

GEOLOGIA DE LA SIERRA DE ARACENA

Francisco Fuentes Casas

Para una mejor comprensión de la Sierra de Aracena, creo que sería conveniente compararla con un edificio. Un edificio orográfico, pero edificio, al fin y al cabo. Y como en cualquier edificio, pueden distinguirse en ella tres componentes. En primer lugar, tendríamos los materiales que la han formado, es decir sus rocas. Luego vendría su arquitectura, que sería algo así como su organización, el esquema, el plano del edificio y las partes que lo componen. Y por último tendríamos las fuerzas que lo han levantado: las orogénias que han intervenido en su construcción.

A. LOS MATERIALES

Entre los materiales, o sea, las rocas que componen nuestra Sierra, tenemos a los tres grandes grupos que existen, es decir, rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

Entre nuestras rocas ígneas destaca el granito, de la misma forma que las mejores representantes de rocas metamórficas son las pizarras y las calizas lo son de las rocas sedimentarias.

Las tres son rocas muy antiguas pues proceden o bien de la edad Precámbrica, que comenzó hace unos 1.000 millones de años y acabó hace 540 millones de años o bien del Paleozoico, es decir, de hace entre 540 y 250 millones de años. Dentro de esta última era, la Paleozoica o Primaria, su primer periodo, el Cámbrico es el que tiene los depósitos y afloramientos de rocas más extensos de la Sierra.

Las únicas excepciones a esta regla serían, claro está, algunos depósitos cuaternarios que tapan u ocultan, localmente, los materiales primarios que están debajo. Entre esos depósitos cuaternarios destacan en primer lugar, los de tobas calizas que forman manchas de poca extensión superficial y escasa potencia, pues su grosor no suele ser superior por lo general a los 5 metros. Por esta razón, estas y otras calizas, han sido la razón de ser de una interesante actividad calera que ha sido exhaustivamente estudiada por Antonio Fajardo de la Fuentes y otros que han detectado en la Sierra la huella de una serie de hornos cuyos restos se encuentran hoy en día distribuidos por todo en Parque, aunque tienen una notable presencia en S. Ana la Real. (1)

En segundo lugar, tendríamos algunos depósitos de arcillas y limos que cubren determinadas laderas y piedemontes.

En tercer lugar, estarían los depósitos aluviales de escaso espesor que cubren y escoltan los márgenes de muchos ríos y arroyos. Se encuentran formados por arcillas, arenas y cantos rodados que se llaman rebollos si están muy redondeados.

Pero quizás los depósitos cuaternarios de mayor extensión e importancia, pues algunas veces dificultan la observación directa de las rocas infrayacentes, sean los eluviones que están presentes en muchas partes de la sierra. Su potencia es pequeña pero su extensión superficial es bastante grande, sobre todo en la zona meridional debido a que sus mayores precipitaciones favorecen y fomentan una intensa meteorización.

A.1. LAS ROCAS ÍGNEAS O MAGMÁTICAS. EL GRANITO

Los principales afloramientos graníticos que hoy aparecen dispersos por todo el parque suelen encontrarse en las partes más altas de los anticlinorios, tienen por lo general formas ovals alargados y sus ejes mayores son paralelos al rumbo del anticlinorio al que pertenecen.

Entre los macizos, el principal y también el más alterado y complejo pues su grado de meteorización ha sido tan intenso que en algunas de sus zonas pueden observarse una capa de alteración granítica de hasta 3 metros de potencia, es el de La Escalada que intruye en una serie de pizarras de posible edad devónica y se denomina así por encontrarse dentro de esta pequeña aldea de Almonaster.

Luego tendríamos una serie de pequeños stocks o pequeños batolitos (en Aracena, Linares, Aguafria, y La Nava) que son afloramientos, generalmente de composición granodiorítica, tamaño pequeño (no superiores al Km^2 o a los dos km^2) formas ovaladas o casi circulares y cronología más tardía pues suelen ser posttectónicas.

Aparte de estos stocks enclavados todos en la parte meridional de la sierra, tenemos, en la periferia de ésta, tres grandes batolitos de gran interés paisajístico y significación morfológica. El primero de ellos es el de Campofrío que está situado en el borde suroccidental del Parque y recorre toda la comarca a lo largo de 40 km.

Luego están con una extensión de casi 200 km^2 cada uno, al oeste el batolito de Las Peñas de Aroche que junto con el escarpado relieve del Paraje Natural de los Picos de Aroche y de S. Pelada y Rivera del Aserrador constituyen la transición occidental de nuestra Sierra hacia las tierras del Andévalo.

Y en el este, en el límite de las provincias de Huelva, Sevilla y Badajoz, tenemos el batolito de Sta. Olalla estudiado hace años por Fernando Diaz del Olmo (2) para quien este batolito es producto de una intrusión magmática formada por granitos, dioritas, diques y pitones ácidos, de edad posthercínica que se inyectó, afectó y metamorfizó a los materiales encajantes, que hoy lo rodean.

Desde su aparición hace 230 millones de años el batolito ha estado sometido a la acción de los agentes geológicos externos, que lo han ido erosionando y peniplanizando. Por esta razón los únicos relieves que destacan son los de las sierras que lo circundan (S. del Viso, del Pimpollar, de S. Roque y Padrona) y, en su interior, algunos relieves residuales denominados inselbergs o montes islas que son, de dos tipos: inselberg de posición e inselberg de resistencia.

Los de resistencia, que son de naturaleza granítica, aparecen más tarde que los de posición y son productos de la acción erosiva de los ríos que los quedan en resalte tras erosionar el material circundante menos resistente.

Los de posición (cerro de S. María, de las Baterías) son anteriores a los de resistencia y están compuestos de caliza metamorfozada pues no hay que olvidar que la gran consecuencia de una extrusión o inyección de magma casi incandescente, es la metamorfización y consiguiente transformación de las rocas sedimentarias encajantes, que al recibir, desde abajo, la inyección de un magma que está a altísimas temperaturas, sufren una profunda transformación mineralógica o lo que es lo mismo se metamorfosean en distinto grado según sea la presión, el calor y las temperaturas que se han alcanzado.

Por este motivo en los alrededores de estas intrusiones ígneas, en lo que se llama su aureola de contacto, suelen aparecer determinados minerales como la andalucita que actúan como verdaderos geotermómetros que nos indican las temperaturas que llegaron a alcanzarse durante el proceso descrito.

Dicho proceso, que es el que está detrás de cualquiera de las inyecciones magmáticas de nuestra Sierra, se inicia siempre, directa o indirectamente, tras la elevación vertical de unas columnas de rocas semifundidas llamadas plumas o penachos térmicos que están formadas (3) por un material viscoso y muy caliente, llamado magma, que se forma debido a la diferencia de temperatura de casi 3.000 grados que hay entre la Corteza y el Núcleo de la Tierra. Desde la superficie de este último que está a 2.900 metros de profundidad, la pluma o el penacho de magma incandescente asciende, como el humo por una chimenea, a través del manto, donde o bien pueden detenerse o bien pueden seguir ascendiendo hasta llegar -e impactar- en la base de la Corteza continental que no puede ser fácilmente atravesada por el penacho, debido a su grosor. Ante la imposibilidad de hacerlo, el magma del penacho y la masa granítica resultante quedan emplazados a más o menos profundidad, esperando a que la erosión que, suele dismantelar la capa de roca encajante que la cubre, o cualquier accidente tectónico saque a superficie a dicha masa granítica.

Fue un penacho de este tipo, que comenzó a actuar en el Silúrico, el que contribuyó a formar, en el Devónico, el cinabrio de las minas de mercurio de Almadén y de él procede también casi todo el granito hercínico de nuestra comarca ya que la corteza continental de esta estuvo sometida durante el Carbonífero al impacto del mismo penacho.

Normalmente este proceso descrito, de ascenso de los magmas graníticos por la corteza terrestre, es un proceso muy lento que dura millones de años pues a diferencia de los magmas basálticos, característicos de la corteza oceánica, que tienen una temperatura mucho mayor y que son por eso mucho más fluidos, los graníticos son mucho más viscosos y por eso tardan más en ascender pues tienen que ir abriéndose paso a través de las rocas, rompiéndolas, englobándolas y filtrándose poco a poco a través de sus fisuras.

En el caso de la vecina Extremadura parece ser que este magma granítico ascendió a raudales y además parece ser también que lo hizo a una velocidad de vértigo pues tardó solo unos 1.000 años en ascender y “empapar” de granito gran parte de esta región vecina. Esto representa no una velocidad de vértigo sino literalmente una velocidad explosiva. Este proceso extraordinariamente rápido pudo deberse bien a que la masa de magmas de granitos era descomunal o bien a que las fracturas por las que subieron tenían un tamaño desproporcionado. No hay que descartar que en la vecina Sierra de Aracena pasara algo parecido

A.2. ROCAS METAMÓRFICAS. LAS PIZARRAS

Las pizarras son las rocas metamórficas predominantes en la sierra, y una de sus principales características son sus planos verticales de esquistosidad, es decir su estructura laminar en hojas, que naturalmente son perpendiculares a la dirección de las fuerzas y presiones que las han deformado, prensado, adelgazado y estirados hasta dejarlas como folios dentro de un paquete.

