

Algunos rasgos de la Geología de Huelva y su interés en la enseñanza de las Ciencias de la Tierra

Some features of the Geology of Huelva and their interest in teaching Earth Sciences

EMILIO PASCUAL

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas, s./h. 21071 Huelva. E-mail: pascual@uhu.es.

Resumen Se presenta una panorámica general de los rasgos geológicos de la provincia de Huelva, España, incluidas sus sucesiones paleozoicas estructuradas en el ciclo varisco y las rocas recientes de edad cenozoica a holocena. Los rasgos geológicos singulares que aparecen en la provincia, algunos de los cuales han tenido un importante impacto social y económico, se resaltan como recursos relevantes en la docencia de las Ciencias de la Tierra.

Palabras clave: Geología, Huelva, medio ambiente, recursos naturales

Abstract A general overview of the geological features of the Huelva province, Spain, is presented, including Paleozoic successions structured during the Variscan cycle, as well as recent, Cenozoic to Holocene rocks. The singular geological features occurring within the province, several of them having had an important social and economic impact, are stressed as relevant resources in teaching Earth sciences.

Keywords: Environment, Geology, Huelva, natural resources.



Fig. 1. La explotación de Filón Sur en Riotinto, ca. 1900. El pueblo fue destruido totalmente con posterioridad para continuar con la explotación del yacimiento. Foto cedida por el Archivo Histórico Fundación Riotinto.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo no solo pretende describir la geología de la provincia de Huelva: intenta señalar particularmente algunos de sus rasgos geológicos esenciales para hacer patente, no solo a estudiantes específicamente interesados en la Geología sino a todos en general, la importancia de las Ciencias de la Tierra en relación con nuestra historia y nuestro desarrollo económico y social.

Aparte de singularidades de interés estrictamente científico, como el metamorfismo de la sierra de Aracena, el más notable de los rasgos geológicos de la provincia de Huelva lo constituyen sus recursos minerales, que fueron ya explotados desde el periodo calcolítico hasta llegar a representar, durante los siglos XIX y buena parte del XX, una de las fuentes de ingresos más importantes, no solo de la provincia, sino del Estado. La actividad minera marcó la historia social de la provincia de Huelva en muchos modos (Fig. 1), desde la fuerte influencia de otras culturas sobre la autóctona hasta la propia capi-

talidad de la ciudad de Huelva cuando la provincia fue creada. Y aunque pudiera parecer que todo esto pertenece al pasado, no es así porque los recursos minerales de Huelva siguen siendo hoy de interés y porque también concierne a los profesionales de las Ciencias de la Tierra la gestión de los efectos secundarios, especialmente medioambientales, que ha tenido y tiene hoy la explotación de esos recursos.

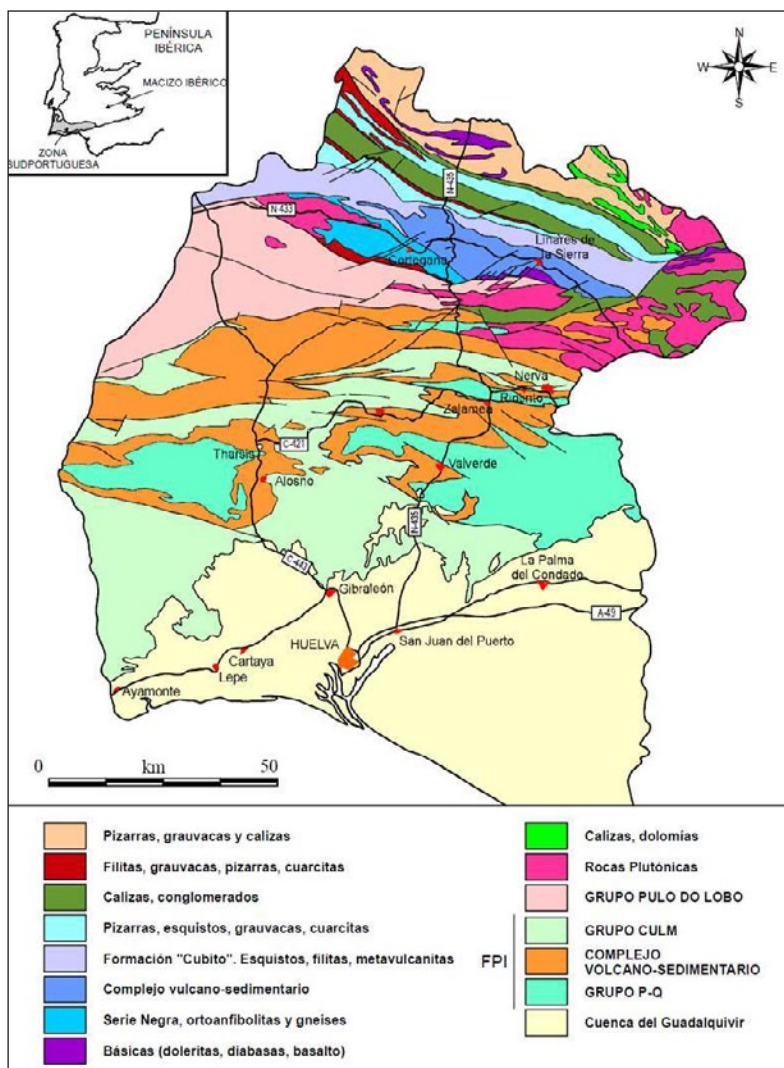
Por otra parte, aun siendo esta singularidad tan notoria no es la única. Baste considerar los importantes recursos hídricos de la provincia, cuya importancia no ha hecho más que crecer al tiempo que el agua se convierte en un recurso escaso. De igual forma, el naciente desarrollo turístico provincial exigirá un estudio tan detallado como sea posible de otros fenómenos geológicos, tales como la dinámica litoral de la costa de Huelva; o la prevención sísmica, en una región en la que los terremotos han producido ya daños relevantes en un pasado reciente, tanto en vidas humanas como en patrimonio. Y sin pretender ser exhaustivo, es preciso resaltar la importancia de la Geología en la gestión del rico patrimonio natural de la provincia, en particular, pero no únicamente, en el caso de Doñana.

En definitiva, creo que el de Huelva es un notable ejemplo de cómo y hasta qué punto las actividades humanas pueden llegar a estar estrechamente relacionadas con la Geología local, de la cual en algunos momentos Huelva ha dependido estrechamente, y es previsible que siga dependiendo de una u otra manera. Por eso considero que Huelva constituye una buena escuela de los profesionales de la Geología: no solo es un área en la que éstos pueden formarse en la mayor parte de los aspectos esenciales de las Ciencias de la Tierra, sino que además pueden percibir de forma práctica durante su proceso formativo cómo sus conocimientos, lejos de circunscribirse a aspectos puramente académicos, contribuyen a la economía, al desarrollo y al bienestar de su comunidad.

Por último, es preciso resaltar el agradecimiento del autor a los muchos profesionales de la Geología que han trabajado en esta provincia, y muy especialmente a sus compañeros de la Facultad de Ciencias Experimentales de la Universidad de Huelva. A ellos, que ya reflejaron la Geología de esta provincia en un trabajo previo (Olías et al., 2009) que el mío no hace más que sintetizar, debo mi mayor gratitud.

EL MARCO GEOGRÁFICO GENERAL: UNA SUBDIVISIÓN GEOLÓGICA DE LA PROVINCIA DE HUELVA EN RELACIÓN CON SU PAISAJE

Como en cualquier otro caso en el que se pretenda ceñir una descripción geológica a una unidad político-administrativa, es obvio el carácter artificial de la propia descripción. Así, las unidades geológicas que constituyen nuestra provincia son tan solo



parte de unidades mayores, que a nivel peninsular comprenden tres grandes dominios: el varisco, el alpino y el constituido por materiales de cobertera, cuyas edades dependen del sustrato con el que se relacionan y pueden ser, según los casos, mesozoicas, cenozoicas o cuaternarias. De esas tres grandes unidades, solo el dominio varisco y su cobertera están representados en la provincia de Huelva (Fig. 2).

