

LA SUCESION PALEOZOICA Y ESTRUCTURA DEL SINCLINAL DE SOLANA DEL PINO (CIUDAD REAL)

F. J. Palero Fernández *

RESUMEN

El objeto del presente trabajo es el de cubrir una laguna existente en el conocimiento de la geología regional del sector meridional de la zona Centroibérica. Para ello, se presenta la descripción de la sucesión litoestratigráfica del Paleozoico Inferior del sinclinal de Solana del Pino, importante estructura hercínica de rumbo ONO-ESE. También se estudia la deformación de los materiales del sinclinal, los cuales han sufrido dos fases tectónicas. La primera se produjo como consecuencia de un aplastamiento casi N-S, fue la más importante y se reconoce de forma generalizada en la zona mediante pliegues a todas las escalas y esquistosidad (S_1). La segunda fase fue ocasionada por un acortamiento E-O y se hace notar de forma heterogénea mediante figuras de interferencia de plegamientos y cizallas frágiles. La geometría actual del sinclinal es el resultado de la superposición de ambas etapas deformativas. La primera fase es la que genera propiamente al sinclinal, mientras que la segunda es la responsable del cierre occidental y de buena parte del límite meridional.

Palabras clave: Zona Centroibérica, Sierra Morena, Ordovícico, Silúrico, Orogenia Hercínica.

ABSTRACT

The aim of this paper is keep up to date the lack of geological knowledge in a part of southern edge of the Centroiberian Zone. For that, is made the description of the lithological succession outcropping (Lower Paleozoic age) in the Solana del Pino Syncline, an important hercinian structure with WNW-ESE strike.

Besides is studied the deformational processes that affected at this lithological succession. Two tectonic events are recognized. The first, was a flattening with N-S strike and caused widespread folding and the cleavage (S_1). The second event was a shortening with E-W strike, and its expression was heterogeneous. It caused interference cross-folding shapes and brittle sheared-bands. Nowadays, the geometry of syncline is the adding both tectonics events, the first generate for itself the great-fold and the second is responsible of the western shutting off and part of southern edge.

Key words: Centroiberian Zone, Sierra Morena, Ordovician, Silurian, Hercynian Orogeny.

Introducción y antecedentes

El sinclinal de Solana del Pino se sitúa en la llamada Sierra Morena de Ciudad Real, zona de quebrados relieves que sirven de límite meridional a la meseta castellano-manchega. Cubre parcialmente las hojas 1:50.000 de MTN 835, Brazatortas; 860, Fuencaiente y 861, Solana del Pino (fig. 1).

Desde el punto de vista geológico, el sinclinal de Solana del Pino, dentro de la subdivisión del Macizo

Hespérico de Julivert *et al.* (1972), se sitúa en la parte más meridional de la Zona Centroibérica, inmediatamente al sur de la estructura más característica de la región que es el gran anticlinal de Alcudia (fig. 2). Se trata de una estructura hercínica muy alargada, de rumbo general ONO-ESE, con unos 60 km de longitud y no más de 10 km de anchura. Está limitada en todo su flanco septentrional por el citado anticlinal del Alcudia, y su flanco meridional lo forman la falla de Fuencaiente y el anticlinal de

* Departamento de Geología de Minas de Almadén, S.A. 13400 Almadén (Ciudad Real).

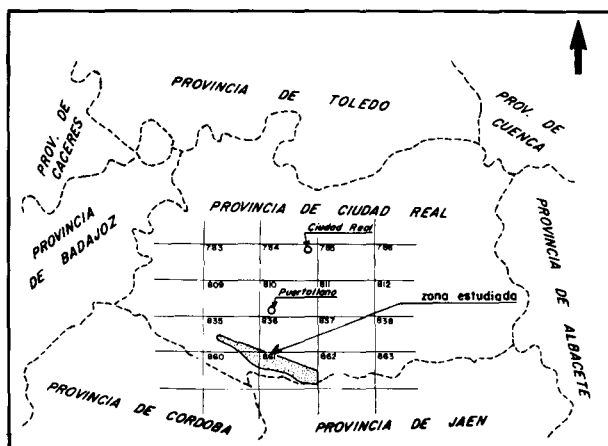


Fig. 1.—Situación geográfica del sinclinal de Solana del Pino y su distribución dentro de las hojas del MTN a escala 1:50.000.

Sierra Madrona. El cierre occidental se realiza en el llamado Peñón de las Casillas, como consecuencia de la falla de Fuencaiente y el levantamiento del eje del pliegue. Hacia el este, la estructura sinclinal se pierde al cerrarse de forma periclinal el anticlinal de Sierra Madrona, dando lugar a una extensa banda de materiales del Paleozoico Inferior, los cuales se prolongan hacia levante por la Sierra de La Carolina.

Los antecedentes geológicos sobre la zona son escasos. La referencia más antigua localizada es la de Prado (1855), en la que se señalan varios yacimientos de trilobites cerca de la población de Solana del Pino. De especial significado para la zona fue el trabajo de Redlin (1955), quien realizó un esquema geológico de la parte central del Valle de Alcuía y de las sierras meridionales, en las que quedaba incluido el sinclinal de Solana del Pino. Dicho boceto geológico ha sido la única referencia cartográfica hasta hace muy poco tiempo. Más tarde, en los trabajos de Bouyx (1970) y Tamain (1972) se hacen referencias locales de varios afloramientos del sinclinal.