Como en nuestro caso la última de estas grandes fuerzas, fueron las de la Orogenia Alpina, que vinieron del norte y del sur, es decir de la Meseta y de África, la esquistosidad de nuestra pizarra, su hojiosidad, va a ser este-oeste. Esta es también la dirección que tienen los principales afloramientos pizarrosos que según Antonio Franco Ruiz en nuestra sierra se llaman (4) *riscos* y si son más grandes, *baldíos*, *rochos* o *talliscas*. Si además puede sembrarse entre ellos con el fin de aprovechar el escaso suelo agrícola que pueda quedar entre las pizarras, se denominan *marradas*.

Aunque la pizarra pasa por ser una roca blanda hay formaciones pizarrosas en el Parque que contienen inyectadas abundantes vetas de cuarzo y jaspe. De la fragmentación del cuarzo surgen los guijarros o piedras que se usaban antiguamente para hacer fuego y del duro jaspe de Aracena, que aparece ligado a yacimientos de manganeso, parece ser que salieron los sillares que se usaron en la construcción del Panteón de los Reyes del Monasterio de El Escorial.

También las pizarras contienen inyecciones de calcita o mármol, nódulos enriquecidos de hierro e intrusiones de gneis que es una roca muy dura de la que se sacan las populares piedras morunas o marrizas que fueron usadas por nuestros antepasados, para la construcción de hachas y dólmenes prehistóricos.

Por lo que respecta a los suelos que surgen de la degradación de las pizarras suelen ser suelos arcillosos que son los que sirven de asiento a las dehesas, aunque éstas también prosperan sobre suelos arenosos procedentes de la degradación de los granitos.

A.3. ROCAS SEDIMENTARIAS. LA CALIZA

Aunque hoy le encontremos en muchas partes metamorfoseadas en mármol, la caliza es en origen una roca sedimentaria que de manera muy local y sólo en determinadas zonas de la Sierra Meridional, producen intensos procesos cársticos que tienen siempre el mismo fundamento fisicoquímico pues es el agua de lluvia (H_2O) la que al combinarse con el dióxido de carbono atmosférico (CO_2) da un ácido (carbónico: H_2CO_3) que disuelve la calcita ($CaCO_3$) que es el mineral que forma mayoritariamente la caliza. Tras su disolución, transporte y deposición se producen formas y fenómenos muy variados como pequeñas simas y dolinas, canteras como las de Fuenteheridos o Navahermosa, grutas como la de Aracena y travertinos como los de Higuera, Zufre o la Peña de Alájar.

La diferencia entre los travertinos y la Gruta de Aracena, que, es desde luego la formación carstica más espectacular del Parque, es que la gruta es un fenómeno interno y subterráneo

que se ha desarrollado sobre unos mármoles procedentes del metamorfismo de unas rocas calizas que se depositaron aquí hace más de 500 millones de años (5) en medio de un ambiente típico de plataforma carbonatada cálida, bien iluminada y no muy profunda en la cual florecía la vida. Con los restos de aquellos arrecifes, esqueletos y demás partes duras de trilobites, crustáceos, braquiópodos, moluscos, equinodermos y otros animales que poblaban aquella plataforma continental se formaba al morir estos, un precipitado de carbonatos que daba lugar, primero a un lodo calcáreo, que a su vez originaba después, cuando ese lodo se compactaba, por procesos metamórficos o de otro tipo, a los diversos tipos de calizas cámbricas que hoy encontramos en la Sierra de Aracena. Estas se formaron pues tras la sedimentación y compactación de una lluvia constante de partículas de carbonatos que procedían de los caparzones y esqueletos de los animales que morían.

Los travertinos son en cambio (6) fenómenos externos, al aire libre, que han tardado en formarse solo unos miles de años, y se desarrollan sobre tobas que son calizas externas de precipitación química o bioquímica, que se depositan, en forma de finas capas, sobre aquellas surgencias de agua o gargallones en las que se producen deposiciones calizas que cubren el sustrato preexistente adoptando una disposición ligeramente escalonada que se corresponden con los distintos niveles de evaporación del agua.

En el caso del travertino de la Peña de Alajar (otro travertino importante es el que forma el farallón rocoso sobre los que se asienta el pueblo de Zufre) la fuerte pendiente de su vertiente meridional, que es donde está instalado, ha impedido el desarrollo de una autentica estructura en escalera, y ha desdibujado la forma de este.

El agente que lo ha labrado ha sido un río subterráneo que circula por los mármoles de la Peña que está formada, por una capa de entre 400 y 600 metros de pizarras arenarcillosas, de tonos pardo amarillentos, que tienen un horizonte de alteración arenolimoso de 30-35 cm. de espesor.

A continuación de estas pizarras vendrían unos 150-200 metros de dolomías y calizas micro y macrocristalinas fuertemente diaclasadas y fracturadas que cuando caen disueltas, vertiente abajo, fosilizan, tapan u ocultan, el basamento pizarroso preexistente dando lugar a la formación de un travertino en el que Fernando Díaz del Olmo, ha descrito hasta 41 fenómenos cavernosos cuya morfología va desde la típica de los abrigos, internos o extraplomados, hasta la de las simas verticales, inclinadas o de desarrollo más horizontal, como la Sima Capitular o simplemente cuevas como la de las Cancelas.

Respecto a su cronología podemos datarlo, teniendo en cuenta los elementos arqueológicos y antropológicos que contiene, así como su similitud con otras formaciones travertínicas holocénicas existentes de las Béticas occidentales en un periodo que oscila entre el 8.000 y el 10.000 BP.

B. LA ARQUITECTURA: LA SIERRA Y PARTES QUE LA COMPONEN

Tras este análisis litológico de los tres tipos principales de rocas que forman la Sierra, hay que decir que su arquitectura, su organización, es también triple, pues la S. de Aracena es como una pequeña réplica, aunque a menor escala desde luego, de Andalucía que, como sabemos, está compuesta por tres grandes unidades: S. Morena al Norte, las Béticas al sur y en medio y alojada entre ambos sistemas montañosos una gran depresión central: el valle del Guadalquivir.

De la misma manera nuestra sierra está compuesta (7) también por tres grandes conjuntos morfoestructurales que la recorren de NO a SE.

El primero de estos conjuntos son las Sierras Septentrionales que se extienden, de oeste a este, desde Cumbres de S. Bartolomé a las inmediaciones de S. Olalla.

Al sur está la S. de Aracena propiamente dicha.

Y en el centro y separando ambas alineaciones montañosas tenemos una depresión, la Depresión Silúrico Devónica, que se extiende al sur de Cañaverál de León y atraviesa diagonalmente el Parque, de SE a NO, es decir desde Zufre a Encinasola penetrando en Portugal por Barrancos.

Cada una de estas tres unidades tiene unas características estratigráficas, paleogeografías y estructurales distintas y claramente diferenciables y cada una de ellas obedece a una serie de deformaciones tectónicas que siguen la secuencia: anticlinal-sinclinal-anticlinal.

B.1. ZONA NORTE O SIERRA SEPTENTRIONAL

La primera unidad de nuestra Parque es su zona norte, o Sierra Septentrional. Está constituida desde un punto de vista estructural por el flanco meridional del gran anticlinorio que corre entre Olivenza y Monesterio que es, según Mateos Gutiérrez Elorza, un anticlinorio complejo, un anticlinorio de primer orden o un meganticlinorio cuyas últimas (8) estribaciones son las cuatro alineaciones que se extienden de oeste a este, desde Cumbres de S. Bartolomé hasta las inmediaciones de S. Olalla del Cala y de norte a sur desde Extremadura hasta el Parque.

Desde esta región vecina avanzaron en el pasado, una serie de mantos de corrimiento o pliegues que fueron desplazados de su lugar de origen o raíz, de lo que suele denominarse su “zona de desgarre”. En nuestro caso esta “zona de desgarre” parece ser que estuvo situada en la gran falla que corre entre los pueblos de Bodonal de la Sierra y Segura de León y pasa a 5 km al NO de Fuentes de León.

Desde esa zona meridional de Badajoz, estos mantos fueron desplazados de su lugar de origen sufriendo lo que se llama un despegue tectónico, si las fuerzas que los movían eran muy fuertes. En otras ocasiones simplemente debieron resbalar o se deslizarse sobre una capa inferior más blanda compuesta por lo general por margas o calizas que hacían como de lubricante.