El dominio varisco muestra en Huelva su borde suroccidental, constituido por la parte más meridional de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la Zona Surportuguesa (ZSP), esta última mucho mejor representada en la provincia y de caracteres muy diferentes de la anterior. El límite entre ambas está constituido por una gran estructura denominada Zona de Cizalla Suribérica, inmediatamente al norte de la cual aflora el cinturón metamórfico de Aracena.

El dominio varisco aparece en Huelva limitado al SE por la gran alineación tectónica generalmente denominada falla del Guadalquivir, en tanto que la cobertera es sobre todo neógena y cuaternaria, y se asigna a la llamada cuenca del Guadalquivir, si bien en el caso de Huelva es interesante distinguir entre todos esos depósitos una franja litoral cuaternaria que muestra características geológicas propias.

Fig. 2. Mapa geológico simplificado de la provincial de Huelva.



LA ZONA DE OSSA-MORENA MERIDIONAL. EL INTERÉS GEOLÓGICO TEÓRICO DEL CINTURÓN METAMÓRFICO DE ARACENA

La provincia de Huelva nos muestra solo los sectores más meridionales del dominio varisco ibérico, clásicamente subdividido en cinco zonas (Julivert et al., 1972) que, enumeradas de norte a sur, son las siguientes:

- Zona Cantábrica.
- Zona Asturoccidental-Leonesa.
- Zona Centroibérica.
- Zona de Ossa-Morena.
- Zona Surportuguesa

La más septentrional de dichas zonas que aparece representada en la provincia de Huelva es el segmento meridional de la Zona de Ossa-Morena. Es esta una región extremadamente compleja cuyos rasgos geológicos siguen siendo, aún hoy, difíciles de interpretar en detalle. Constituye un bloque limitado tectónicamente tanto al NE como al SW, respectivamente por la Zona de cizalla Badajoz-Córdoba (Azor et al., 1994) y por la Zona de Cizalla Suribérica (Crespo-Blanc y Orozco, 1988). Por consiguiente, es difícil correlacionar los materiales que la constituyen con los que forman las unidades colindantes, con los cuales en general guardan poca relación. Una interpretación plausible de tales rasgos sería que toda la zona de Ossa-Morena constituyese un terreno que se habría unido a los segmentos septentrionales del dominio varisco en algún momento de su historia (Simancas et al., 2003). De acuerdo con esta interpretación, las grandes zonas de cizalla que limitan ese bloque corresponderían a suturas.

Las interpretaciones sobre la geología de la Zona de Ossa-Morena difieren por varias razones que no es procedente detallar. Baste decir que la existencia de rocas anteriores al Cámbrico ha conducido a un

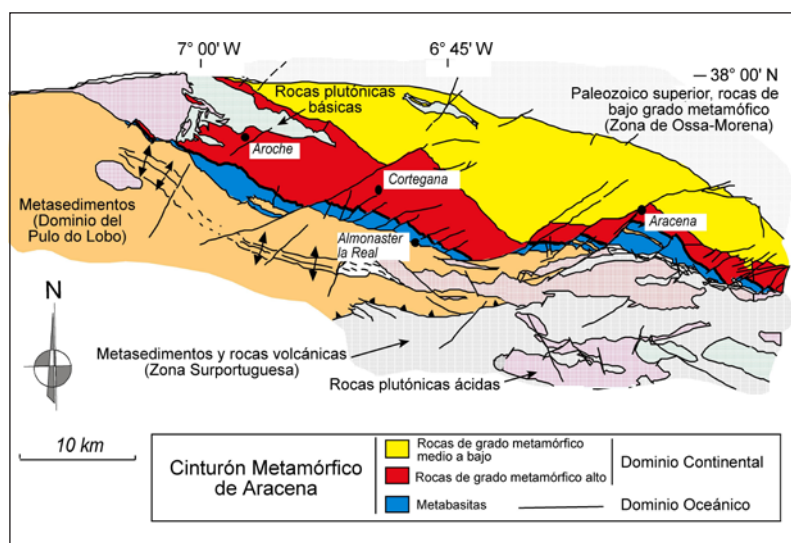
número de autores a subdividir la evolución del área invocando la superposición de un ciclo tectónico cadomiense, en tanto otros sostienen que la evolución tectónica de la Zona de Ossa-Morena es esencialmente varisca.

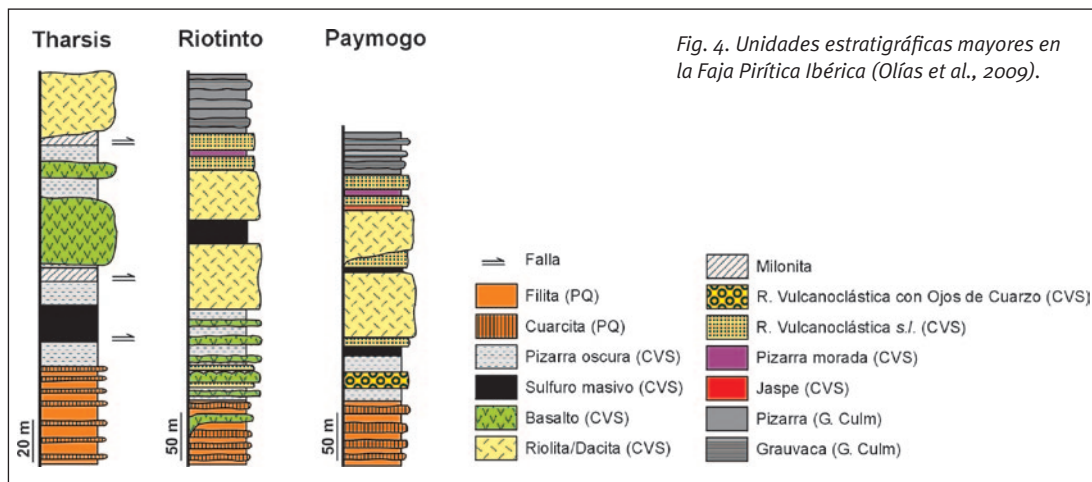
Procede describir con algo más de detalle el límite meridional de la Zona de Ossa-Morena y su contacto con la Zona Surportuguesa, en particular porque sus afloramientos más representativos están en la provincia de Huelva. En efecto, la Zona de Cizalla Suribérica, que constituye *strictu sensu* el límite de zonas, está limitada inmediatamente al norte, en una gran parte de su extensión, por el Cinturón Metamórfico de Aracena. Éste limita a su vez con el resto de las unidades meridionales de la Zona de Ossa-Morena (sinclinal de Barrancos-Hinojales) por otro accidente tectónico, la falla Beja-Valdelarco. Por tanto la zona de mayor interés del área, el Cinturón Metamórfico de Aracena, también está limitado por fallas (Fig. 3).

En el Cinturón Metamórfico de Aracena afloran rocas básicas y anfibolitas metabasíticas que podrían considerarse representativas de una corteza oceánica. Si ello fuese cierto, constituiría una evidencia importante de la hipótesis antes enunciada, es decir, el límite meridional de la Zona de Ossa-Morena correspondería a una antigua sutura, y las rocas básicas que afloran en el área serían vestigio de una antigua corteza oceánica que en su mayor parte fue consumida en un proceso de colisión. La continuidad de los afloramientos de rocas básicas a lo largo del área, su carácter geoquímico y algunos de sus rasgos de campo serían otras tantas evidencias del carácter oceánico de estas rocas, conocidas como anfibolitas de Acebuches y englobadas en un *dominio oceánico* (Castro et al., 1996a).