Durante los años 1969 a 1971 el IGME realizó varios trabajos de investigación en la Reserva del Valle de Alcuía, dentro de la cual se encontraba la zona que nos ocupa. En dicha investigación la empresa IBERGESA realizó en el año 1970 las cartografías geológicas de las hojas de Fuencaiente y Solana del Pino, las cuales permanecen inéditas en el fondo documental del ITGE. Dichas cartografías presentaban serios errores en cuanto a la sucesión litoestratigráfica, así como situaciones poco precisas de los contactos entre formaciones.

En la década de los 80 se han realizado varios trabajos en la zona de El Hoyo (sector oriental del sinclinal) que incluyen descripciones detalladas de la su-

cesión paleozoica (Palero, 1983 y 1986; Delgado, 1987; Delgado *et al.*, 1988).

Por último, en Palero (1991) se presenta una cartografía detallada y se hace un detenido estudio de la sucesión litoestratigráfica del sinclinal de Solana del Pino, la cual ha sido incluida parcialmente en la hoja MAGNA de Fuencaiente de próxima edición.

Descripción de la sucesión litoestratigráfica

La sucesión litoestratigráfica del sinclinal de Solana del Pino representa una importante sedimentación en una plataforma somera siliciclástica entre el Tremadociense y el Wenlockense. Tiene un espesor considerable, se puede estimar en unos 2.000 m, y es fácilmente correlacionable con la descrita en la sierra de La Carolina y Despeñaperros (Henke, 1926; Tamain, 1967 y 1972; Butenweg, 1968; Alía Medina *et al.*, 1971), así como con la del sinclinal de Almadén (Almela *et al.*, 1962; Saupe, 1971 y 1973; García Sansegundo *et al.*, 1987). Por ello, para la descripción de las unidades estratigráficas se utiliza, en lo posible, la terminología que es habitualmente usada en una amplia región. En la tabla 1 se muestra la equivalencia de términos usados en el sinclinal de Solana del Pino con los de la Sierra de La Carolina (Tamain, 1972) y los del sinclinal de Almadén (García Sansegundo *et al.*, 1987).

Las unidades litoestratigráficas establecidas en Solana del Pino han sido las siguientes (fig. 3):

— «*Formación de base*». Constituida por conglomerados arcóscicos, microconglomerados, areniscas cuarcíferas y pizarras arenosas. Su espesor varía entre 50 y 200 m y su edad es Tremadociense-Arenigiense Inferior (Bouyx, 1970).

— «*Cuarcita Armoricana*». Formada por una potente alternancia de gruesos paquetes de ortocuarcitas con algunas pasadas pizarras poco importantes. Su espesor alcanza los 550 m y su edad es Arenigiense.

— «*Estratos Pochico*». Se trata de una alternancia de paquetes decimétricos de ortocuarcitas, areniscas y pizarras negras. De forma esporádica se encuentran capas fosfatadas microconglomeráticas y, a techo, aparece un nivel de tobas de composición dacítica. Tiene un espesor de 160 a 175 m y su edad es Arenigiense Superior-Llanvirniense Inferior.

— «*Esquistos de Río*». Son un conjunto homogéneo de pizarras arenosas negras con escasas pasadas de areniscas. Tienen un espesor de unos 300 m y su edad es Llanvirniense-Llandeiliense Inferior (Tamain, 1972; Hammann, 1983).

— «*Formación Canteras*». Está constituida por una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas y pizarras arenosas. Culmina con un tramo de ortocuarcitas muy característico llamado «*Cuarcita de Canteras*». Su espesor es de unos 350 m y su edad es Llandeiliense Medio-Superior (Almela *et al.*, 1962; García Sansegundo *et al.*, 1987).

— «*Bancos Mixtos*». Se trata de una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas y pizarras negras con niveles volcánicos de composición básica, tramos de lumaquelas y, en su techo, un nivel carbonatado discontinuo conocido en la región como «*Caliza Urbana*». Comprende edades entre el Caradociense Inferior y Ashgillense Inferior. Su potencia es de unos 250 m (Fuganti y Serpagli, 1968; Hammann, 1983; Gutiérrez Marco y Rábano, 1987).

— «*Esquistos Chavera*». Es un conjunto homogéneo de pizarras ampelíticas edad Ashgillense Superior-Llandoveriense Inferior (Hafenrichter, 1980). Tienen un espesor de 75 m.

— «*Cuarcita del Criadero*». Se trata de una alternancia de paquetes decimétricos de ortocuarcitas de unos 30 m de potencia. Su edad más probable es Llandoveriense.

— «*Alternancias Volcanosedimentarias*». Es un conjunto de tobas volcánicas de composición básica bien estratificadas. El espesor reconocido es de 75 m, pero no están completas. Su edad más probable es Llandoveriense-Wenlockense (?).