En cualquier caso y una vez desplazados estos mantos acabaron instalándose, tras, recorrer unos 20 o 25 km en línea recta, sobre nuestra actual S. Septentrional donde sus restos, llamados Klippers, se esparcen entre Hinojales y Cañaverál, por la Sierra Menjuana, La Monaquera, Cañada de los Lobos y otros enclaves del norte de nuestro Parque. Todos ellos fueron estudiados en 1945 por el geólogo alemán Lotze, que fue el mismo que dedujo en 1937, la existencia de movimientos caledónicos en España.

La gran consecuencia de estos klippers es que fosilizan u ocultan muchas de las estructuras, plegadas o falladas, que hay debajo de ellos

Entre las estructuras plegadas – y ocultas- destacan muchos pliegues isoclinales y entre las falladas y parcialmente ocultas, destaca una gran falla inversa que tiene de dirección ONO-ESE, decenas de km de recorrido y un salto, es decir una caída entre el labio hundido y el elevado, que es el mayor de todo el Parque. Aunque la edad de esta falla es caledoniana fue reactivada después por la primera fase hercínica.

De este hecho hay que concluir tres cosas:

Primero que los klippers, que parcialmente la tapan u ocultan, se instalaron sobre ella, con posterioridad a dicha primera fase hercínica.

Segundo que la citada falla no se reactivó después, de manera significativa con las fases orogénicas posteriores, pues en los klippers no se nota alteración alguna tras su instalación, excepto, claro está, las provocadas por los procesos erosivos.

Y tercero que estos klippers llegaron hasta aquí, según este razonamiento, durante la Segunda Fase Hercínica que sería quien habría dado lugar a la formación de la primera serie de klippers. Luego la Tercera Fase Hercínica fosilizó la ventana tectónica o espacio que siempre se queda al descubierto tras desplazarse el manto, y dio lugar a una segunda serie de klippers

Finalmente habría que señalar que a través de esta falla entran en contacto, los materiales cámbricos y ordovícicos de la S. Septentrional con los depósitos silúricos devónicos de la Depresión Central del Parque que será la segunda zona que estudiemos.

B.2. LA ZONA CENTRAL O DEPRESIÓN SILÚRICO-DEVÓNICA

Esta Depresión Silúrico Devónica cuyo papel desde un punto de vista funcional es poner en contacto, unir o soldar, la Zona Norte o Sierra Septentrional con la Sierra Sur o de Aracena, ha sido tradicionalmente interpretada como una gran falla usada por el río Múrtiga y sobre todo por el Rivera de Huelva para establecer sobre ella sus respectivos cauces. No obstante Mateos Gutiérrez Elorza considera en su tesis doctoral que se trata de un amplio sinclinorio, un sinclinorio complejo, un sinclinorio de primer orden o un megasinclinorio que morfológicamente funciona como una gran depresión que se extiende, como hemos dicho, al sur de Cañaverál de León y atraviesa diagonalmente el Parque de SE a NO; es decir desde Zufre a Encinasola penetrando en Portugal por Barrancos. No obstante, y a medida que se acerca a sus extremos SE y NO, la estructura de vaguada, de este surco va desdibujándose pues su topografía tiende a homogeneizarse y a confundirse con la del relieve circundante.

Los bordes norte y sur de esta amplia hondonada limitan con algunas sierras y entra ellas por cierto con las dos alineaciones orográficas más seguidas, continuas y rectilíneas de toda la Sierra. Al norte tendríamos las Sierras del Cubito, la del Águila e Hinojales. Y más al sur, pero en paralelo a ella correría la alineación formada por las sierras Bujarda, de los Parrales, la Coronada y del Cuchillar.

Las máximas pendientes (30-40%) de estas sierras se alcanzan en las sierras de Hinojales, del Álamo y en las que enmarcan el Valle del Gato o de la Cuchadera y las mínimas (20-10%) en torno Encinasola, Cañaverál y Arroyomolinos. Dentro del término municipal de este último pueblo encontramos, lindando ya con la Provincia de Badajoz y cerca del Pico

de Tentudía, en Monesterio, el cerro de los Bonales, que al superar o rebasar los 1.000 es ya considerado la nueva cota máxima de la Sierra seguido por el Cerro S. Cristóbal (971 m.) y el Cerro del Castaño (962 m.)

B.3. ZONA MERIDIONAL O SIERRA DE ARACENA

Esta zona, la más meridional de las tres, está también constituida desde el punto de vista estructural por dos anticlinorios de segundo orden, entre los cuales se insinúa, oculto casi, un pequeño sinclinorio también de segundo orden.

El más pequeño de estos anticlinorios es denominado simplemente Anticlinorio de Aracena y el mayor es el denominado Anticlinorio de La Corte-Higuera que se continúa y pierde hacia el oeste, hacia Portugal.

Este último es un anticlinorio complejo pues está cortado en numerosas ocasiones por una serie de grandes fallas longitudinales, se encuentra afectado por una tectónica de escamas, y además cambia continuamente de dirección.

Atendiendo a este último punto hay que tener en cuenta que este anticlinorio (que como hemos dichos es simplemente la prolongación oriental de un gran anticlinorio que se pierde hacia occidente, hacia Portugal) cuando se introduce en el Parque, lleva: cerca de La Corte, dirección NO, luego se incurva y adquiere dirección E-O en Alajar, para volver a tomar rumbo NO en Aracena, donde se estrecha, y desde donde se dirige hacia Higuera.

Por lo que respecta a las fallas longitudinales, éstas desplazan a los conjuntos litológicos que se ven afectados por ellas a lo largo de varios km. Como además dichas fallas, muchas veces, se cruzan entre sí, la estructura y organización de esta Sierra Meridional se complica y a pesar de que no llega a perder la orientación E-O, que es la dominante en las tres unidades Parque, sí que tal orientación se muestra aquí menos clara que en las otras dos.

Por lo que respecta a lo que hemos llamado tectónica de escamas ésta se produce porque sobre los pliegues isoclinales de este anticlinorio ha actuado una erosión diferencial muy potente que ha desmantelado buena parte de sus flancos, dejando al aire libre y en resalte, solo sus partes más duras, que se aprietan, unas al lado de otras y en paralelo, formando una serie de crestas, cuevas o escamas que dan lugar a lo que suele denominarse un relieve imbricado.

C. TECTÓNICA: HISTORIA DE LA SIERRA Y FUERZAS QUE LA HAN FORMADO

Tras haber hablado de la triple litología de la Sierra (granitos, pizarras y calizas) y también de los tres grandes conjuntos morfoestructurales que la conforman (Sierra Septentrional, Depresión Silúrico Devónica y S. Meridional o de Aracena) vamos a ver ahora las principales fases orogénicas que han organizado dichas morfoestructuras.

Éstas son también tres: las tres orogenias que se han dado a lo largo de las eras geológicas de la Tierra: la Orogenia Caledoniana y la Hercínica, que se dan a comienzos y finales de la Era Primaria y la Orogenia Alpina que arranca a finales de la Secundaria y se introduce en la Terciaria.

C.1. EL CÁMBRICO Y LA OROGENIA CALEDONIANA EN LA SIERRA

Siguiendo el esquema lineal o cronológico, o si queremos cronoestratigráfico que creo que es el que más conviene a esta tercera parte de la charla, y comenzando por el primer periodo de la Era Primaria o Paleozoica, el Cámbrico, hay que decir que es éste un periodo que se inicia hace unos 540 millones de años con un clima cálido e incluso sofocante. Durante él se formaron, como antes dijimos, buena parte de los sedimentos que después iban a formar las rocas de nuestra sierra, que se encontraba entonces como incubándose, como en su placenta, es decir situados bajo las aguas y entre dos continentes que se alejan en sentido opuesto: Gondwana y Laurasia.

A medida que estas dos macrocontinentes se distancian, va abriéndose entre ellos una cuenca marina, que es producto del adelgazamiento y consiguiente estiramiento que experimenta la corteza continental que acabará convirtiéndose en un océano cuyo fondo estará constituido por una serie de inyecciones de magmas basálticos procedentes de la Astenosfera, que como veremos después, tendrán luego gran importancia en nuestra sierra.

Pero lo que podríamos llamar el solar de nuestra Sierra no estaba situada en realidad en medio de esos dos continentes. Se encuentra situada más bien bajo las aguas de la plataforma continental de uno de ellos, de Gondwana. A poca profundidad y relativamente cerca de la costa.

Pero si metiéramos un imaginario zoom a esta costa y aumentáramos la escala, reduciríamos la extensión del área representada y ganaríamos en detalle. En ese caso lo que veríamos en realidad, es como a la altura de nuestra actual península sí que había algunas tierras emergidas, que se corresponderían “grosso modo” con lo que hoy llamamos “Meseta”. Una “meseta” que en aquel momento estaría rodeada de aguas por todas partes pues no es más que un pequeño umbral emergido, cerca de cualquier costa.