Por otra parte, el área de Aracena muestra un metamorfismo durante el cual se alcanzaron temperaturas cercanas a los 1000°C, a presiones bajas o intermedias de entre 4 y 6 Kb, lo cual implica un gradiente térmico doble del usual en otros cinturones metamórficos del planeta. Las rocas que afloran en el área de Aracena incluyen rocas granulíticas tanto máficas como pelíticas, así como mármoles y rocas calcosilicatadas cristalizadas también a muy alta temperatura. Este tipo de metamorfismo no es el usual en unidades oceánicas que se interpreten como ligadas a procesos de subducción-colisión, en las cuales, al menos durante los primeros estadios del metamorfismo, predominan gradientes geotérmicos de alta presión con temperaturas moderadas a bajas. Para explicar este entorno particular se ha sugerido la subducción de un segmento de corteza oceánica con un alto gradiente térmico (Castro et al., 1996b), el cual podría explicar la alta temperatura alcanzada durante el metamorfismo. En dicho modelo, no obstante, subsisten incógnitas no bien explicadas (Azor et al., 2008).

Fig. 3. Mapa esquemático del Cinturón metamórfico de Aracena (Olías et al., 2009).





LA ZONA SURPORTUGUESA DEL MACIZO VARISCO Y LA FAJA PIRÍTICA IBÉRICA

Planteamiento del problema. Subdivisión y rasgos generales

La Zona Surportuguesa, y más concretamente uno de sus dominios, la Faja Pirítica Ibérica, contiene un gran número de yacimientos, particularmente de sulfuros masivos, que constituye la mayor de las singularidades geológicas de la provincia de Huelva y una de las más notables de la Península Ibérica. Además, el impacto que ha tenido su existencia, su explotación y su explotación ha sido y es fundamental en el entorno provincial. En comparación con el caso anterior, no se trata aquí de mostrar unos hechos teóricos sin gran impacto real sobre nuestra sociedad, sino de enseñar, con un ejemplo como pocos, lo relevante que puede ser el conocimiento de las Ciencias de la Tierra para las comunidades humanas.

La Zona Surportuguesa es la más meridional de las que constituyen el Macizo Varisco ibérico y también la que más extensamente aflora en la provincia de Huelva: ocupa la comarca del Andévalo y parte de la zona meridional de la llamada Sierra de Huelva. Al contrario que en la Zona de Ossa-Morena, los materiales que en ella afloran son todos de edad devónica a pérmica.

Desde un punto de vista geológico, la Zona Surportuguesa se subdivide en cinco dominios:

- Grupo Pulo do Lobo.
- Faja Pirítica Ibérica
- Dominio del Suroeste Portugués.
- Batolito de la Sierra Norte de Sevilla.
- Cuenca pérmica del Viar.

De estos grupos, el dominio del Suroeste Portugués y la Cuenca del Viar no están representados en la provincia de Huelva, y aunque no carecen de interés geológico, los omitiremos en esta descripción. En cuanto al **Grupo Pulo do Lobo**, solo un reducido segmento del mismo aflora al NW de la provincia de Huelva. Está constituido por filitas, cuarcitas y escasas rocas ígneas máficas, todas ellas intensamente deformadas y con metamorfismo regional que alcanza la facies de esquistos verdes.

La Faja Pirítica Ibérica

Es en este dominio en el que aparece la mayor concentración de yacimientos de sulfuros masivos del mundo, con reservas originales superiores a los 2000 millones de toneladas. Esas mineralizaciones se han explotado en localidades mundialmente conocidas, tales como Riotinto, Tharsis, Neves Corvo, La Zarza o Aznalcóllar. En total han sido más de ochenta los yacimientos explotados, a los que hay que añadir los de manganeso y algunos más de otros tipos.

La Faja Pirítica Ibérica muestra una estratigrafía general que, aunque compleja en los detalles, se articula de acuerdo con un esquema relativamente sencillo en tres unidades (Fig. 4): Grupo PQ, Complejo Vulcano Sedimentario y Grupo Culm.

El **Grupo PQ**, cuyo muro no es observable, está formado fundamentalmente por pizarras con algunas intercalaciones de cuarcitas de edad Devónico medio a superior, con una potencia mínima estimada de 2000 m. Hacia el techo de la formación aumenta la abundancia relativa de cuarcitas y el conjunto de las estructuras sedimentarias sugieren el inicio de la inestabilidad general y una marcada compartimentación de la cuenca (Moreno, et al., 1996).

El **Complejo Vulcano Sedimentario** contiene, además de la totalidad de los yacimientos de sulfuros masivos, un conjunto muy característico de rocas magmáticas cuya composición química es bimodal, con abundantes rocas ácidas (riolitas y dacitas) y básicas (basaltos) y un volumen muy inferior de andesitas (Thiéblemont et al., 1998). Salvo algunas rocas básicas moderadamente alcalinas, la mayoría de las rocas ígneas son subalcalinas. El magmatismo ha sido generalmente interpretado como generado en un entorno de *rifting*, o transtensivo. La mayoría de las rocas volcánicas se emplazaron en un entorno submarino.

Los sedimentos en que encajan las rocas ígneas tienen un espesor variable, y en algunos puntos llegan a ser dominantes en relación con las rocas ígneas; sin embargo, en otras sucesiones son estas últimas las más abundantes. Aparte de algunos ho-





Fig. 5. Pillow lavas emplazadas en un medio submarino en el Complejo Vulcano Sedimentario. Río Odiel, Faja Pirítica Ibérica.

rizontes característicos como los de pizarras negras, y los de jaspes y pizarras moradas hacia el techo, las rocas siliciclásticas, tanto areniscas como pizarras, son mayoritarias. La potencia total del Complejo Vulcano Sedimentario muestra importantes variaciones, desde espesores muy reducidos hasta más de 1000m. Las secuencias del Complejo Vulcano Sedimentario contienen tanto rocas volcánicas como subvolcánicas (*sills*) cuya abundancia relativa es asimismo variable, y comprenden tanto facies coherentes como vulcanoclásticas. De hecho, la provincia de Huelva es una de las áreas de la Tierra en donde el estudio de la arquitectura volcánica de sucesiones antiguas puede ser mostrado con mejores ejemplos (Figs. 5-7).



Fig. 6. Depósitos vulcanoclásticos riolíticos en la Faja Pirítica Ibérica, probablemente formados por colapso de un domo en un medio submarino. Nótese la estratificación graduada del depósito. Río Odiel, Faja Pirítica Ibérica (Valenzuela et al., 2011b).

Las diferencias estratigráficas de detalle entre distintos sectores de la Faja Pirítica son numerosas y las correlaciones son delicadas. A ello contribuyen el desigual conocimiento de las sucesiones volcánicas, su intensa alteración y deformación en muchos puntos y las dificultades de datación radiométrica y paleontológica. No obstante, durante los últimos años se han producido importantes avances, tanto en la datación palinológica de horizontes pelíticos ricos en materia orgánica (González, 2005) como en datación U-Pb de rocas ígneas de posición estratigráfica conocida (Barrie et al., 2002; Valenzuela et al., 2011a). Ello está contribuyendo decisivamente a la datación precisa de los depósitos minerales.

La secuencia estratigráfica de la Faja Pirítica se completa a techo del Complejo Vulcano Sedimentario con el **Grupo Culm**, cuya base está constituida en muchas localidades por una unidad, denominada serie pizarrosa basal, de unos 45 a 50 m de potencia media. La formación más importante y extensa del Grupo Culm es una secuencia turbidítica, constituida sobre todo por pizarras y areniscas con algunos horizontes de conglomerados. En conjunto, dicha secuencia es interpretada como el *flysch* varisco en la Zona Surportuguesa (Moreno, 1993).