Estas unidades son fácilmente correlacionables con las que apa-

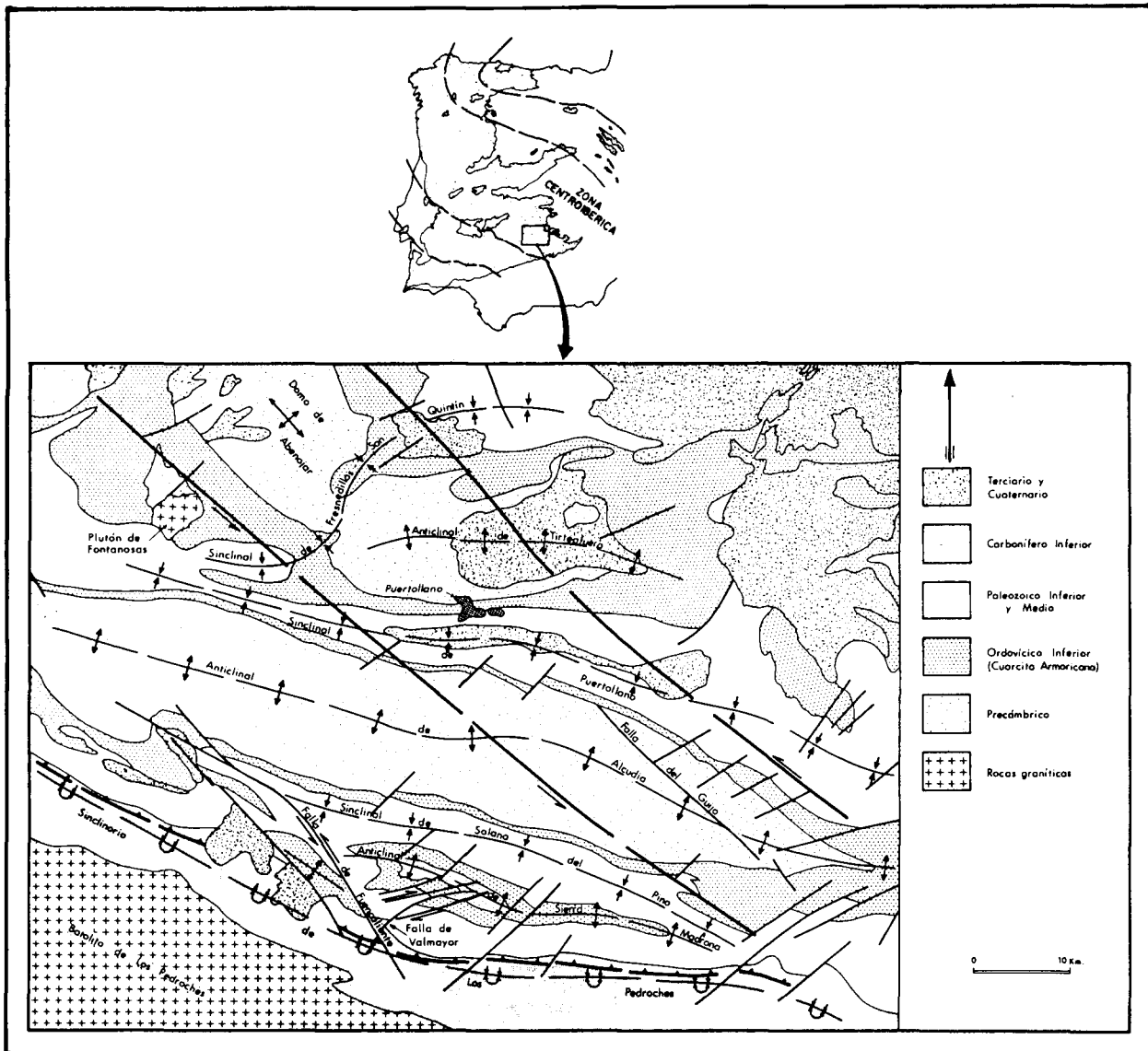


Fig. 2.—Encuadre geológico del sinclinal de Solana del Pino dentro de la región del Valle de Alcudia, Sector Meridional de la Zona Centroibérica (basado en Palero, 1991).

recen en los distintos sinclinales del sector meridional de la Zona Centroibérica, lo que ha facilitado sobre todo las atribuciones de edades en el sinclinal de Solana del Pino.

Evolución sedimentológica de la sucesión ordovícico-silúrica

Las características sedimentológicas de la sucesión ordovícico-silúrica del sinclinal, indican que su depósito ha tenido lugar en una plataforma siliciclástica somera. A grandes rasgos se reconocen dos ciclos se-

dimentarios. El primero de ellos es el más importante y abarca una etapa transgresiva que se extiende hasta el Ordovícico Medio y, posteriormente, una etapa regresiva que culmina en el techo de los «Bancos Mixtos». El segundo ciclo supone una nueva transgresión, cuyo registro comprende desde el límite Ordovícico-Silúrico al Silúrico Inferior.

La transgresión ordovícica se inicia con la «Formación de Base» (Tremadociense-Arenigiense), cuyo significado sedimentológico es hasta la fecha poco conocido.

Tabla 1.—Equivalencia entre las unidades litoestratigráficas establecidas por Tamain (1972) en la Sierra de La Carolina, García Sansegundo *et al.* (1987) en el sinclinal de Almadén y Palero (1991) en el sinclinal de Solana del Pino.

TAMAIN (1.972)		GARCIA SANSEGUNDO <i>et al.</i> (1.987)		PALERO (1.991)		
ORDOVICICO	SILURICO LLANOVERY	Esquistos en Monograptidos	SILURICO LLANOVERY - GEDINIENSE	Alternancia Volcanosedimentaria	SILURICO LLANOVERY - ?	Alternancia Volcanosedimentaria
	ASGHILL	Cuarcita Superior	Cuarcita del Criadero	Cuarcita del Criadero	Cuarcita del Criadero	
		Esquistos Chavera	Pizarras de Muro	Pizarras de Muro	Esquistos Chavera	
	CARADOC	Cal. Urbana	Cal. Urbana	Cal. Urbana	Bancos Mixtos	
		Bancos Mixtos	Alternancia Superior	Alternancia Superior		
		Esquistos Cantera	Pizarras Cantera	Pizarras Cantera		
	LLANDEILO	Cuarcitas Botella	Alternancias Zarza	Alternancias Zarza	Formación Canteras	
		Esquistos Botella	Cuarcita de Canteras	Cuarcita de Canteras		
	LLANVIRN	Cuarcitas Inferiores	Piz. Calymene Superior	Piz. Calymene Superior	Esquistos de Río	
		Esquistos de Río	Alternancia Inferior	Alternancia Inferior		
	ARENIG	Estratos Pochico	Pizarras de Calymene	Pizarras de Calymene	Estratos Pochico	
		Cuarcita Armoricana	Estratos Pochico	Estratos Pochico		
	TREMADOC	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	
	Formación de Base	Tremadoc	Tremadoc	Formación de Base		

La «Cuarcita Armoricana» representa una clara sedimentación de plataforma siliciclástica en el Arenigiense, con gran cantidad de aportes y rápida subsistencia. El tipo de estructuras sedimentarias, con abundantes megaripples, estratificación cruzada de bajo ángulo y dunas subacuáticas (sand waves), indican claramente las condiciones de una llanura maral.

