largo de una banda en el borde septentrional de Sierra Cabrera, entre Turre y Mojácar. Le siguen depósitos de facies marinas pelágicas, compuestos por margas con intercalaciones arenosas de origen turbidítico y pliegues slumping. Este conjunto puede alcanzar grandes potencias. En el Mioceno superior, a lo largo del Mediterráneo occidental, se produce una regresión que conlleva significativas fluctuaciones del nivel del mar que determinan una distribución litológica con facies muy variadas. Estos procesos originan el depósito de bandas arrecifales y barras oolíticas alrededor de los relieves emergentes (BRAGA ET MARTIN, 1992; BRAGA et al., 1996)], depósitos margosos de cuenca y facies evaporíticas que, en la cuenca de Sorbas–Tabernas, alcanzan espesores karstificados superiores a los 100 m (CALAFORRA, 1998; PULIDO-BOSCH y CALAFORRA 1993).

- *Plioceno*. El Plioceno se inicia con una rápida transgresión que implantó un régimen de sedimentación en mares profundos afectando a todo el Mediterráneo. Esta fase transgresiva se denomina genéricamente Plioceno I. Posteriormente da paso a un régimen regresivo, Plioceno II, que se extiende hasta el Cuaternario. Los materiales del Plioceno I corresponden a arenas, areniscas y conglomerados, para las facies litorales más cercanas a las cadenas montañosas. Hacia el centro de las cuencas pasan lateralmente a niveles más pelíticos con margas grisáceas. En algunas cuencas tuvo lugar una sedimentación carbonatada de plataforma de reducido espesor. Los depósitos denominados Plioceno II coinciden a grandes rasgos con facies deltaicas (MATHER, 1993), en ocasiones relacionadas con las desembocaduras de la red de drenaje principal (paleodeltas de los ríos Adra, Andarax, Alías y Almanzora). Consisten en secuencias conglomerático–arenosas con niveles arcillosos y numerosas estructuras sedimentarias. Junto a estas facies aparecen depósitos fluviales y facies litorales regresivas. Estas últimas tienen una composición claramente calcarenítica (Campo de Dalías, Carboneras...).

- *Cuaternario*. Los depósitos marinos cuaternarios son especialmente abundantes en las zonas costeras donde, en contraposición con su reducida potencia, ocupan una amplia extensión superficial. Los depósitos continentales se corresponden básicamente con depósitos de ladera, glacis y abanicos aluviales (HARVEY, 1984) que pueden tener un extenso desarrollo superficial (Tabernas, Níjar, Campo de Dalías...). También aparecen formaciones de calizas travertínicas ligadas a los manantiales termales. Especialmente conocidos son los travertinos de los alrededores de Alhama de Almería y los Baños de Sierra Alhamilla.

Materiales Volcánicos

Los materiales volcánicos afloran a lo largo de la Sierra de Cabo de Gata (figura 8), y gran parte de la Serrata de Níjar hasta adosarse a Sierra Cabrera (FERNÁNDEZ-SOLER, 1996). También aparecen en la cuenca de Vera donde constituyen manchas aisladas. Las manifestaciones volcánicas de la provincia comprenden las series calcoalcalinas s.s., *calcoalcalina potásica* y *ultrapotásica*. Dataciones absolutas han determinado una edad que oscila entre 16 y 6 m.a.

El volcanismo calcoalcalino s.s. se ha desarrollado especialmente en el sector de Cabo de Gata. Se diferencian cuatro ciclos: “andesitas piroxénico–anfíbólicas”, “andesitas anfíbólicas”,