Rocas ígneas intrusivas en la Faja Pirítica Ibérica: El Batolito de la Sierra Norte de Sevilla

Se trata de un batolito compuesto por una serie de plutones que afloran en la provincia de Huelva desde Campofrío hacia el este. Las rocas plutónicas tienen composiciones muy diversas, desde granitoides a gabros (De la Rosa, 1992). Sobre todo hacia el este, son claramente posteriores al Complejo Vulcano Sedimentario de la Faja Pirítica y a la deformación que las afecta; sin embargo, la edad de emplazamiento de las rocas plutónicas parece más antigua en algunos de sus sectores occidentales,



Fig. 7. Depósitos de flujo piroclástico subaéreo de composición riolítica. Villanueva de los Castillejos, Faja Pirítica Ibérica.

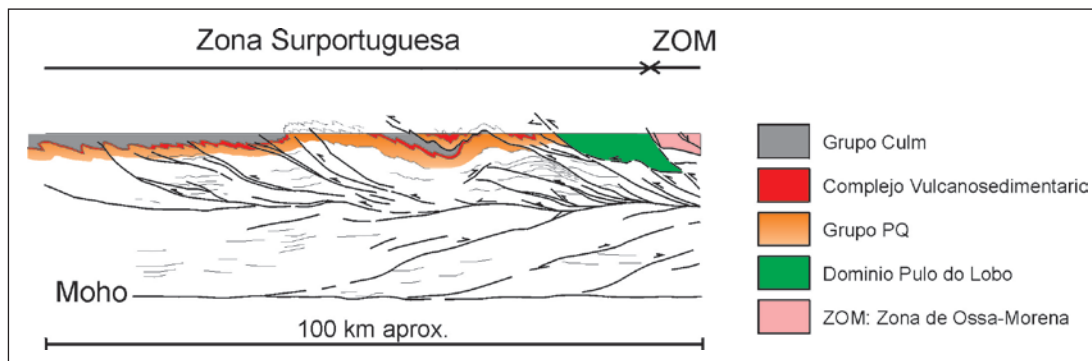


Fig. 8. Interpretación estructural de los datos geofísicos del perfil sísmico IBERSEIS en la provincia de Huelva (Simancas et al., 2003).

hasta aproximarse a la del Complejo Vulcano Sedimentario de la Faja Pirítica. Así sucede, por ejemplo, en el área de Campofrío (Barrie et al., 2002).

Estructura, metamorfismo y evolución tectónica de la Zona Surportuguesa

La deformación observada en la Zona Surportuguesa es de edad varisca y tuvo lugar durante el Carbonífero, migrando de norte a sur. Se considera una deformación de tipo *thin-skinned*, esto es, afectó solo a la parte más alta de la corteza terrestre, principalmente a rocas sedimentarias y de bajo grado metamórfico. Aunque dicha deformación pudo iniciarse en régimen extensional, es muy difícil localizar estructuras extensionales ligadas a esa etapa. Las estructuras directamente observables son pliegues y cabalgamientos enraizados en un nivel de despegue que, de acuerdo con la evidencia geofísica, se localiza a unos 12 Km. de profundidad (Fig. 8).

En varias zonas, los cabalgamientos superponen las rocas del PQ sobre el Complejo Vulcano Sedimentario, y las del Grupo Pulo de Lobo sobre el PQ. Las grandes estructuras de plegamiento de la Zona Surportuguesa, incluidos los antiformes de la Puebla de Guzmán y de Valverde del camino, se forman también asociados a estos cabalgamientos, cuyas directrices estructurales son WNW- ESE con vergencia S a SW. En general, a la deformación descrita se asocian una o dos foliaciones paralelas al plano axial de los pliegues (Mantero et al., 2011).

Aparte del metamorfismo de contacto, circunscrito al entorno próximo de las rocas plutónicas, el metamorfismo regional en la Zona Surportuguesa, en parte coetáneo con la deformación, es en general poco intenso. De hecho, tan solo en el dominio Pulo do Lobo alcanza la facies de esquistos verdes, en tanto que en la Faja Pirítica Ibérica es muy bajo. Sin embargo, en esta última zona se ha descrito un *metamorfismo hidrotermal* o *alteración hidrotermal regional* (Sáez et al., 1996), producido por circulación hidrotermal en sistema abierto, ligada a un alto gradiente geotérmico en un entorno de adelgazamiento cortical. Esta alteración regional debe ser distinguida de la que se produce en el entorno próximo de las mineralizaciones de sulfuros masivos, que es diferente y mucho más intensa. Ambos procesos son anteriores a la deformación y al metamorfismo regional variscos.

El efecto combinado de los procesos de alteración y de la intensa deformación varisca es un factor importante que dificulta la interpretación de muchos de los rasgos geológicos de la Zona Surportuguesa.

En cuanto a la evolución tectónica de la Zona Surportuguesa, su contacto con la Zona de Ossa-Morena se interpreta como una importante sutura originada por la subducción-colisión, principalmente de edad devónica, de la placa de Avalonia y la de Armorica, con el consiguiente cierre del océano que las separaba, evento que debió concluir a finales del Devónico. No obstante, los rasgos geológicos de la Zona Surportuguesa, incluida la compartimentación de la cuenca y el vulcanismo de la Faja Pirítica Ibérica, así como los yacimientos de sulfuros masivos, son propios de un entorno geodinámico extensional o transtensional, que pudo instaurarse de forma transitoria después del cierre de la sutura (Azor et al., 2008).

Factores geológicos en la generación de los yacimientos minerales de la Faja Pirítica Ibérica

Antes de presentar una explicación sucinta del origen de los yacimientos de nuestra región en el entorno geológico descrito, es conveniente recapitular algunos de los rasgos esenciales de esos mismos yacimientos, y que hasta ahora hemos omitido. Se trata de ingentes recursos de metales en más de ochenta yacimientos (Leistel et al., 1998) (Fig. 9); al menos siete de ellos totalizan más de 250 millones de toneladas y, bajo una apariencia de uniformidad, difieren en muchos de sus rasgos (Sáez et al., 1999). Estas son, pues las grandes cuestiones a explicar: la propia abundancia del recurso, la magnitud gigantesca de varios yacimientos y su diversidad.

Fig. 9. Yacimientos minerales de la Faja Pirítica Ibérica.

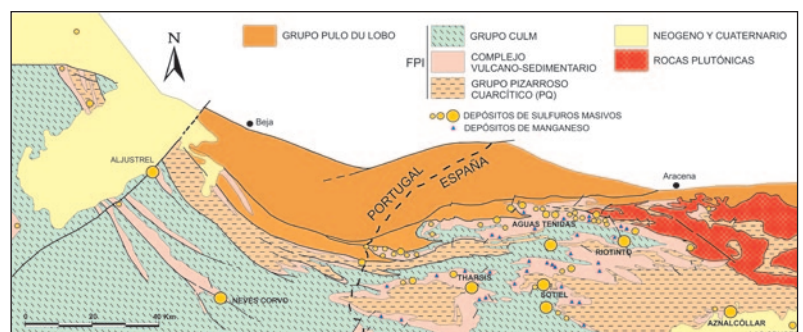




Fig. 10. Evidencia de circulación hidrotermal en la zona de stockwork de la mina de San Miguel, Faja Pirítica Ibérica. Nótese la red de fracturas por las que circularon los fluidos hidrotermales, ahora rellena de pirita y cuarzo (Foto de E. Quintanilla).

Aunque es imposible responder por completo a estas preguntas, algunas ideas sí pueden ser avanzadas. Así, el reconocimiento de la *compartimentación de la cuenca*, en un entorno distensivo / transtensivo; así también *algún tipo de relación indirecta* entre depósitos minerales y magmatismo, y por último, un *entorno de depósito con rasgos anóxicos*. En resumen, los yacimientos de nuestra provincia se formaron, en primer lugar, en un entorno geodinámico transtensivo que en poco tiempo supuso la creación de una cuenca sedimentaria restringida, con un gradiente térmico anormalmente elevado e intensa circulación hidrotermal, de cuyos efectos existen en Huelva magníficos ejemplos (Fig. 10). Todos y cada uno de esos factores operaron de forma distinta en los diferentes dominios paleogeográficos del área, y esa suma de factores es la que hace que nuestros yacimientos constituyan un subgrupo específico (Sáez et al., 1999).