Los «Estratos Pochico» constituyen una transición progresiva a condiciones de sedimentación más profundas. Delgado (1987) interpreta esta formación como un ejemplo de las series heterolíticas de Swift (1976), con una evolución progresiva de muro a techo, de facies arenosas dominantes a otras de predo-

minio lutítico. Esta evolución es evidente y constante en todo el sinclinal. A muro, las estructuras dominantes son los trenes de ripples de oscilación, lo que indicaría que el oleaje fue el principal agente sedimentario y, por tanto, unas condiciones casi supramareales parece que fueron las que existieron en el comienzo de los «Estratos Pochico». Hacia el techo de la formación los ripples de oscilación van siendo menos abundantes, aparecen laminaciones cruzadas de bajo ángulo a gran escala originadas por «sand waves», y algunas laminaciones bimodales (herring bone). Estas estructuras indican unas claras condiciones de llanura submareal, lo que unido a la evolución litológica, representada por una mayor presen-

cia de elementos finos, indicaría una clara profundización de la cuenca.

La presencia de rocas fosfatadas en los «Estratos Pochico» señala unas condiciones peculiares dentro de la plataforma. Así, las características de los niveles encontrados por Delgado (1987), Delgado *et al.* (1988) y Palero (1991), señalan que los fosfatos están removidos y depositados en pequeños «canales», bien sea en forma de oolitos o bien en restos biodetríticos. Todo ello indica unas condiciones fuertemente reductoras que impidieron la redisolución de los fosfatos en el agua del mar. Normalmente aparecen asociados con pirita, en masas redondeadas y texturas framboidales, lo que apoya esta idea.

El tránsito a los «Esquistos de Río» se realiza de forma progresiva, con un aporte creciente de los elementos finos y la consecuente disminución de los arenosos. Durante este tránsito a un ambiente sedimentario de plataforma algo más profunda, se produce, en un momento muy determinado, un aporte de material volcánico. La profundización se realiza en el Llanvirniense y marca el máximo de la transgresión en la cuenca, la cual se prolonga hasta el Llandeilense Inferior. Las condiciones de sedimentación de los «Esquistos de Río» son claramente reductoras, siendo abundante la pirita.

Durante el Llandeilense Medio-Superior se produce la regresión que viene marcada por la «Formación Canteras». Las estructuras sedimentarias que presenta, principalmente estratificación cruzada de bajo ángulo, algunos «sand waves» y ripples de oscilación, tienen un reparto relativamente homogéneo dentro de la formación, e indicarían unas condiciones de sedimentación más o menos constantes y que se pueden interpretar como de llanura submareal. La «Cuarcita de Canteras» representaría un primer máximo regresivo y la presencia de huellas de desecación, citadas por Tamain (1972) en El Centenillo, indicarían unas condiciones de llanura supramareal.

En los «Bancos Mixtos», las estructuras sedimentarias reconocidas a escala general no parecen indicar unas variaciones muy significativas del medio de sedimentación respecto a la «Formación Canteras». El cambio granulométrico puede corresponder a una variación del régimen sedimentario de la cuenca, debido quizá a la suave profundización de ésta, a subsidencias locales bruscas y a cambios en el aporte de arena a limos arenosos. Todo ello podría explicar las alternancias de tramos lutíticos y arenosos, especialmente en la parte inferior de la formación.

Los «Bancos Mixtos» presentan hacia el techo una clara somerización del medio sedimentario que culmina con la «Caliza Urbana». Para Fuganti y Serpagli (1968), estas rocas carbonatadas se forman en un medio muy somero, con algunos aportes arenosos y en condiciones fuertemente reductoras. Hafenrichter

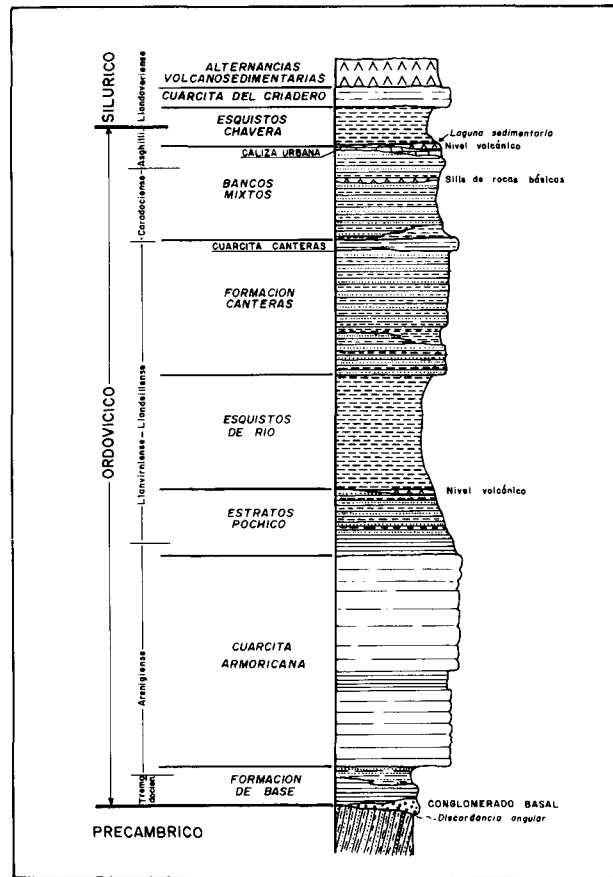


Fig. 3.—Columna litoestratigráfica esquemática de la sucesión ordo­vícico-silúrica del sinclinal de Solana del Pino.