Si volvemos a repetir la operación, es decir, metemos zoom de nuevo, aumentamos la escala, reducimos la extensión del área representada y ganamos por tanto en detalle, lo primero que vemos, en la parte superior del gráfico Fig. 1 (A), que pertenece, al igual que el 2 y el 3 a la citada tesis doctoral, es la cubeta que guarda los sedimentos iniciales de nuestra sierra, que están organizándose aún bajo las aguas del mar con una horizontalidad perfecta, casi marina.

Lo segundo que veríamos, aunque no figuren en dicho gráfico, serían las tierras emergidas más próximas que no se encontraban muy lejos. Por el norte, a la altura de Olivenza y Monesterio, existirían unos retazos continentales que servirían de tránsito entre nuestra futura sierra y la “Meseta” española. Y por el sur las tierras emergidas más cercanas serían las que E. Hernández-Pacheco denominó hace ya muchos años, en 1951, Macizos de Aracena y Évora que abarcarían el Algarve y buena parte de Huelva y del Alentejo portugués. Diez años más tarde Lotze, usó para referirse a estas tierras emergidas que estaban al sur de Aracena, el término de Umbral de Huelva. Y puede ser que algún espolón de este umbral continuara hacia el oeste y entrara en contacto, a través del Alentejo portugués con el Macizo de Évora.

Naturalmente estas áreas emergidas estaban sometidas a un proceso erosivo generalizado muy fuerte, que estaba regido por un clima cálido y que era además muy rápido pues no se

observa una meteorización total de los feldspatos en los materiales que la meteorización química arrancaba a esas tierras. Materiales que van yendo poco a poco a parar, al igual que sucede hoy y a través de los mismos medios de transportes (el viento, los ríos, etc.) a las zonas deprimidas y áreas marinas más próximas.

Lo tercero que observamos en esa parte superior del gráfico, es que la banda o Serie Infracámbrica, que como su propio nombre indica son los sedimentos que reposan debajo de los materiales cámbricos y concordantes con ellos, solo aparece en la zona sur de la cubeta y falta por completo o no es detectable en la parte norte.

A finales de la Fase Asíntica, que es una de las fases de una orogenia poco conocida, la Cadómica, este bloque precámbrico de Aracena se rompe y por sus fracturas se extruye o emite la potente serie de vulcanitas básicas que tanto caracterizan a la Serie Precámbrica de Aracena. Aunque dicha serie también contienen otras rocas que se sedimentaron, junto a estas vulcanitas, tras un periodo de estabilidad extrusiva.

Entre ellas destaca una Serie Detrítica formada por arcillas arenosas, areniscas de grano fino que son propias de los medios marinos tranquilos, de pizarras arenosas cuya estratificación cruzada delata una sedimentación ya más turbulenta probablemente acaecida en la plataforma continental y finalmente tenemos arcillas que por metamorfismo dieron lugar a pizarras micáceas que contienen turmalina y circón que son dos minerales que nos indican que el área madre emergida estaba compuesta fundamentalmente por rocas cristalinas.

La cuarta cosa que vemos es esa delgada línea que separa la Serie Infracámbrica de la del Cámbrico Inferior y Medio. Estaría formada por un granito gnésico de carácter sintectónico que se emplazó, ascendió y salió a superficie aprovechando una gran fractura, posiblemente una superficie tectónica de cabalgamiento.

Lo quinto que observamos son ya los sedimentos del Cámbrico Inferior y Medio que están formados por tres conjuntos de materiales que de abajo arriba son:

En la base un tramo netamente detrítico muy monótono.

En el centro otro formado por calizas cristalinas con calcita como mineral constante y una marcada falta de continuidad lateral pues a este estrato pertenecen todos los islotes carbonatados aislados que vemos aparecer, sin que exista continuidad alguna entre ellos, en Los Calares, sur de Jabugo, Galaroza, en la carretera de Navahermosa, entre Fuenteheridos y Castaño y en el muro de la serie detrítica que aparece en los alrededores de Cortegana y que se cortan en la carretera que va desde esta población a El Repilado.

Finalmente tendríamos un tramo superior pizarroso muy potente con metapizarras que contienen, cuarzo y moscovita como minerales esenciales.

Y lo sexto y último que podemos observar en esta parte superior del gráfico (Fig. 1 A) es que esos paquetes sedimentarios del Cámbrico Inferior y Medio están mucho más engrosados en zona norte o de Cumbres Mayores que debió ser una zona más profunda que la meridional, es decir, que la zona sur o de Aracena donde el grosor de esos estratos sedimentarios es menor, quizás porque los Macizos de Aracena y Évora estaban más cerca y la profundidad del mar era aquí más escasa. Luego la profundidad aumentaba, tal y como pasa hoy, a medida que nos alejamos de la costa, es decir mar adentro. Resumiendo, que

como Cumbres Mayores estaba más lejos de la costa, su profundidad era mayor. Por eso la potencia o grosor de los sedimentos que allí se acumularon fue también más grande.

Para la zona de Zafra, que hoy está situada, como sabemos a unos 50 Km al norte de Cumbres Mayores se han calculado unos espesores cámbricos de unos 1.500 metros, aunque este espesor debe ser bastante mayor según la opinión del geólogo francés Bard, Profesor de Petrología de la Universidad de Montpellier y quizás el último geólogo, de entre los grandes, que se ha paseado y estudiado nuestra Sierra (a él volveremos a referirnos al final).

En la Fig. 1 B estamos ya en la Fase Salaírica que es ya muy de fines del Cámbrico y produce en la zona los siguientes efectos.

En primer lugar, esa suave incurvación hacia abajo en la parte central de la cuenca que está insinuando ya la futura Depresión Silúrico Devónica.

En segundo lugar, ese abombamiento que se observa en la parte derecha del gráfico cuyos estratos plegados, que parece como que se quieren acercar a superficie, están prefigurando ya la futura Sierra Septentrional.

Aunque para compensar esos pliegues hacia arriba y alojados en ellos, tenemos también unas pequeñas hondonadas, curvadas hacia abajo, en las cuales vemos depositados, en discordancia angular y erosiva, esos lentejones de conglomerados y areniscas que proceden con toda seguridad de los terrenos emergidos más próximos.

En Fig. 1 C vemos como con posterioridad a esa sedimentación de conglomerados y areniscas se producen (y quizás a la vez que esos grandes abombamientos, y dentro de las zonas de mayor flexión de estos) grandes grietas o fracturas que sirvieron de vía de escape a una potente serie de vulcanitas básicas, que tapan u ocultan todos los estratos inferiores pues su derrame debió ser muy grande y además se produjo, con toda seguridad, dentro de un ambiente marino, como lo atestiguan la presencia de pillow-lavas o lavas almohadilladas que deben su forma redondeada y su estructura concéntrica en capas (la última de sílice) al brusco enfriamiento que sufren al ponerse en contacto con las aguas del mar.

En la Fig. 1 D ha pasado el tiempo. Estamos en la Fase Sárdica. Durante ella, por una parte, se cierra las geosuturas, mientras que por otra se reactivan los abombamientos de la zona norte y aumenta la curvatura de los pliegues. Estos ganan en tamaño, migran hacia el sur, y ocupan parte del surco de la futura Depresión Silúrico Devónica que pronto queda cubierto por esa potente serie de 300 metros de espesor de conglomerados terrígenos sobre los cuales se depositarán más tarde una capa de cuarcita armoricana de comienzos del Ordovícico, del Arenigiense, que son productos de la metamorfización de grandes bancos de arena, lodo y limos e inconfundibles porque en ellas aparecen las denominadas crucianas que no son más que los moldes de las huellas que los trilobites dejaban al reptar sobre las arenas del fondo que eran rizadas por el mar, como ocurre hoy en cualquier playa del mundo.

Luego la arena ocultaba estas huellas o crucianas que desaparecían al transformarse las arenas en cuarcitas. Cuando hoy rompemos estas cuarcitas con el fin de examinarlas vemos, muchos millones de años después, estos túneles excavados por los trilobites y también vemos como vuelven a reaparecer ante nuestra vista los denominados skolithos que no son más que las huellas de gusanos y de otros animales que se enterraban en la arena.

Finalmente, (Fig. 1 E) vemos como sobre estas cuarcitas armoricanas caerán más tarde durante el Silúrico Superior, una potente capa de sedimentos, terrígenos también, que servirán de asiento, a su vez, a otra capa no menos potente de grauvacas y pizarras del Devónico inferior.

Con la deposición de las dos últimas capas mencionadas, la Depresión Silúrico Devónica estaba prácticamente colmatada y acabada de formar. Solo quedaba para que saliera a superficie que el brazo que contenía a todos estos sedimentos se desaguase, cosa que ocurrió en tiempos posteriores al Devónico pues no existe en todo el Parque materiales posteriores al Devónico ni siquiera en toda la S. Morena occidental los hay posteriores al Permotrias del Viar.