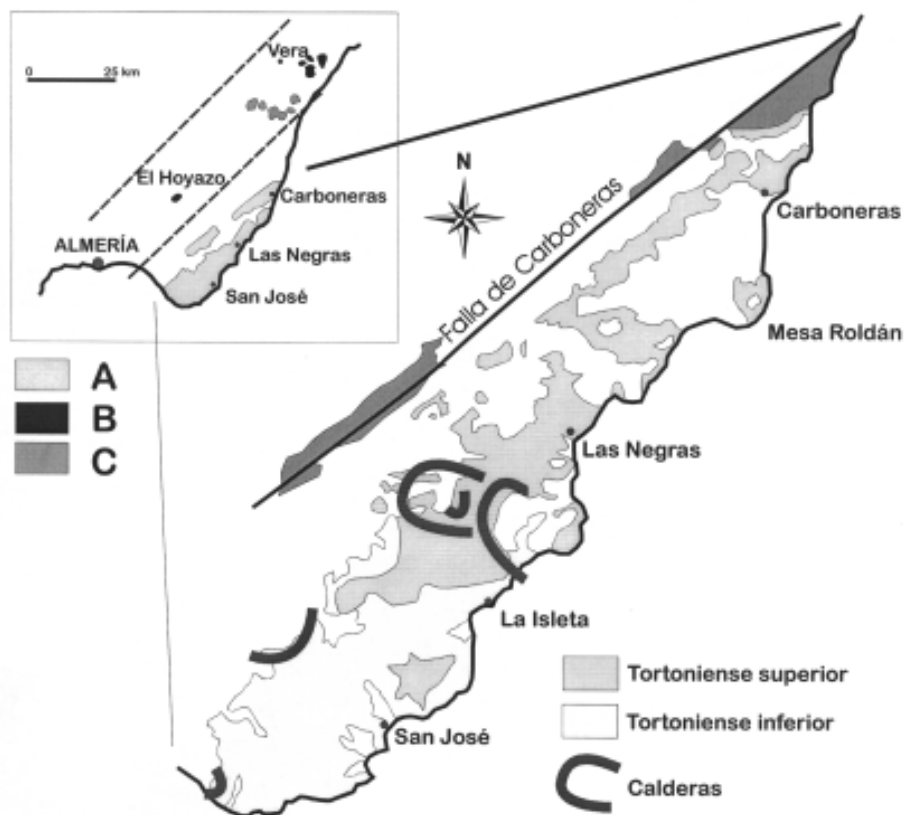


Figura 8.- Esquema cartográfico de los afloramientos volcánicos en Almería. Tipos de volcanismo: (A) Calcoalcino: Andesitas, dacitas y riolitas. (B) Calcoalcino potásico: Andesitas con enclaves metamórficos e ígneos (cordierita, granates). (C) Calcoalcino ultrapotásico: Veritas (lamproitas), olivino y flogopita, origen mantélico. Trabajos de síntesis: FERNÁNDEZ SOLER (1996), LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980).

“andesitas piroxénicas” y “dacitas”. Las series volcánicas manifiestan alteraciones hidrotermales y fenómenos de silicificación y oxidación.

El volcanismo *calcoalcino potásico* ocupa todo el sector Hoyazo–Mazarrón–Cartagena. Los afloramientos volcánicos de Vera, si se excluyen las veritas, son de tipo shosonítico. Constituyen diques y domos, con numerosos enclaves.

El volcanismo *ultrapotásico* está representado por las veritas, que aparecen únicamente en al cuenca de Vera, en extrusiones en forma de chimeneas de diámetro reducido, que perforan y deforman intensamente las rocas encajantes.

TECTÓNICA

La Cordillera Bética presenta en su conjunto tal grado de complejidad que continua en discusión su esquema general y, especialmente, su reconstrucción paleogeográfica. Uno de los primeros problemas que se plantea se refiere a la presencia de una orogenia prealpina. Las características de ésta, si es que existe, aparecen enmascaradas por los efectos de las distintas fases de la orogenia alpina y los intensos procesos metamórficos asociados a la misma.