(1980) considera además que la sedimentación de las calizas se realiza en aguas frías a causa de una glaciación, la cual provocó una consecuente laguna estratigráfica en el Ashgillense Medio-Superior. Esta importante conclusión supone el máximo de una regresión, cerrando un ciclo completo transgresión-regresión que explicaría el repentino cambio en las condiciones de sedimentación de los «Esquistos Chavera», apoyados con un contacto neto sobre las rocas infrayacentes.

El carácter lenticular de la «Caliza Urbana», generalizado en todo el sector meridional de la Zona Centroibérica, ha sido explicado por Pineda (1987) como una consecuencia de la actividad de fallas sincrónicas con la sedimentación, las cuales serían además las causantes de una actividad volcánica observada en algunos puntos, tanto dentro como fuera del sinclinal de Solana del Pino (Carre, en Tamain, 1972; Jacquin y Pineda, 1980; Pineda, 1987; Palero, 1991).

Los «Esquistos Chavera» representarían el co-

mienzo de un segundo ciclo sedimentológico iniciado con una brusca transgresión en el paso del Ashgillense al Llandoveryense. Los «Esquistos Chavera» muestran una somerización hacia el techo con un tránsito algo más arenoso a la «Cuarcita del Criadero», cuyas estructuras sedimentarias, sobre todo sand-waves, muestran un medio de llanura submarina.

Por último, sobre la «Cuarcita del Criadero» se produce una importante actividad volcánica, cuyos focos efusivos se encontrarían fuera del sinclinal. Los materiales volcanoclásticos aparecen retrabajados en la plataforma, en la cual parece que se produce una nueva profundización.

Tectónica

La sucesión paleozoica descrita ha sido deformada por dos fases tectónicas hercínicas. La principal de ellas es la primera, que afecta de forma generalizada a toda la zona y da lugar a la única esquistosidad (S_1) reconocida en el sinclinal. Esta fase origina estructuras a todas las escalas, las cuales llevan un rumbo general ONO-ESE, consecuencia de un aplastamiento casi N-S. Corresponde a la fase Variscica ante-Estefaniense de Alvarado (1923) y Rosa *et al.* (1929), y a la primera fase hercínica que afecta a toda la Zona Centroibérica (Julivert *et al.*, 1972).

La segunda fase hercínica es apreciable de forma local. Las principales estructuras reconocidas en el sinclinal son la falla de Fuencaliente y el domo del cerro Cervigón (zona centro-occidental). Esta fase tectónica es consecuencia de un acortamiento E-O, que da lugar a una deformación heterogénea en todo el sector meridional de la Zona Centroibérica (Ortega, 1988).

Aparte de estas dos fases deformativas, también se reconocen otros fenómenos tectónicos cuya importancia es reducida. Se agrupan todos ellos como movimientos tardihercínicos, por acontecer una vez finalizado el plegamiento principal hercínico, aunque sus relaciones de temporalidad no son claras.

Primera Fase Hercínica

Esta fase tectónica tuvo lugar entre el Carbonífero Inferior y el Estefaniense, en base a referencias de zonas próximas al sinclinal. Las estructuras generadas a distintas escalas serían las siguientes:

Macroestructuras

La macroestructura general del sinclinal de Solana del Pino, se engloba en la sucesión de grandes plie-

gues de rumbo ONO-ESE que estructuran la geología de esta parte de la Zona Centroibérica. La morfología de estos grandes pliegues, y con ellos la del sinclinal, está controlada por la potente y competente «Cuarcita Armoricana», amoldándose las demás formaciones a la geometría por ella generada.

A grandes rasgos, la forma del sinclinal se puede describir como una sinusoide de gran longitud de onda y menor amplitud, ligeramente vergente al sur. Desde el punto de vista geométrico se trataría de un pliegue cilíndrico, isopaco, con eje subhorizontal y plano axial verticalizado. Esta geometría se ve ligeramente modificada por efecto de la segunda fase, produciendo cabeceos en los ejes de los pliegues de primer y segundo orden, siendo en buena parte la causa de los cierres periclinales. Los pliegues de segundo orden, dentro del sinclinal, son algo más apretados y muestran una vergencia sur más acusada.

Otras macroestructuras de primera fase son grandes fallas, tanto inversas como directas, longitudinales o ligeramente oblicuas a la dirección de los pliegues, y que son contemporáneas o algo tardías respecto al plegamiento.

Las fallas inversas se desarrollan cuando se sobrepasa el límite de elasticidad en los pliegues más apretados. Se trata de fallas inversas de gran ángulo, con buzamientos del orden de 60 a 70° al N y su salto no suele ser muy grande. La extensión longitudinal de estas fallas no es muy importante, desapareciendo rápidamente en cuanto la estructura general se hace menos apretada (fig. 4).

Las fallas directas se originaron por efecto distensivo al cesar la compresión de primera fase. Estas fallas tienen gran continuidad lateral, prolongándose varios kilómetros. Sus buzamientos son tendidos, de unos 40 a 60° al N. Frecuentemente presentan cambios bruscos de inclinación, dando lugar a estructuras de tipo escarpe y rellano («steep and flat»). Los saltos que provocan son importantes, superando corrientemente el centenar de metros (fig. 5).