La zona Surportuguesa después del evento varisco

Una vez estructurada la región, todo el conjunto del macizo Varisco Ibérico, incluida la Zona Surportuguesa, se consolida como un bloque en el que se forman con posterioridad cuencas como la del Viar antes citada, de edad pérmica. Además de ella, durante el Triásico y Jurásico se forman nuevas cuencas ligadas al inicio de la disgregación de Pangea, entre las cuales destaca la del sur del Algarve portugués. Aunque es allí donde la cuenca alcanza mayor desarrollo, su extremo oriental aparece representado en la provincia de Huelva en las localidades de Niebla y Ayamonte, en donde afloran secuencias vulcanosedimentarias mesozoicas que abarcan del Triásico al Jurásico medio. Las sucesiones comprenden rocas volcánicas básicas intercaladas con calizas y rocas detríticas de diversas composiciones.

En el resto de las áreas de la provincia de Huelva predomina la erosión de los relieves variscos hasta los niveles actuales. Sin duda, lo más llamativo es la formación de *gossans* o mineralizaciones secundarias producidas por alteración de masas aflorantes de sulfuros masivos.

LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR Y LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA RECIENTE DE LA PROVINCIA DE HUELVA: EL LITORAL DE HUELVA Y SUS RECURSOS

La zona más meridional de la provincia de Huelva también muestra un número de hechos geológicos relevantes. En este caso, dos rasgos son de particular importancia: el cierre de la Cuenca del Guadalquivir, que condiciona la formación del Coto de Doñana tal como lo conocemos, y la sedimentación litoral actual, que nos ilustra sobre la importancia de la actuación humana sobre un medio dinámico y particularmente activo y nos muestra además evidencias de los riesgos geológicos actuales a los que la zona está sometida.

Evolución geológica cenozoica y cuaternaria de la provincia de Huelva

Al igual que los del Macizo Varisco, los afloramientos cenozoicos y cuaternarios de la provincia de Huelva también son parte de una unidad mayor, la Cuenca del Guadalquivir, que constituye una gran unidad de sedimentos cenozoicos en forma de cuña que se extiende desde Huelva y Cádiz, al oeste, hasta la provincia de Jaén. La cuenca limita al norte con el Macizo Varisco, a lo largo del accidente conocido como falla del Guadalquivir (Abad, 2010). El borde meridional, que no aflora en la provincia de Huelva, contacta con materiales mesozoicos de la Cordillera Bética de muy distinta edad (250-90 Ma). Este contacto meridional fue activo durante la orogenia alpina y su evolución fue más compleja. Por esta razón los materiales de la Cuenca del Guadalquivir se suelen subdividir en dos grandes grupos: los *autóctonos*, depositados *in situ* en la propia cuenca y correspondientes de forma mayoritaria a la erosión de áreas del norte de la cuenca, y los llamados *alóctonos o parautoctonos*, que pudieron emplazarse en ella con mayor o menor participación de movimientos tectónicos (González-Delgado et al., 2004). Como solo los materiales autóctonos afloran en la provincia de Huelva, nos limitaremos a ellos en la descripción.

En nuestro caso, la serie neógena autóctona de la Cuenca del Guadalquivir comprende cuatro unidades litoestratigráficas, cuya potencia conjunta puede superar los 400 m (Fig. 11): la **Formación Niebla**, a la que se asigna una edad Tortonense superior, es el nombre que recibe en el sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir el más generalmente denominado Complejo Basal Transgresivo o CBT (Pendón et al., 2001); la **Formación Arcillas de Gibraleón** (Civis et al., 1987), que abarca del Tortonense superior al Plioceno inferior y que aflora en Huelva desde Escacena del Campo hasta la frontera portuguesa y cuya potencia aumenta hacia centro, S y SE de la cuenca; la **Formación Arenas de Huelva**, fundamentalmente de edad Plioceno inferior (Mayoral, 1986) y

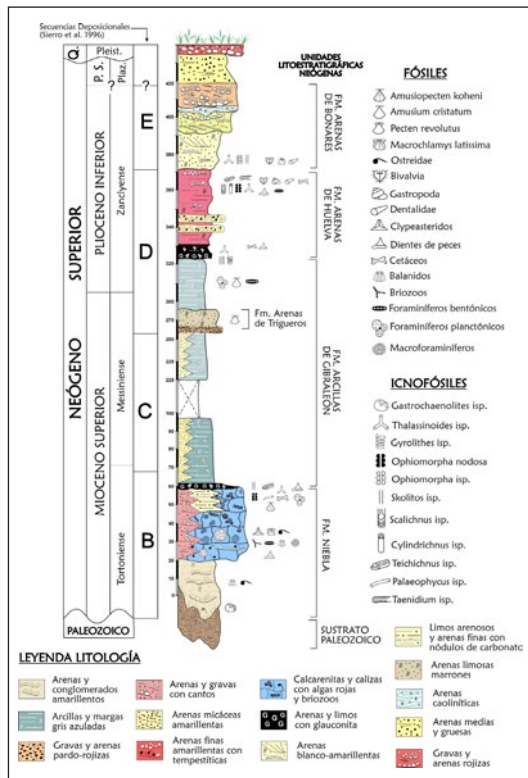


Fig. 11. Columna estratigráfica regional de la Cuenca del Guadalquivir en la provincia de Huelva (Olías et al., 2009).

la **Formación Arenas de Bonares**, también de edad pliocena aunque no claramente determinada (Pendón et al., 2004). A techo de estos materiales aparecen discordantemente arenas y gravas atribuidas al Plioceno superior-Pleistoceno, que alcanzan entre 3 y 6 m de potencia y se han llamado *alto nivel aluvial*.

La historia geológica de la provincia no termina con estas cuatro formaciones: sobre todo hacia el este, el techo de la serie descrita está cubierto por arenas de grano medio a muy grueso, granodecrecientes hacia techo, muchas veces descritas con el nombre de **unidad eólica**. Su potencia alcanza los 150 m de acuerdo con datos de sondeo, si bien en superficie no sobrepasan los 15m. Su edad debe estar comprendida entre el Plioceno superior y el Pleistoceno medio.

Por último, el litoral de Huelva muestra un buen registro sedimentario correspondiente a la dinámica actual de la costa atlántica, que es de evolución rápida. Ésta puede considerarse una costa baja y arenosa, en la que se distinguen sectores en forma de largas playas en áreas de antiguas islas barrera y sectores de playas adosadas a la de antiguos paleo-acantilados. Las desembocaduras de los ríos rompen esa configuración y en ellas se forman sistemas deltaicos o estuarinos (Pendón et al., 1998; Morales et al., 2001), en cuyo interior predomina la sedimentación mareal.

La historia geológica del litoral comienza a partir de la transgresión flandriense, hace unos 11000 años, en cuyo momento se produce una invasión por

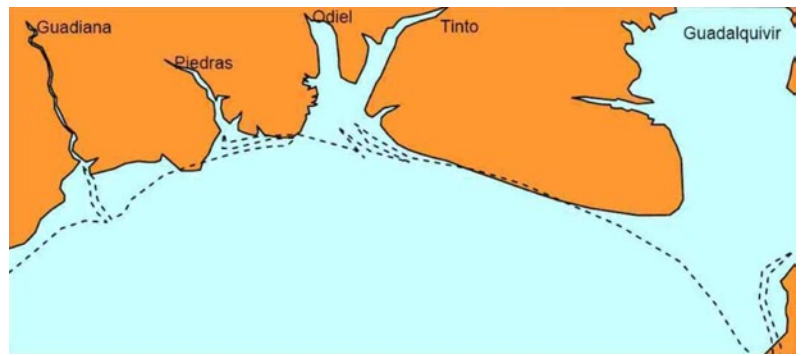


Fig. 12. Paleogeografía de la costa de Huelva hace 5.500 años (Olías et al., 2009).