Con la Fase Tacónica se inicia la Orogenia Caledoniana que repercutió en el Parque a través, sobre todo de una de sus fases póstumas, la fase Erica, que fue de menor intensidad que las anteriores, aunque de mayor escala pues lo verdaderamente importante ahora no son los nuevos abombamientos ni que las áreas de la zona norte sigan engrosándose y aumentando de tamaño y altura, sino el hecho de que transmitan y desplacen esos esfuerzos que reciben desde el norte, hacia el sur.

De esta manera, se restringe, aún más, el área de la zona deprimida, es decir, del gran surco de nuestra depresión Silúrico Devónica y comienzan a elevarse poco a poco la Sierras Meridionales o de Aracena.

En definitiva y para resumir el papel de los movimientos caledonianos en la región, podríamos decir que dichos movimientos tuvieron una extraordinaria importancia en la medida en que fueron los que dibujaron o crearon las tres grandes unidades de relieve que componen la Sierra. Unidades que al ser contiguas y tener diferentes geometrías, (un abombamiento positivo y elevado es decir mirando hacia arriba, al norte, otro más suave pero positivo también hacia el sur y un surco intermedio, deprimido, separando a ambos) establecieron un contraste de condiciones mecánicas entre las tres citadas unidades, que habría de tener después una gran importancia al sentar las condiciones en las que se transmitieron, durante las orogenias Hercínica y Alpina, las fuerzas y la dinámica general de los tiempos posteriores.

C.2. OROGENIA HERCÍNICA

Durante la Orogenia Hercínica, esos abombamientos caledónicos de gran radio, se transformaron, como consecuencia de las presiones que recibieron, en los dos anticlinorios y el sinclinorio central a los que ya nos hemos referido y en los cuales son observables dos fenómenos.

En primer lugar, una clara desviación, es decir que no son tan simétricos como en un principio pudieran parecer, pues se desviaban debido la necesidad que tuvieron de adaptarse a las viejas directrices tectónicas y a las deformaciones que en profundidad presentaba el viejo tramo de zócalo superficial del sector Aracena-Almadén. Dentro de dicho tramo las desviaciones son más claras y evidentes en la zona meridional o Frente de Aracena. Aquí la proximidad de un basamento que estaba bastante cerca de superficie influyó tanto sobre los pliegues de la serie sedimentaria suprayacente como sobre la posterior fracturación de esos conjuntos litológicos.

El segundo accidente que presentan estos anticlinorios y el sinclinorio central es que, al verse fallados en muchos de los puntos donde el pliegue cambia de dirección, provocaron a su vez que sus saltos de fallas se transformaran en realidad en una serie de escalones descendentes que pueden observarse en el gráfico (Fig. 2) donde vemos como los mencionados escalones bajan hacia la Depresión Central desde las dos sierras, la Septentrional y la Meridional que enmarcan y dominan dicha depresión cuyo papel es desde un punto de vista funcional unir o soldar la Zona Norte o Sierra Septentrional con la Sierra Sur o de Aracena.

Como vemos ambas caen hacia el fondo de esa depresión Silúrico Devónica, formando una gradería descendente que es seguida tanto por las últimas estribaciones de la S. Septentrional, como por las estribaciones de la Sierra Meridional o S. de Aracena.

Durante las fases, de distorsión o de orogenia los bloques más altos, que son los que tienen las series litoestratigráficas más suavemente plegadas, empujan al más bajo y buena parte de sus rocas se deslizan hacia el escalón inferior lo cual crea una cierta confusión a la hora de datar las rocas de cada escalón.

Si analizamos detenidamente dicho gráfico podemos observar también como cada uno de estos escalones es un peldaño estructural que está separado del anterior y del posterior por fallas verticales de gran recorrido que en ocasiones tienden a plegarse por sus partes superiores convirtiéndose así en cabalgamientos de tan bajo ángulo que su plano, el plano de falla, está tan inclinado que es casi horizontal pues, un cabalgamiento cuanto más cabalgamiento es, más tendido tiene su plano de desplazamiento.

Otra falla importante es la de Peña Vaquera que es la gran falla inversa de decenas de Kms. de recorrido a la que antes nos referíamos al hablar del contacto entre los materiales Cámbricos y Ordovícicos de la S. Septentrional con los depósitos Silúricos y Devónicos de la Depresión Central que es el escalón más bajo de toda la serie. El otro límite de este escalón, el que lo pone en contacto con la Sierra Meridional o de Aracena, se realiza a través de una gran falla de gravedad.

Luego y a partir de este escalón (E) que sirve de asiento a la Depresión Central, comienza un ascenso hacia los peldaños o bloques estructurales más altos que son los que sirven de asiento a la S. de Aracena. Este (E) es un escalón muy fallado y tiene una estructura en escamas, y el siguiente (F) está separado del que le precede por un cabalgamiento a favor del cual se emplazó el granito gnesico de carácter sintectónico que dio lugar a algunos de los macizos intrusivos de naturaleza granítica que vimos al analizar las rocas de la Sierra.

Por último, habría que decir que tanto los abombamientos originales, como los posteriores anticlinorios y sinclinorio que surgen de estos, así como el sistema de fallas y escalones que acabamos de analizar, han hecho que todos los conjuntos litológicos, se hayan visto plegados, a pesar de la potencia que presenta en algunas zonas, de distinta manera y con desigual intensidad, según fuera el sitio en concreto donde se encontraban situados.

Pero la Orogenia Herciniana no fue solamente la simple heredera de la Caledoniana y aquella que se limitó a retocar, o mejor dicho a trastocar, lo hecho por esta. Fue también una orogenia que hizo cosas por sí misma.

La O. Hercínica, fue producto de la inversión del movimiento de los dos bloques (Gondwana y Laurentia) que habían partido a comienzos del Cámbrico en sentido contrario. Ahora desde el Devónico, las antiguas fuerzas de extensión se invierten debido a algún cambio en las corrientes de convección del Manto, y pasan a ser las fuerzas de comprensión que están detrás de la O. Herciniana y del choque entre las dos placas mencionadas.

Pero ya antes de que se produjera este choque una buena parte de nuestra Sierra se había cambiado de bando. Ya no está toda ella como dijimos al principio, sobre la plataforma continental de Gondwana, sino que una parte de ella está sobre la de Laurasia pues a finales del Cámbrico, a Gondwana se le había desprendido un trozo, una subplaca, la de Avalonia, que se había llevado consigo todo el sur de Portugal, más las partes centrales y meridionales de las actuales provincias de Sevilla y Huelva. Dicha placa fue al encuentro de Báltica con la que colisionó a mediados del Devónico y ambas juntas fueron poco después, al encuentro de Laurentia colisionando primero la antigua Báltica que origina, tras su choque el orogeno caledoniano y después lo hará nuestra Avalonia originando con su choque los Apalaches Septentrionales.

Con estos choques la orogenia Caledónica había terminado y Laurentia se ha transformado, tras engullir a Avalonia y Báltica en Laurasia que para algunos es también el denominado Continente Noratlántico o Placa Euroasiática.

Que ambas partes de la futura placa ibérica se separaron a finales del Cámbrico lo sabemos porque las marcas fósiles que observamos sobre las pizarras del siguiente periodo, del Ordovícico, pertenecen a poblaciones animales tan diferentes, según se trate del Ordovícico de los M. de Toledo o del de la Sierra de Huelva que es imposible que los seres que hicieron esas marcas, vivieran en lugares cercanos, compartieran un hábitat parecido o estuvieran filogenéticamente emparentados.

Los graptolitos que así se llaman las marcas fósiles ordovícicas a las que nos estamos refiriendo, son tan diferentes en Toledo y en Huelva que hay que concluir que esas dos partes de Iberia estuvieron separadas, durante el Ordovícico por una distancia infinitamente superior a la que hoy existe entre estas dos provincias españolas.

El nombre de graptolitos hace referencia a una serie de trazos tan tenues que suelen pasar desapercibidos para los no especialistas, pero tiene un enorme interés estratigráfico como indicadores para la correlación de unidades litológicas porque la evolución y diversificación de los organismos planctónicos que los produjeron (que al parecer estaban emparentados con los pterobranquios) fue, a lo largo del Paleozoico, extraordinariamente rápida.

Por tanto cuando a comienzos del Carbonífero se inicia la orogenia Herciniana, esta va a coger a las dos partes de la futura Placa Ibérica situadas en continentes distintos y sepultadas bajo el mar pues tanto la parte que se quedó sobre la plataforma continental de Gondwana, las tres cuartas partes de la futura placa Ibérica, según Ignacio Menéndez Hevia, como la que está sobre Laurasia (sur de Portugal, más las partes centrales y meridionales de las actuales provincias de Sevilla y Huelva) se encuentra bajo las plataformas continentales de sus respectivos supercontinentes aunque a distinta profundidad pues por ejemplo la cercana Franja Pirítica de Huelva que es producto de una compleja circulación hidrotermal, está situada en la plataforma continental de Laurasia pero con la anomalía de estar a más de 1.000 de profundidad, mientras que enfrente, sobre

la de Gondwana, están las minas de mercurio de Almadén que también se han producido por la misma causa, una circulación hidrotermal, aunque con algunas variaciones.