Mesoestructuras

Las estructuras de tamaño decamétrico generadas por la primera fase son principalmente pliegues. Se encuentran desarrolladas en todas las formaciones y su morfología es función directa de la litología del conjunto rocoso deformado. Así, las formaciones competentes dan pliegues de gran longitud de onda y amplitud, similares a los macropliegues, aunque son algo más apretados. Por contra, las formaciones poco competentes generan pliegues de morfología variable, desde sinusoides con gran longitud de onda y corta amplitud, a otras donde dibujan pliegues apretados. Normalmente estos últimos aparecen lo-

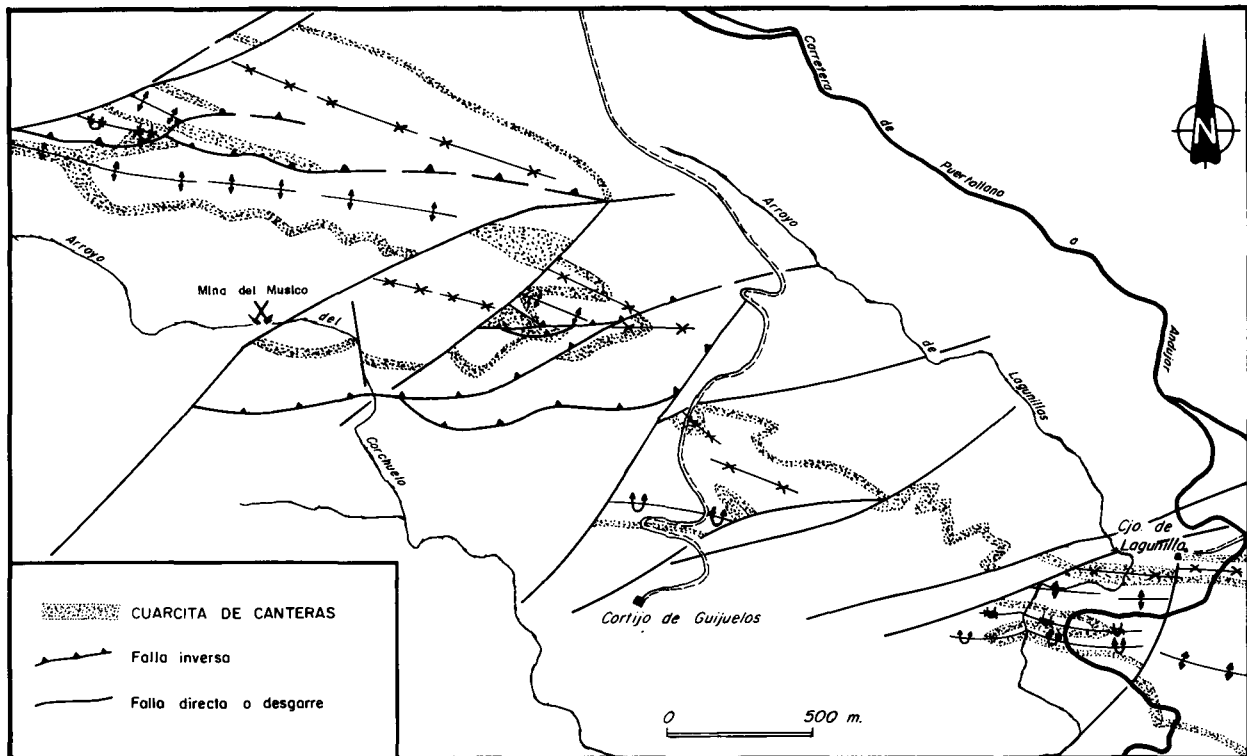


Fig. 4.—Sistema de fallas inversas desarrolladas en el núcleo del Sinclinal de Solana del Pino.

calizados en el núcleo del sinclinal, mientras que los primeros aparecen en los flancos y zonas tendidas de la macroestructura.

En cuanto a la geometría, los pliegues desarrollados en formaciones competentes son isopacos, cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical. En las formaciones menos competentes se reconocen pliegues parecidos a éstos, pero también se encuentran de clase 1C de Ramsay (1967) y Ramsay y Huber (1987), cilíndricos, con engrosamientos de charnela, con el plano axial buzando fuerte al norte y eje subhorizontal.

Otras mesoestructuras son cizallas frágiles, que aparecen en zonas fuertemente replegadas en las formaciones de tipo «multilayer», especialmente en los «Estratos Pochico».

Estructuras menores y microestructuras

La estructura menor más significativa de primera fase es la esquistosidad S_1 , la cual está generalizada en todo el sinclinal. Se trata de una esquistosidad de plano axial, contemporánea con el desarrollo de los pliegues, pudiéndose considerar como una «slaty

cleavage» más desarrollada en los materiales pizarrosos que en los arenosos. En los paquetes ortocuarcíticos no llega a aparecer o, como mucho, se forma un diaclasado grosero.

Al microscopio se puede apreciar que los planos de esquistosidad se forman mediante una reorientación de los elementos planares existentes en las rocas, principalmente las placas de micas y la matriz sericitica. Entre granos de cuarzo se reconocen incipientes procesos de «pressure-solution» y, en las rocas ricas en materia orgánica, se produce una concentración de los materiales carbonosos a lo largo de dichos planos. En las areniscas con moscovita y en las pizarras arenosas, la esquistosidad generada no llega a borrar la foliación sedimentaria original, la cual está marcada por las micas detríticas. La intersección de estos dos planos genera astillamientos («pencil structures»), que en ciertos casos son muy llamativos.