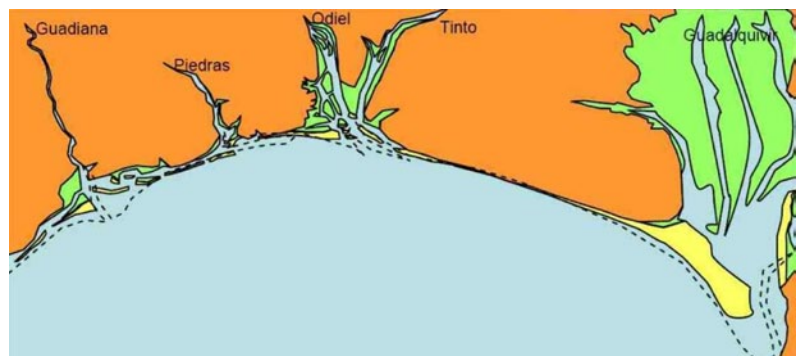
el mar de los cursos fluviales con acreción alternante de arenas y fangos. La transgresión terminó hace unos 5500 años, momento en el cual la costa quedó configurada con grandes bahías alternando con cabos (Fig. 12). A partir de ese momento, y de forma sucesiva, se erosionaron los salientes de la costa, con formación de acantilados, y se depositó arena, procedente tanto de las zonas costeras erosionadas como aportada por los ríos. Mientras que en un primer momento las corrientes mareales produjeron barras longitudinales, con la colmatación de los estuarios se produjeron barras arenosas tendentes al cierre de las bocananas. Así se pasa al desarrollo de cuerpos mareales separados por canales anastomosados que ha tendido, en los últimos 500 años, al relleno total (Fig. 13).

La dinámica costera actual es, pues, un equilibrio entre la acción de las corrientes mareales y el oleaje. Así, en las desembocaduras de los estuarios la marea tiende a construir cuerpos sedimentarios perpendiculares a la costa, en tanto que el oleaje retrabaja la arena formando barras paralelas a ella. En cambio, en la costa abierta la acción del oleaje es exclusiva.

Los recursos geológicos naturales de la costa de Huelva: acción antrópica y riesgos naturales

La historia geológica reciente de la provincia de Huelva ha resultado en un número de entornos naturales de gran interés, algunos de ellos especialmente notables y que cabe considerar únicos. Así sucede en particular con el Parque Nacional de Doñana, cuya importancia ha sido reconocida a nivel mundial y que es reconocido como un delicado ecosistema que es preciso proteger. Este

Fig. 13. Paleogeografía de la costa de Huelva hace 500 años (Olías et al., 2009).



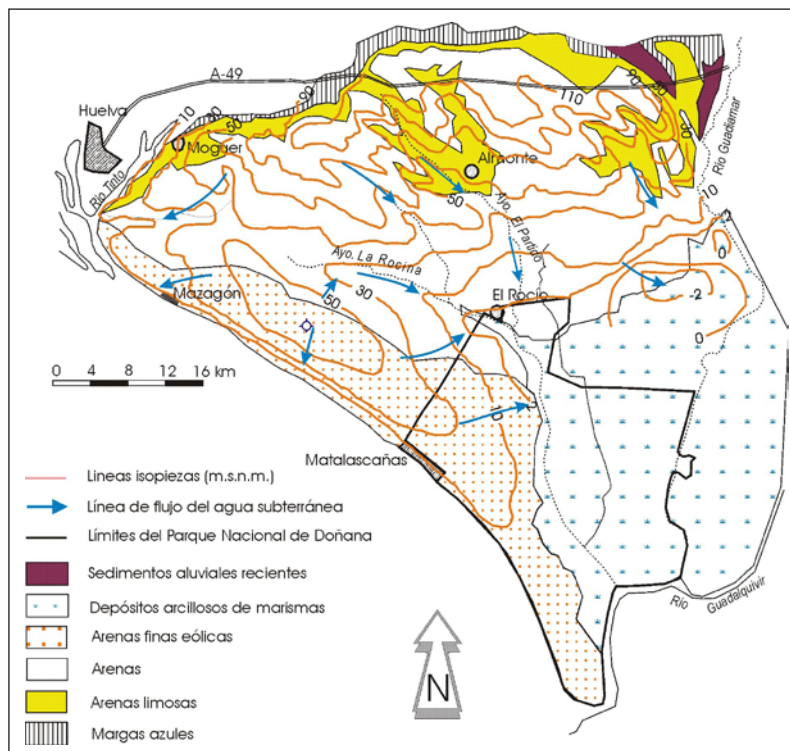
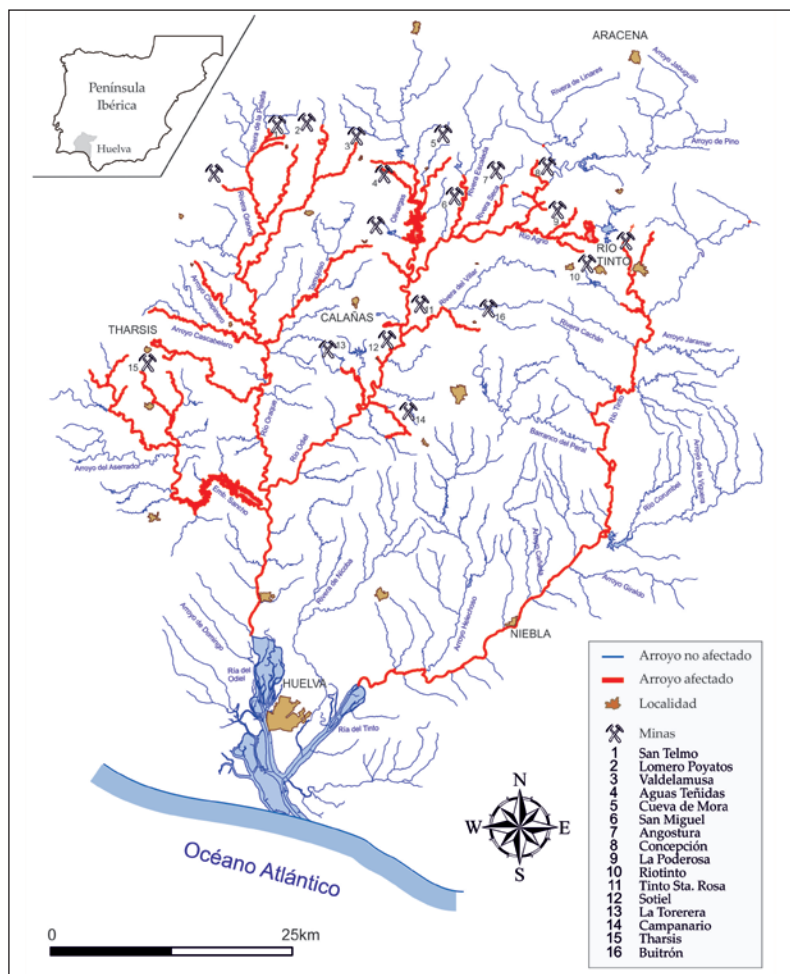


Fig. 14(arriba). Mapa hidrogeológico del acuífero Almonte-Marismas (Olías et al., 2009).

Fig. 15(abajo). Red fluvial de los ríos Tinto y Odiel mostrando las minas más importantes del área y las partes de la red afectadas por drenaje ácido de mina (Olías et al., 2009).



entorno único está soportado por la existencia de un acuífero de grandes dimensiones denominado acuífero Almonte-Marismas, de extensión próxima a los 2400 km² (Fig. 14). La base impermeable de este acuífero está constituida por margas de Tortonense superior-Plioceno inferior de la cuenca del Guadalquivir, cubierto por cuatro unidades pliocuaternarias, la última de las cuales está constituida sobre todo por arcillas y limos que confinan parcialmente el acuífero.