El complejo Nevado-Filábride representa un conjunto alóctono, desplazado hacia el N y al W, compuesto de diferentes mantos, cuyo número varía según la transversal considerada. El complejo Alpujárride es alóctono sobre el anterior y ha experimentado sucesivos movimientos gravitatorios sobre el mismo. En cuanto al complejo Maláguide, igualmente alóctono, aparece en pequeños afloramientos que se encuentran sobre el complejo Alpujárride. Una vez finalizada la tectónica de mantos tienen lugar varias fases de plegamiento, siendo la más importante la que se desarrolla después del Mioceno medio, con extensos pliegues, que determinan en gran medida la configuración y morfología actual los relieves principales de la Cordillera. Aparte de cierta inestabilidad, inicio del rifting durante el Triásico y subducción durante el Cretácico superior (ALDAYA et al., 1979), pueden reconocerse dos fases tectónicas alpinas principales y otras tres o cuatro posteriores. En estas fases se desarrollarían los fenómenos de metamorfismo sincinemático y posterior formación de gneises y migmatitas. La última fase tectónica alpina podría considerarse como causante de la alineación N80E, que determinan en gran parte la configuración de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres.

La etapa de colisión final entre las Zonas Internas y las Zonas Externas tuvo lugar en el Mioceno Inferior según una dirección aproximada NS ó NNW-SSE y dio origen a fallas longitudinales de dirección EW, o más frecuentemente WSW-ENE, y a otras de componente horizontal, según directrices aproximadas NW-SE y NE-SW.

A esta etapa continuó un reajuste isostático, con elevaciones y hundimientos relativos que fueron configurando tanto las áreas emergidas como las áreas donde se depositaron los primeros rellenos de las cuencas neógenas post-orogénicas.

A partir del Mioceno Superior comienza claramente una etapa distensiva en toda la región, que afectó a la sedimentación miocena (ESTEBAN, 1979; MARTÍN y BRAGA, 1994) y, al parecer, implicó un movimiento de carácter normal en las fallas preexistentes en las fases de comprensión alpina. Las cuencas intramontañosas afectadas por la transgresión tortoniense están flanqueadas por fallas normales de dirección EW, WSE-ENE y otras NW-SE y NE-SW. En todos los casos estas fallas han actuado en varias épocas durante el Tortoniense.

Simultáneamente, se fue creando una zona de rifting con la apertura del mar de Alborán y empuje de las unidades béticas hacia el WSW (ALDAYA et al., 1979). Este evento se refleja en la presencia de direcciones estructurales diferentes a las propiamente béticas con direcciones principales como la N45E (Falla de Carboneras), que se extiende a lo largo de más de 150 km, desde el ámbito de la plataforma hasta el norte de Carboneras. Otras direcciones significativas de este sistema serían la N20E o de Palomares (WEIJERMARS, 1987) y la más reciente N120E del Campo de Dalías. En posteriores fases compresivas estas fallas actuaron como megacizallas dentro de la sutura que separa las actuales placas europea y africana

(WEIJERMARS, 1991). El funcionamiento de estas megacizallas alcanza hasta el Cuaternario (HARVEY y WELLS, 1987) con fenómenos neotectónicos y alternancia de las fases de comprensión y distensión.

BIBLIOGRAFÍA

- AKKERMAN, J.H.; MAIER, G.; SIMON, O.J. (1980). On the geology of the Alpujarride Complex in the western of Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 59: 363-374.
- ALDAYA, F; GARCÍA-DUEÑAS, V.; NAVARRO-VILA, F. (1979). «Los mantos alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los alpujarrides». *Acta Geol. Hispanica.*, 14 : 154-166.
- ALDAYA, F; GARCÍA-DUEÑAS, V.; NAVARRO-VILA, F. (1979). *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monográfica Tierras del Sur, Universidad de Granada, 18: 316 p.
- BALANYÁ, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada. 232 p.
- BRAGA, J.C.; MARTIN, J.M. (1992). «Messinian carbonates of the Sorbas Basin: sequence stratigraphy, cyclicity and facies». In: *Late Miocene Carbonate Sequences of Southern Spain: A Guidebook for the Las Negras and Sorbas area*; p. 78-108.
- BRAGA, J.C.; MARTÍN, J.M.; RIDING, R. (1996). «Internal structure of segment reefs: Halimeda algal mounds in the Mediterranean Miocene». *Geology*, 24: 35-38.
- CALAFORRA, J.M. (1998). *Karstología de Yesos*. Monografías Ciencia y Tecnología, Universidad de Almería, 3, 385 p.
- DE JONG, K. (1991). *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with implication for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area*. Tesis Univ. Amsterdam, 204 p.
- DE JONG, K.; BAKKER, H. (1991). «The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: litho-stratigraphy». *Geol. Mijnbouw*, 70: 93-103.
- ESTEBAN, M. (1979). «Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean». *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 19: 169-188.
- FERNÁNDEZ-SOLER, J.M.. (1996). *El volcanismo calco-alcalino en el Parque Natural de Cabo de Gata-Níjar (Almería)*. Estudio volcanológico y petrológico. Monografías Medio natural, 2: 295 p.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SOTO, J.J. (1988). «Los Nevado-Filábrides una pila de pliegue de mantos separados por zonas de cizalla». *II Congreso Geológico de España*, 17-26.
- GEEL, T. (1973). «The geology of the Betic of Malaga. The Subbetic, and the zone between these two units in the Velez Rubio area (Southern Spain)». In: *La sedimentation Jurassique W. Europeen*, Assoc. Sed. Fr. Spec., 1: 335-344.