Pero Almadén está mucho más cerca de superficie, a escasos metros de ella, como lo atestiguan las rizaduras que contienen las arenas, de las que proceden cuarcitas que se vieron impregnadas de mercurio, de cinabrio, pero unas proporciones difíciles de exagerar. Que se sepa esto solo ha ocurrido una vez en la historia geológica de la Tierra: en el Devónico y en un solo lugar del planeta: Almadén.

Pues bien, de la potencia del choque entre ambos supercontinentes da idea el hecho de que cuando la orogenia hercínica pliega los materiales que había en los fondos submarinos que separaban Gondwana y Laurasia, saca también a superficie a los depósitos mineros de Huelva a pesar de estar a más de 1.000 metros de profundidad, aunque estos no entraron en contacto con el aire, a pesar de estar ya en superficie, hasta que la erosión no dismanteló, muchos millones de años después, muchas de las capas de materiales plegados que tenían encima.

Pero la orogenia herciniana no va a ser solamente una orogenia muy potente sino que va a ser también una orogenia muy compleja, en primer lugar debido al perfil sinuoso que tenían los dos grandes continentes que chocaban y en segundo lugar (y esto es importante para la historia de nuestra Sierra) por el gran número de placas intermedias y de pequeños dominios continentales y marítimos que hasta entonces habían funcionado como esquilas independientes, pero más o menos cercanas a cada uno de los dos macrocontinentes. Éstos al acercarse provocaron el choque, por ejemplo, de la subplaca de Ossa-Morena, que contenía en su interior amplias regiones de la actual Extremadura hasta el sur de Badajoz y de la subplaca Sudportuguesa que contenía a Huelva que chocó contra Badajoz.

Aunque más que decir que chocó habría que decir que Badajoz se montó, literalmente, sobre Huelva pues tanto la geometría como los indicadores cinemáticos indican que fue la subplaca Surportuguesa la que se introdujo por debajo de la subplaca de Ossa Morena. Ésta era durante el Paleozoico Inferior un dominio continental adelgazado y desprovisto de mar que tenía, al sur la ya mencionada placa Surportuguesa y al norte la zona Centroeibérica que era otra miniplaca tectónica.

Ambas placas, la Centroeibérica y la Sudportuguesa, estaban separadas de la placa que tenían en medio, la de Ossa-Morena, por sendos dominios oceánicos. Pero cuando durante el Paleozoico Superior estas tres placas comenzaron a converger, los dominios oceánicos que las separaban se cerraron y los continentales acabaron chocando generando las deformaciones y el intenso metamorfismo que se observa por todo el SO peninsular.

Por el norte, la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba representa probablemente la sutura continental entre la zona de Ossa Morena y la Centroeibérica y por el sur el límite del choque entre la placa de Ossa Morena y la Sudportuguesa estaría representado por una estrecha pero continua línea de menos de un km de anchura, más de 100 km de recorrido y una dirección ONO-ESE que llega desde Beja, en Portugal, hasta Almadén de la Plata en Sevilla. Dicha línea pasa pues por la parte meridional de la S. de Aracena y Picos de Aroche y los mejores sitios para observarlas (9), sus mejores afloramientos, son el camino del cementerio de Alájar, la carretera entre Aracena y Campofrío, la carretera entre Almonaster y el cruce con S. Ana la Real, los 200 primeros metros del carril que sube de Almonaster al S. Cristóbal y, sobre todo, dos aldeas situadas al sur de Cortegana: Las Veredas y El Acebuche.

Desde el punto de vista de la naturaleza de los materiales en esta delgada línea de sutura entre los dos continentes, que como es natural también es observable en otras zonas del SO peninsular y por supuesto de Europa e Inglaterra (cuyo macizo de Lizard, situado en el SO del país, podría estar relacionado (10) con la sutura española a través del arco Ibero-Armoricano) aparecen, junto a otros muchos materiales las denominadas anfibolitas del Acebuche que constituyen, junto con otras rocas asociadas (serpentinitas, metabasaltos, etc.) un conjunto de rocas que tienen afinidades de toleitas oceánicas. Todas ellas representan, los restos de una secuencia de ofiolitas que son unas rocas de color verde formadas fundamentalmente por basaltos volcánicos, y otros componentes (gabros plutónicos, peridotitas, anfibolitas, etc.) propios de aquellas litosferas oceánicas que sirvieron, hace más de 400 millones de años, de separación entre las distintas y pequeñas placas continentales que pululaban por nuestro ámbito geográfico.

Pero cuando los continentes chocan la litosfera oceánica, que está en medio separándolos, subduce, es decir se hunde bajo una de las placas continentales o puede que bajo de las dos, y después se reintegra y baja al Manto profundo donde desaparece para siempre. Mientras las cortezas continentales, menos densas que las oceánicas, una vez emergidas permanecen en superficie, sobre la corteza.

Pero en algunos casos y aquí esta lo interesante y lo curioso de nuestra sierra, debajo de esta corteza continental que se ha quedado en superficie se queda pegada, adherida, una delgada lámina, de la parte superior de la corteza oceánica. Esa pequeña parte superior de la corteza oceánica que no se ha reintegrado al manto, incrusta sus rocas, sus ofiolitas, en el orogeno que se ha formado tras la colisión de las dos placas continentales y se deforma y entremezcla con las rocas de dicho orogeno. Esta fusión, esta entremezcla entre las rocas de ambas capas, es facilitada por el estado semipastoso en que se encuentra las rocas de ambas debido a las altas temperaturas que se han alcanzado tras el choque y consiguiente roce. En el caso, por ejemplo, de las rocas inferiores de la corteza terrestre dichas temperaturas pueden alcanzar los 900°C.

Las ofiolitas no son pues más que delgadas láminas de corteza oceánica que no se reintegran al manto, sino que se quedan englobadas en el orogeno que surge cuando, tras desaparecer el océano que separa a dos continentes, estos acaban chocando entre sí.

Este proceso que recibe el nombre de obducción y que va siempre asociado a una subducción, da lugar, como es lógico, a que en el nuevo orogeno que se forma (en nuestro caso, la cordillera Hercínica europea de la cual nuestra Sierra no es más que un pequeñísimo fragmento) y entremezclados con sus materiales constitutivos aparezca un afloramiento de ofiolitas.

Las ofiolitas son pues los mudos testigos de una obducción asociada a una subducción. Por eso cuando los geólogos, especialistas en tectónica de placas, encuentran un afloramiento de estas rocas, sospechan en seguida, por muy llana e inocente que parezca la zona, que allí tuvo lugar la colisión de dos placas continentales y el cierre del océano que existía entre ambas, aunque ya no quede rastro del orogeno ni del océano. Otro asunto es dibujar con precisión sobre el mapa una zona de subducción que dejó de funcionar como tal hace millones de años y cuyas huellas han sido deformadas y erosionadas varias veces.

En el caso de nuestra sierra, esa banda de ofiolitas son los restos de una corteza oceánica de más de 400 millones de años que se generó en la dorsal que separaba a cualquiera de las microplacas que hemos citado.

De ese conjunto de rocas oceánicas que estamos llamando ofiolitas, las que han sido estudiadas en la Sierra de Aracena han sido las denominadas anfibolitas de Beja-Acebuche que fueron descritas por primera vez en 1969, por un profesor de Petrografía de la Universidad de Montpellier, J.P. Bard, y fue él quien analizó en esta aldea de Almonaster la sección tipo de estas ofiolitas cuya composición geoquímica y microtextura es muy similar a la que presentan los basaltos que se forman en las dorsales oceánicas aunque claro está dichas anfibolitas u ortoanfibolita provienen del metamorfismo de aquellas lavas basálticas de fondo oceánico que han sufrido una intensa alteración que se evidencia en la presencia de múltiples estructuras deformantes.

Es verdad que los cambios metamórficos que han sufrido estas anfibolitas posteriormente han hecho que en muchos de sus tramos, estén muy alterados tanto sus minerales como su estructura general, pero existen pequeñas secciones de esta línea de más de 100 km. de longitud donde se han preservado perfectamente la composición química fundamental y estructura original de este tipo de rocas oceánicas que miran o se inclinan hacia el norte y que según M. Diaz Aspiroz “pueden dividirse en dos grandes zonas paralelas de una anchura similar”.

La situada al norte está formada por anfibolitas bandeadas que tiene distintas tonalidades de grises y las de la zona meridional son de color verde y no presentan bandeo, aunque muestran unos planos de foliación muy juntos entre sí y tienen afloramientos espectaculares “en el camino del cementerio de Alájar, en el comienzo del carril de La Escalada, en la zona cercana al cementerio de Almonaster La Real, en la aldea de Las Veredas y al sur de Aroche.”