La importancia de este acuífero para el entorno de Doñana es crucial, porque el flujo natural del agua que contiene se produce hacia la zona costera, hacia los arroyos de la zona y hacia el SE, es decir, hacia la marisma. Así, la zona de contacto entre las arenas y la marisma (llamada ecotono) constituye una zona de descarga del acuífero, que mantiene una humedad permanente, hace de esta zona la más fértil del área y constituye una reserva de agua esencial para la fauna durante la estación seca.

Paradójicamente, la propia existencia de este singular recurso que mantiene viva el área de Doñana es en este momento la mayor amenaza para su supervivencia, en un momento en que la demanda de agua para nuevas actividades, sobre todo agrícolas, es cada vez mayor. Algunos efectos desfavorables para su conservación se están produciendo ya.

Los recursos naturales de la costa de Huelva: otros riesgos geológicos, antrópicos y naturales

La costa de Huelva representa por sí misma un recurso a cuya gestión deben también contribuir los profesionales de la Geología. En efecto, la actividad económica en esta área ha variado sustancialmente con el transcurso del tiempo, y no se trata ya solo de la pesca artesanal, o de la actividad comercial ligada a la exportación de minerales y otros productos, sino de actividades industriales y, más recientemente, turísticas. De un modo u otro, todas esas actividades están sujetas al impacto producido por la actividad humana sobre el entorno geológico que hemos descrito.

Así, la calidad de los aportes fluviales a la costa de Huelva está fuertemente condicionada por la actividad minera histórica y actual ligada a los yacimientos minerales de la región, en particular los de sulfuros masivos. El resultado final de toda esa historia prolongada de explotación minera -que en parte continúa, y que puede verse reanudada ahora y en el futuro en función de la demanda de metales- ha sido la contaminación por metales pesados de los principales cursos de agua de la provincia (Fig. 15), así como de las áreas litorales (Davis et al., 2000; Nieto et al., 2007; Sarmiento et al., 2009).

Por otra parte, tanto para adecuar los puertos de la provincia a nuevas y crecientes necesidades como para mejorar el uso turístico directo del propio litoral, se han llevado a cabo una serie de actuaciones, todas ellas conducentes a controlar la activa y rápida

da dinámica sedimentaria que acabamos de describir. Ello ha llevado a ejecutar un creciente número de construcciones para intentar controlarla, sobre todo espigones.

Sin embargo, al ignorarse aspectos esenciales de la dinámica costera el resultado ha sido en un número de casos contraproducente, pues la construcción de esos espigones ha producido erosión en varias playas, como la de Isla Canela, Islantilla y zona E de Mazagón, en tanto que en otros puntos se han generado zonas altamente acumulativas, cuyo efecto también puede resultar contrario del esperado (Morales et al., 2004; Rodríguez-Ramírez et al., 2008).

Es conveniente notar que las decisiones que implican riesgos de bruscos cambios en la dinámica litoral no siempre resultan ni aun posibles de impedir. Así, por ejemplo, un riesgo mayor para la conservación de la costa de Huelva en su estado actual se relaciona con la construcción de una nueva presa (Alqueva) en el curso portugués del Guadiana, lo cual implica una drástica disminución de los aportes sedimentarios al sistema (Morales et al., 2006).

Procede también señalar que en relación con determinados usos del litoral, en particular de aquellos que, como el turismo, implican un rápido aumento de la población que reside en la costa de forma temporal o permanente, en la provincia de Huelva es necesario tener en cuenta un importante riesgo geológico que no se relaciona con la actividad humana: el riesgo sísmico y, asociado a él, el de tsunamis.

En efecto, todo el sur de la Península Ibérica forma parte de un cinturón sísmico que se extiende desde las islas Azores hasta el Himalaya, incluyendo la provincia de Huelva y el Golfo de Cádiz en su sector occidental. En esta zona los terremotos se suelen generar en relación con la falla denominada de Azores-Gibraltar (Fig. 16), se producen a profundidad relativamente baja (0-35 Km) y son generalmente de baja magnitud; sin embargo ocasionalmente se han registrado terremotos de magnitudes medias en los últimos 250 años, y uno (correspondiente al terremoto de Lisboa de 1755) que alcanzó una magnitud de 8,5 y produjo numerosas víctimas.

Tanto este último terremoto como todos los que se producen en la zona implican el riesgo de generación de tsunamis. De hecho, el asociado al terremoto de Lisboa destruyó amplias áreas del sur de la Península Ibérica y Marruecos. Y no es este el único registrado: existe documentación histórica de al menos siete tsunamis catastróficos y otros menores, detectados instrumentalmente, en los últimos 40 años. El registro estratigráfico de estos tsunamis consiste en niveles con base erosiva y acumulaciones de conchas y fragmentos (Fig. 17). Desde el año 2003 se han documentado en la costa de Huelva hasta 14 de estas capas en los últimos 8000 años.

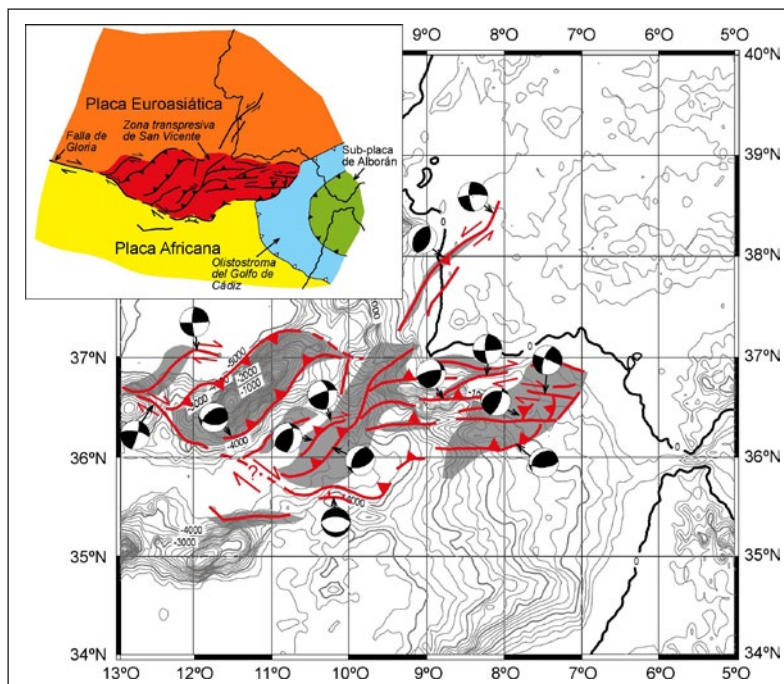


Fig. 16. Distribución de la sismicidad (zonas sombreadas) y esquema sismotectónico en el extremo oriental de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar. Obsérvese que entre las placas Euroasiática y Africana queda definida una región conocida como la Zona Transpresiva de San Vicente (Alonso-Chaves et al., 2011).

CONSIDERACIONES FINALES

Aunque es evidente que un profesional de las Ciencias de la Tierra debe recibir una formación que estimule su apertura a conocer de primera mano sitios nuevos y entornos geológicos diferentes, y por tanto solo puede ser cosmopolita, no es menos cierto que limitaciones de todo tipo hacen deseable que pueda completar su formación, al menos en sus estadios iniciales, en un entorno que no obligue al alumno a realizar grandes desplazamientos para completarla. En este sentido, la

Fig. 17. Tsunamis en el estuario del río Odiel (Olías et al., 2009).



provincia de Huelva permite cubrir muchos de los aspectos básicos de la formación de un alumno en condiciones óptimas.