En las formaciones constituidas por alternancia de pizarras y areniscas son frecuentes la refracción de los planos de S_1 , y, en los pliegues apretados, la esquistosidad se dispone en abanico divergente respecto al arco externo del pliegue.

En resumen, se puede afirmar que la esquistosi-

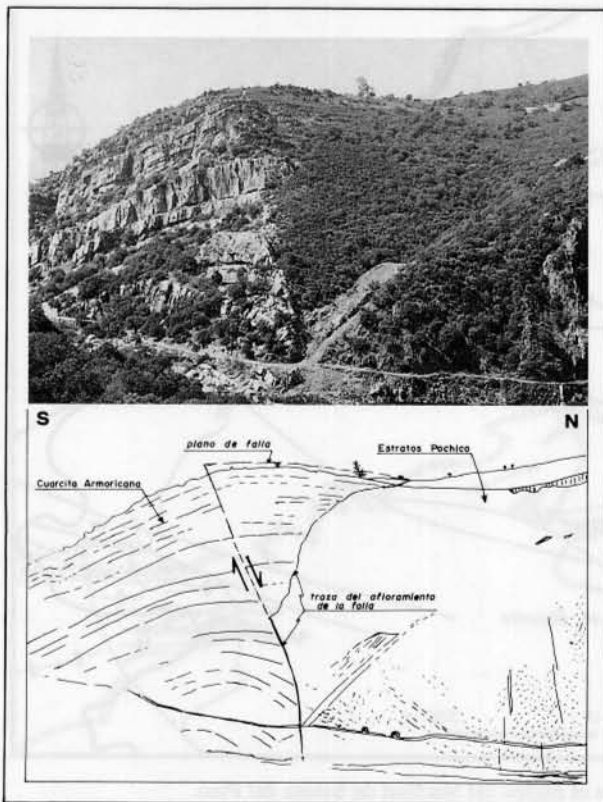


Fig. 5.—Falla directa longitudinal a las estructuras de primera fase hercínica. Corte del río Frío (Jándula) en el paraje de Los Pontones, flanco septentrional del sinclinal de Solana del Pino.

dad desarrollada no supone un importante aplastamiento de las rocas, ya que hay una ausencia casi total de procesos de recrystalización, no tratándose de un fenómeno penetrativo.

Otra estructura menor de importancia son los pliegues. Se localizan principalmente en los núcleos sinclinales y en algunos flancos de anticlinales. Los replegamientos son más frecuentes en las formaciones de alternancias y en las pizarrosas, siendo prácticamente inexistentes en las cuarcíticas. En los núcleos sinclinales se forman pliegues apretados con longitud de onda corta y amplitud grande. Pueden ser desde isopacos a alcanzar geometrías de clase 1C de Ramsay (*op. cit.*), con notables engrosamientos de charnela (fig. 6). Normalmente son cilíndricos, su eje es subhorizontal y los planos axiales presentan buzamientos fuertes al norte.

En los flancos de los grandes anticlinales se desarrollan algunos pliegues menores, en especial en los «Estratos Pochico». Son los denominados pliegues de flanco («drag folds») y suelen ser isopacos, cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical.

Mecanismos de plegamiento de la primera fase

Las estructuras generadas durante la primera fase en el sinclinal y la práctica ausencia de metamorfismo, demuestran que la deformación se realizó en la epizona, pero por debajo del frente de esquistosidad, en el límite de los niveles estructurales medio e inferior de Mattauer (1976). En esta situación, el plegamiento se realizó por un proceso de «buckling» como consecuencia de un flexo-deslizamiento entre capas, que se puede considerar como puro a la escala de los grandes pliegues. La «Cuarcita Armoricana» controla la geometría a escala regional de este plegamiento, ya que reúne las condiciones mecánicas ideales para el desarrollo de este proceso.

A escala de los pliegues menores, el mecanismo de plegamiento sigue siendo el mismo, favorecido además por las alternancias de rocas con gran diferencia de competencia, apareciendo claras pruebas de deformación tangencial en las capas más duras. Como muestra de ello están las grietas de tensión perpendiculares al arco exterior de los pliegues. También en las zonas de máxima deformación tiene lugar un aplastamiento que se superpone a la capa plegada por «buckling», con lo que se pierde la geometría concéntrica de las capas. Son los pliegues denominados «paralelos aplastados» (Ramsay, 1967), correspondientes a la clase 1C. Este es un hecho relativamente frecuente en las capas pizarrosas de las alternancias, así como en ciertos pliegues a escala de mesoestructura (fig. 6).

Segunda Fase Hercínica

Estructuras

La segunda fase origina, a escala regional, dos sistemas conjugados de cizallas cuyo mayor exponente en el sinclinal de Solana del Pino es la falla de Fuencaiente. Se trata de una cizalla frágil de componente levógira y dirección variable de NO-SE a ONO-ESE, que sirve de límite meridional en buena parte del sinclinal. Se presenta como una fractura bastante neta que tiene, además, un salto en la vertical, poniendo en contacto «Cuarcita Armoricana» con «Esquistos de Río». La traslación longitudinal de la falla se puede estimar en unos 2 km y corta de forma ligeramente oblicua a las estructuras de primera fase. El salto vertical, aunque difícil de precisar, se puede estimar en unos 250 m. La longitud total de la falla es de unos 40 km, prolongándose más allá de los límites del sinclinal.