Algunas de las rocas asociadas a estas anfibolitas, fácilmente detectables, son los granitos sobre los que se asienta el castillo de Cortegana y los duros crestones de cuarcitas que corren entre Aracena y Aroche y sobre uno de los cuales se encuentra ubicada la emblemática mezquita de Almonaster.

C.3. LA OROGENIA ALPINA

Ha sido la última orogenia que nos afectó y la que acabo dándole las últimas pinceladas al cuadro de la Sierra de Aracena cuyos rasgos estructurales habían sido dibujados básicamente, como hemos visto, a lo largo de las dos orogenias anteriores: la Caledoniana y la Hercínica. Pero que fuera la última no quiere decir que sus consecuencias tengan menor importancia pues es a esta orogenia, que se inicia hace aproximadamente unos 30 millones de años (y que es producto de la colisión entre dos bordes continentales, el de la placa Europea y la Ibérica que, empujadas por África, se desplazan de sur a norte y provocan un acortamiento cortical de entre 50 y 100 km.) es a la que debe la sierra, por ejemplo, tanto su actual configuración orográfica como su red hidrográfica; aunque esta última es también en buena medida un producto del Pleistoceno.

Como puede verse en el gráfico (Fig. 3) toda la red confluye en un punto situado a un km al norte de Alajar.

Como podemos ver la cuenca del Guadiana ocupa una buena parte de la zona occidental del Parque. Limita por el sur con la cuenca del Odiel, siendo la divisoria de aguas entre ellas una línea casi recta de dirección O-E y con la del Guadalquivir limita a través de una línea mucho más sinuosa que lleva una dirección S-N o SO-NE.

Aquí están los mencionados Chanza y el Múrtiga del cual son tributarios todos los barrancos que discurren al norte de dicho río siendo el más importante el Sillo.

La cuenca por la que discurren los afluentes del río Guadalquivir es la de mayor extensión superficial, pues ocupa la mayor parte de la zona oriental, excepto una pequeña parte que corresponde a la del Odiel. Su río principal es el Rivera de Huelva que es el que alimenta a todos los pantanos que, en escalera, alimentan a Sevilla y a su área de influencia. De él son tributarios el Rivera de Hinojales, la Rivera de S. Cruz y otros muchos que se adaptan por lo general a la estructura general del terreno y corren angostos y encajados entre los materiales pizarrosos que dominan esta zona.

Finalmente, y ocupando un espacio mucho más reducido de la Sierra tendríamos la cuenca donde se encuentra la cabecera del Odiel del que son tributarios tres riveras, la de Linares, la de Alájar y la de Sta. Ana la Real, que llegan al Odiel a través de la rivera de Sta. Eulalia.

Pero los dos grandes colectores de la Sierra y los que más han contribuido a configurar su aspecto actual son El Rivera de Huelva que conduce todas las aguas que recoge hacia el Guadalquivir y el Chanza y Múrtiga que las llevan hacia el Guadiana.

La diferencia entre ambos, Guadalquivir y Guadiana, es que este último río que viene de atravesar la submeseta sur, corre sobre el rígido y consolidado zócalo meseteño con lo cual su capacidad de rehundirse es más lenta y difícil. En cambio, el Guadalquivir corre sobre una depresión externa a la Meseta y además sobre un voluminoso espesor de sedimentos recientes poco consolidados. Esto le permite rehundir su cauce mucho más

No obstante, no podemos olvidar, a pesar de no ser nuestra ponencia más que una mera presentación general de la Sierra, que en el pasado el Guadalquivir no desembocaba en la marisma actual, sino más al suroeste, probablemente mucho más cerca del actual Tinto-Odiel.

Por eso el papel que sobre nuestra Sierra haya podido tener la erosión remontante ejercida por estos dos afluentes del Guadiana y del Guadalquivir es difícil de determinar. Se trata de un asunto complejo máxime teniendo en cuenta que los perfiles longitudinales de los cursos altos de unos y otros afluentes son muy diferentes, y que el R. de Huelva usa para circular muchas veces viejos paleovalles.

Más claro parece en cambio el papel de la erosión diferencial que ha respetado menos a los materiales más blandos como son las areniscas poco compactas, los granitos alterados y sobre todo las pizarras que hoy tapizan el fondo de muchas hondonadas y ha respetado, en cambio, más a los materiales más duros, como son por ejemplo los gneises, granitos sin alterar y las cuarcitas que han quedado en posiciones más elevadas. De cuarcitas están hechos por ejemplo Los Picos de Aroche. De roca volcánica de composición granítica es la Sierra del Castaño y mármoles compactados y metamorfizados son los que forman la cumbre que domina a Alájar.

Es sobre todo este segundo tipo de erosión, la diferencial, la que le ha dado a la sierra su característico relieve apaláchense caracterizado por una monótona sucesión de valles y sierras que corren por lo general en dirección NO-SE., aunque en algunas ocasiones, algunas sierras toman una dirección aberrante SO-NE. Es por ejemplo el caso, entre otros, de la S. de la Solana o la del Rey.

Los valles encajados entre estas sierras y modelados por la red fluvial presentan también, al igual que las sierras, pues corren paralelos a ellas, una dirección NO-SE, pero están por lo general muy encajados. Esto ha impedido la articulación del territorio serrano tanto desde el punto de vista interno como respecto a las conexiones de la Sierra con el resto de la provincia.

La única gran excepción sería el amplio valle del Chanza que abre la Sierra hacia Portugal a través de la 433.

Sus suelos llanos, provistos de buenos depósitos aluviales, han dado lugar a unos terrazgos agrícolas y de huertas cuyos aprovechamientos contrastan con los forestales y ganaderos que los suelos pobres y esqueléticos imponen a los habitantes de esta Sierra que se han concentrado para vivir en aquellas zonas donde recursos hídricos, tanto superficiales como subterráneos eran más abundantes, es decir en la parte central y meridional del Parque.

En esta parte está instalada una de las dos grandes unidades hidrogeológicas del Parque (la otra es la de Cañaveras-S. Olalla): la denominada Unidad de Galaroza-Zufre que ocupan cerca de 130 km² de agua subterránea que afloran al exterior a través de numerosos fuentes y manantiales.