Además, hemos intentado insistir en un aspecto formativo no menos importante: lo que muestra la provincia de Huelva de forma particularmente llamativa es el interés económico, social y aun político que las Ciencias de la Tierra pueden llegar a tener, y cómo la Geología influye en el desarrollo, progreso y cambios de las sociedades humanas. El autor entiende que esta relevancia social de nuestra Ciencia puede ser utilizada como un elemento esencial en la motivación de los alumnos desde el comienzo de su formación en este campo del conocimiento.

BIBLIOGRAFÍA

Abad, M., (2010). *La transgresión Tortoniense en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: respuesta estratigráfica e implicaciones paleontológicas*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva.

Alonso Chaves, F.M., García Navarro, E., Camacho Cero, M.A. y Fernández, C. (2011). Propuesta sismotectónica para la terminación oriental de la Zona de Fractura Azores – Gibraltar entre el Banco de Gorringe y el Banco del Guadalquivir / A seismotectonic proposal for the eastern end of the Azores-Gibraltar Fracture Zone in the area comprised. *Geogaceta*, 50.1, 11-14.

Azor, A., González-Lodeiro, F. y Simancas, J. F. (1994). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan Belt, SW Spain), *Tectonics*, 13, 45-61. doi:10.1029/93TC02724.

Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González-Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D., Martín-Parra, L.M. y Matas, J. (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27, TC5006. doi:10.1029/2008TC002306.

Barrie, C.T., Amelin, Y. y Pascual, E. (2002). U-Pb geochronology of VMS mineralisation in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 37, 684-703.

Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J., Moreno-Ventas, I. y Rogers, G. (1996a). Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belt, southwest Spain, *Journal of Petrology*, 37, 235 - 260.

Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J. D., Moreno-Ventas, I., El-Hmidi, H., El-Biad, M., Bergamín, J. F. y Sánchez N. (1996b). Triple-junction migration during Paleozoic plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geologische Rundschau*, 85.1, 180-185, DOI: 10.1007/BF00192076.

Civis, J., Sierro, F.J., Gonzalez Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J., Valle, M.F. (1987). El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: Civis, J. (Ed.), *Paleontología del Neógeno de Huelva (Oeste, Cuenca del Guadalquivir)*, Ediciones de la Universidad de Salamanca, Salamanca, 5-16.

Crespo-Blanc, A. y Orozco, A. (1988). The southern Iberian shear zone: A major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148, 221-227.

Davis Jr., R.A., Welty, A.T., Borrego, J., Morales, J.A., Pendón, J.G. y Ryan, J.G. (2000) Rio Tinto Estuary (Spain): 5000 years of pollution. *Environmental Geology*, 39.10, 1107-1117.

De la Rosa, J.D. (1992). *Petrología de las rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa, Macizo Ibérico*. Tesis doctoral, Universidad de Sevilla.

González, F. (2005). *Las pizarras negras del límite Devónico/Carbonífero de la Faja Pirítica Ibérica (SO de España). Estudio bioestratigráfico e implicaciones sobre la paleogeografía de la cuenca y el origen de las mineralizaciones de sulfuros*. Tesis doctoral, Universidad de Huelva.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península y Baleares. Escala 1:1.000.000*. IGME. Memoria explicativa (1974).

Leistel, J.M., Marcoux, E., Thiéblemont, E., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G.R., Pascual, E. y Sáez, R. (1998). The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33, 2-30

Mantero, E., Alonso-Chaves, F.M., García-Navarro, E. y Azor, A. (2011). Tectonic style and structural analysis of the Puebla de Guzmán Antiform (Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone, SW Spain). In: Poblet, J. & Lisle, R. J. (eds) *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 349, 203-222. DOI: 10.1144/SP349.11

Mayoral, E. (1986). *Taonomía y Paleoeología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.

Morales, J. A., Borrego, J., Jiménez, I., Monterde, J. y Gil, N. (2001) Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain). *Marine Geology*, 172, 225-241.

Morales, J.A., Borrego, J. y Ballesta, M. (2004) Influence of Harbour Constructions on Morphosedimentary changes in the Tinto-Odiel estuary mouth (South-West Spain). *Environmental Geology*, 46, 151-164.

Morales, J.A., Delgado, I. y Gutiérrez-Mas, J.M. (2006) Sedimentary Characterization of Bed Types Along the Guadiana Estuary (SW Europe) before the Construction of the Alqueva Dam. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 70, 117-131.

Moreno, C. (1993). Postvolcanic Palaeozoic of the Iberian Pyrite Belt: an example of basin morphologic control on sediment in a turbidite basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 1118-28. Moreno, C., Sierra, S. y Sáez, R. (1996). Evidence for catastrophism at the Famennian-Dinantian boundary in the Iberian Pyrite Belt. Recent Advances. In: Strogon, P., Somerville, D. y Jones, G. Ll. (eds) *Lower Carboniferous Geology*. Geological Society, London, Special Publications, 107, 153-162.

Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Olías, M., Cánovas, C.R., Riba, I., Kalman J. y Valls T.A. (2007). Acid mine drainage pollution in the Tinto and Odiel rivers (Iberian Pyrite Belt, SW Spain) and bioavailability of the transported metals to the Huelva Estuary. *Environment International*, 33, 445-455.

Olías, M. Donaire, T., Fernández-Rodríguez, C., Mayoral, E., Morales, J.A., Alonso, F.M. y Almodóvar, G.R. (coords.) (2009): *Geología de Huelva. Lugares de interés geológico*. Universidad de Huelva, Huelva, 258 pp.

Pendón, J.G., Morales, J.A., Borrego, J., Jiménez, I. y López, M. (1998). Evolution and facies architecture in a tidal channel environment along the mesotidal Coast of Huelva. SW Spain: Evidence for a change from tide to wave domination. *Marine Geology*, 147, 43-62.

Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M. y Tosquella, J. (2001). Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. *Geotemas* 3, 13-16.

Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I. y Tosquella, J. (2004). Transgressive Sequences on Foreland Margins: A Case Study of the Central Guadalquivir Basin. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110, 503-515.

Rodríguez-Ramírez, A., Morales, J.A., Delgado, I. y Cantano, M. (2008) The Impact of Man on the Morphodynamics of the Huelva Coast (SW Spain). *Journal of Iberian Geology*, 34, 73-108

Sáez, R., Almodóvar, G.R. y Pascual, E. (1996). Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 11, 429-451.

Sáez, R., Pascual, E., Toscano, M. y Almodovar, G.R. (1999). The Iberian type of volcano-sedimentary massive sulphide deposits. *Mineralium Deposita*, 35, 549-570.

Sarmiento, A.M., Nieto, J. M., Casiot, C., Elbaz-Poulichet, F. y Egal, M. (2009). Inorganic arsenic speciation at river basin scale: the Tinto and Odiel rivers in the Iberian Pyrite Belt, SW Spain. *Environmental Pollution*, 157, 1202-1209.

Simancas, J. F., Carbonell, R., González-Lodeiro, F. et al. (2003). The crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: the IBERSEIS deep

seismic reflection profile. *Tectonics*, 22.6, 1062, DOI: 10.1029/2002TC001479.

Thiéblemont, D., Pascual, E. y Stein, G. (1998). Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model. *Mineralium Deposita*, 33, 98-110.

Valenzuela, A., Donaire, T., Pin, Ch., Toscano, M. Hamilton, M.A. y Pascual, E. (2011a). Geochemistry and U-Pb dating of felsic volcanic rocks in the Riotinto-Nerva unit, Iberian Pyrite Belt, Spain: crustal thinning, progressive crustal melting and massive sulphide genesis. *Journal of the Geological Society, London*, 168, 717-731. DOI: 10.1144/0016-76492010-081.

Valenzuela, A., Donaire, T., González-Roldán, M.J., Toscano, M. y Pascual, E. (2011b). Volcanic architecture in the Odiel river area and the volcanic environment in the Riotinto-Nerva Unit, Iberian Pyrite Belt, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202, 29-46. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 11 de marzo de 2012 y aceptado definitivamente para su publicación el 7 de junio de 2012.