- HARVEY, A.M., (1984). «Aggradation and dissection sequences on Spanish alluvial fans: influence on morphological development». *Catena*, 11: 289-304.
- HARVEY, A.M; WELLS, S.G. (1987). «Response of Quaternary fluvial systems to differential epirogenic uplift. Aguas and Feos River systems, South-east Spain». *Geology*, 15: 689-693.
- JACQUIN, J.P. (1970). *Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almería, Espagne)*. Tesis Univ. Nantes, 501 p.
- MARTÍN, J.M.; BRAGA, J.C. (1994). «Messinian events in the Sorbas Basin in southeastem Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean». *Sedimentary Geology*, 90: 257-268.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada, 1171 p.
- MATHER, A.E. (1993). «Evolution of a Pliocene fan delta: between the Sorbas and Carboneras Basins, SE Spain». In: Frostick, L. & Steele, R. (Eds.) *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*. IAS Special Publication, 20: 277-290.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1990). «Eastern Betic Néogène basins – A review». In: *Les bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*, Inst. Geol. A. Lapparent, *Documents et Travaux*, 12-13: 9-15.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; LA CHAPELLE, G. (1990). «Le bassin de Nijar–Carboneras et le Couloir du Bas-Andarax». In: *Les bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*, Inst. Geol. A. Lapparent, *Documents et Travaux*, 12-13: 129-164.
- OROZCO, M. (1972). *Los alpujárrides en Sierra de Gádor occidental*. Tesis Univ. Granada, 379 p.
- OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1990). «Le Bassin de Sorbas–Tabernas». In: *Les bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*, Inst. Geol. A. Lapparent, *Documents et Travaux*, 12-13: 101-128.
- OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C.; ALVADO, J.C. (1990). «Le bassin de Vera–Garrucha». In: *Les bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*, Inst. Geol. A. Lapparent, *Documents et Travaux*, 12-13: 165-187.
- PLATT, J.; VAN DEN EECKHOUT, JAZEN, E.; KONERT, G.; SIMON, O.J., WEIJERMARS, R. (1983). «The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain». *J. Structural Geol.*, 5: 519-538.
- PUGA, E.; DÍAZ DE FEDERICO, A.; FONTBOTÉ, J.M. (1974). «Sobre la individualización y sistematización de la unidades profundas de la Zona Bética». *Estudios Geológicos*, 30: 543-548.
- PULIDO-BOSCH, A.; CALAFORRA, J.M. (1993) «The gypsum karstic aquifer of Sorbas (Almería)». In: A. Pulido Bosch (Ed.) *Some Spanish Karstic Aquifers*, University of Granada; p. 225-241.

- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C.; SERRANO, F. (1990). «Le Couloir des Alpujarras». In: *Les bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*, Inst. Geol. A. Lapparent, *Documents et Travaux*, 12-13: 87-100.
- RONDEEL, H.E. (1965). *Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern*. Tesis Univ. Rotterdam, 161 p.
- WEIJERMARS, R. (1987). «The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain». *Journal of Structural Geology*, 9: 139-157.
- WEIJERMARS, R. (1991). «Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain». *Earth Science Review*, 31: 153-236.