GRÁFICOS

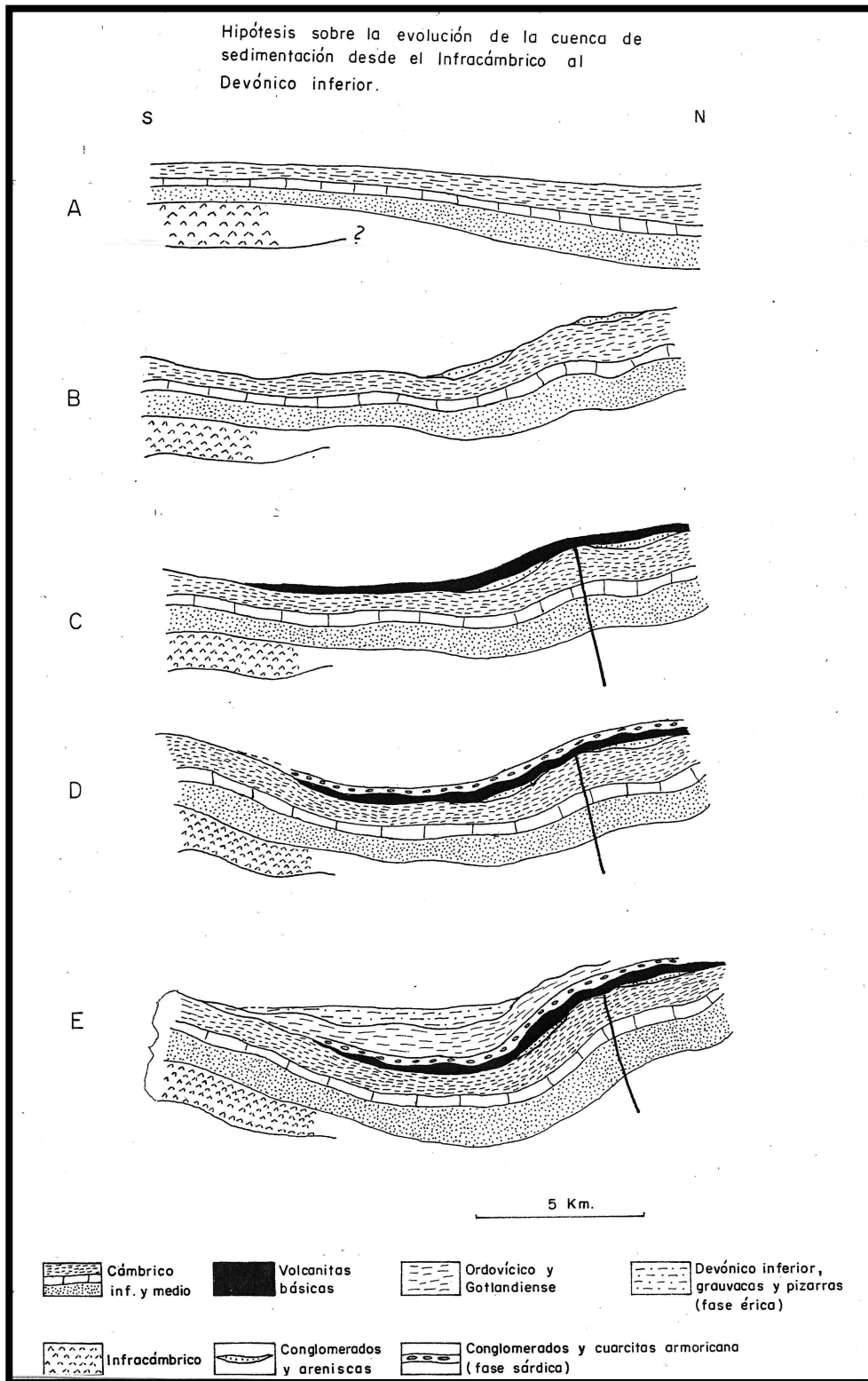


Fig. 1

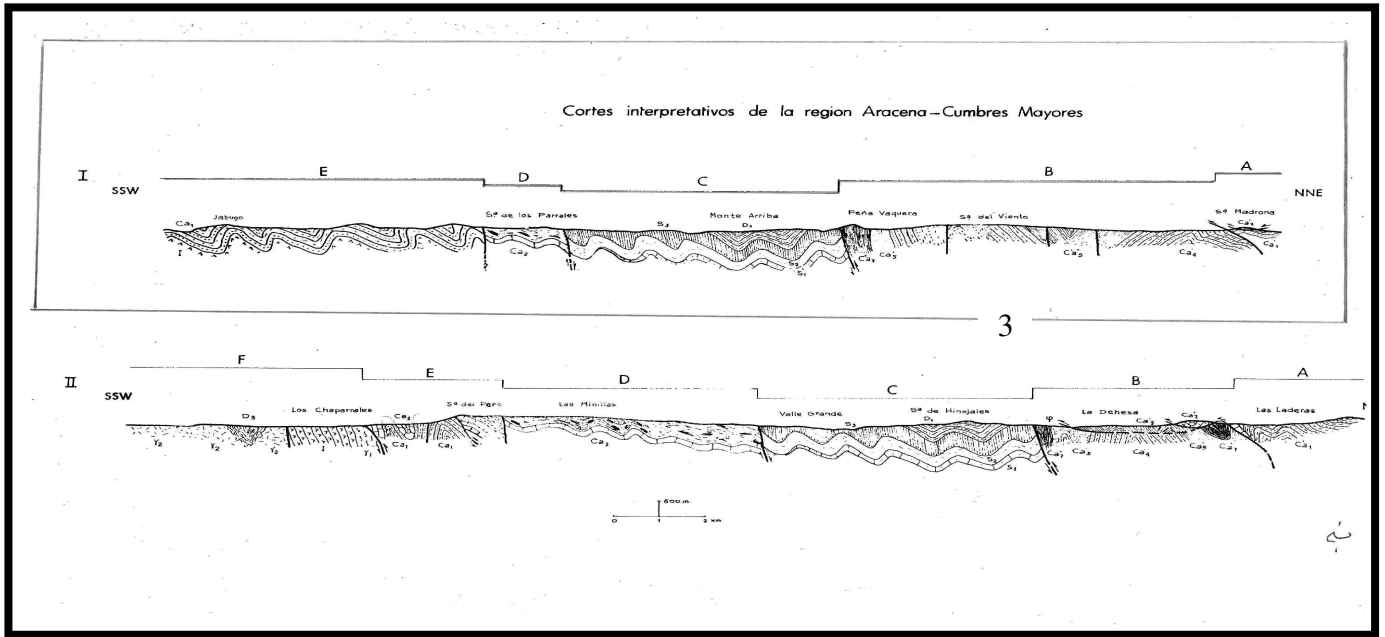
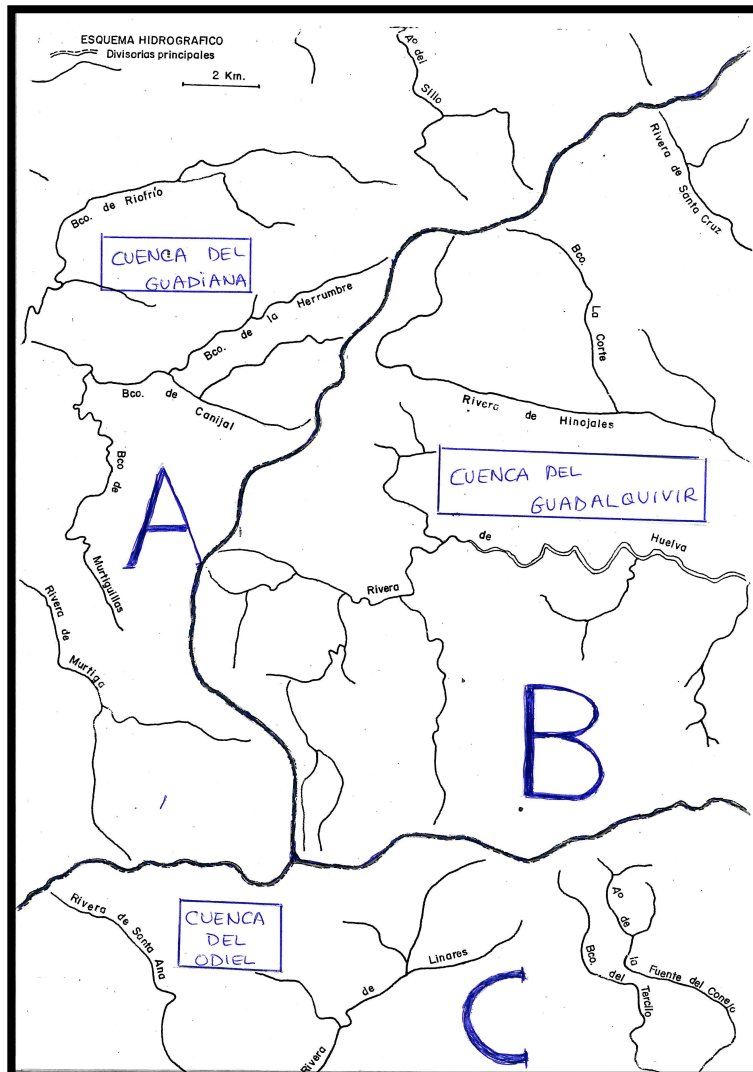


Fig. 2



BIBLIOGRAFIA

1. FAJARDO DE LA FUENTE, ANTONIO. TARÍN ALCALÁ- ZAMORA, AMALIA y HERNANDEZ RAMIREZ, JAVIER. “La huella de la actividad calera en la Sierra de Aracena como modeladora del territorio y de su identidad cultural”. XXX Jornadas del Patrimonio de la comarca de la Sierra”. En prensa.
2. DÍAZ DEL OLMO, FERNANDO Y GUTIÉRREZ ELORZA, MATEOS. “Observaciones sobre la geomorfología del batolito de S. Olalla del Cala (Huelva, Badajoz y Sevilla)”. Boletín Geológico y Minero, 94.
3. MELÉNDEZ HEVIA, IGNACIO. “Geología de España” Ed. Rueda
4. FRANCO RUIZ, ANTONIO. “Parque Natural Sierra de Aracena y Picos de Aroche: Naturaleza e Historia”. Ed. Diteg S.A. 1994
5. FAJARDO DE LA FUENTE, ANTONIO y TARÍN ALCALÁ - ZAMORA, AMALIA. “Sierra de Aracena y Picos de Aroche. Recorrido natural y cultural”. Edita: Miguel Ángel Marín
6. DÍAZ DEL OLMO, FERNANDO y ALVAREZ GARCIA, GENARO. “La Peña de Arias Montano: Tuf holoceno en la Sierra de Huelva”. II Jornadas de patrimonio de la Sierra de Huelva.
7. GUTIÉRREZ ELORZA, MATEOS. “Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores”. Ed. Junta de Energía Nuclear.
8. GUTIÉRREZ ELORZA, MATEOS. HERNANDEZ ENRILE, J.L y VEGAS, R. “Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva”. Ed. Boletín Geológico y Minero. T. LXXXII-III-IV.
9. DÍAZ AZPIROZ, MANUEL.” Presencia de un resto de corteza oceánica de 400 millones de años en la sierra de Aracena y Picos de Aroche”. Jornadas de Patrimonio
10. CRESPO-BLANC y OROZCO MIGUEL. “The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt”. Tectonophysics, 148.
10. CRESPO-BLANC y OROZCO MIGUEL. “The boundary between the Ossa-Morena and Southportuguese (Southern Iberian Massif): a mayor suture in the European Hercynian Chain”. Geologische Rundschau 80/3.