La segunda fase hercínica ocasiona también una deformación dúctil en la zona, pero tiene mucha menor importancia. Se produce una tectónica de ejes

cruzados, cuyo reflejo más extendido es el cambio de cabeceo en los ejes de los pliegues de primera fase y de las lineaciones de intersección I_1 en las rocas paleozoicas, hecho que es más acusado cerca de los grandes accidentes de segunda fase. También se produce una interferencia de plegamientos en domos y cubetas. Revisando en detalle la cartografía, se aprecian suaves formas de este tipo, resaltando el domo del Cerro Cervigón y la pseudo-cubeta del Piruétano (fig. 7).

El domo del Cerro Cervigón (zona centro-occidental del sinclinal), tiene en su núcleo «Cuarcita Armórica» y su eje muestra un fuerte cambio de plunge de un lado a otro del domo, pasando de 45° al Oeste en el extremo occidental, a 55° al SE en el oriental. Este domo es muy probable que deba su origen inicialmente a la primera fase, pero su geometría ha sido exagerada posteriormente en el acortamiento E-O de segunda fase hercínica.

La cubeta del Piruétano (en el centro del sinclinal) contiene los términos más altos de la sucesión paleozoica, las «Alternancias Volcanosedimentarias». El eje muestra plunges suaves y opuestos en ambos extremos. Muy llamativo resulta el rumbo de su traza axial, casi E-O, claramente oblicua al general del sinclinal ONO-ESE. El origen de la cubeta se debe, sin duda, a un sinclinal de segundo orden de primera fase, al que se le ha superpuesto una suave inflexión sinclinal de segunda fase.

La segunda fase también genera plegamiento en muy concretas situaciones. El caso más relevante son los pliegues desarrollados sobre la «Cuarcita de Canteras» en Lagunillas (zona centro-oriental del sinclinal). Se trata de pliegues con eje de fuerte plunge, plano axial recto y vertical, y clara geometría cónica.

Mecanismos de deformación

La deformación de segunda fase ha sido reconocida en otras zonas de la región por Roiz (1979), Amor y Ortega (1987), Ortega y Sánchez Vizcaíno (1987), Ortega (1988), Ortega *et al.* (1988) y Palero (1991). Esta etapa tectónica constituye un claro ejemplo a escala regional de deformación heterogénea, la cual queda limitada esencialmente a unos corredores de dirección NO-SE y está producida por cizallamientos levógiros a gran escala (Ortega, 1988). El mejor reflejo de estos «pasillos deformativos» son unos claros lineamientos con esa dirección apreciables en imagen satélite, uno de los cuales atraviesa el sinclinal y su principal representación en el campo es la comentada falla de Fuencaliente. La deformación de estos corredores parece ser consecuencia de un aplastamiento generalizado de dirección E-O, pues los cambios suaves del plunge de los ejes de los pliegues

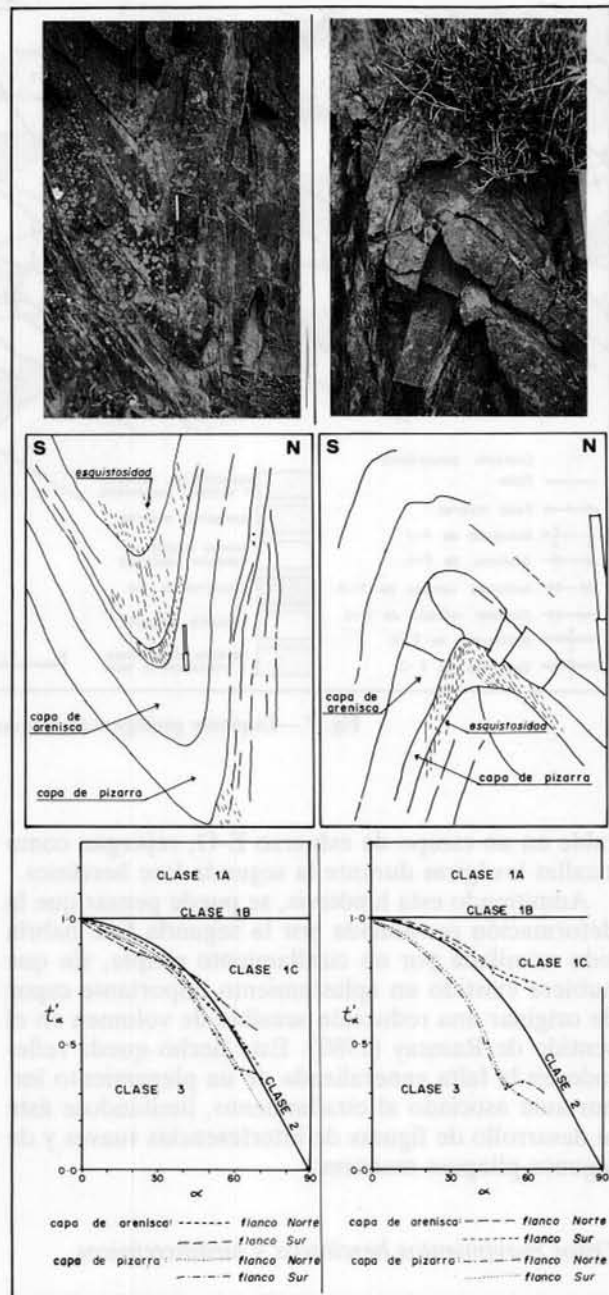


Fig. 6.—Análisis geométrico de dos pliegues apretados desarrollados en las alternancias arenopizarrosas de los «Estratos Pochico».

parece ser un hecho generalizado a escala regional. No obstante, resulta evidente un aumento de la deformación en corredores concretos y que, según Ortega *et al.* (1988), estarían producidos por movimientos de antiguos accidentes de zócalo de dirección NO-SE, los cuales, al presentar una dirección favo-

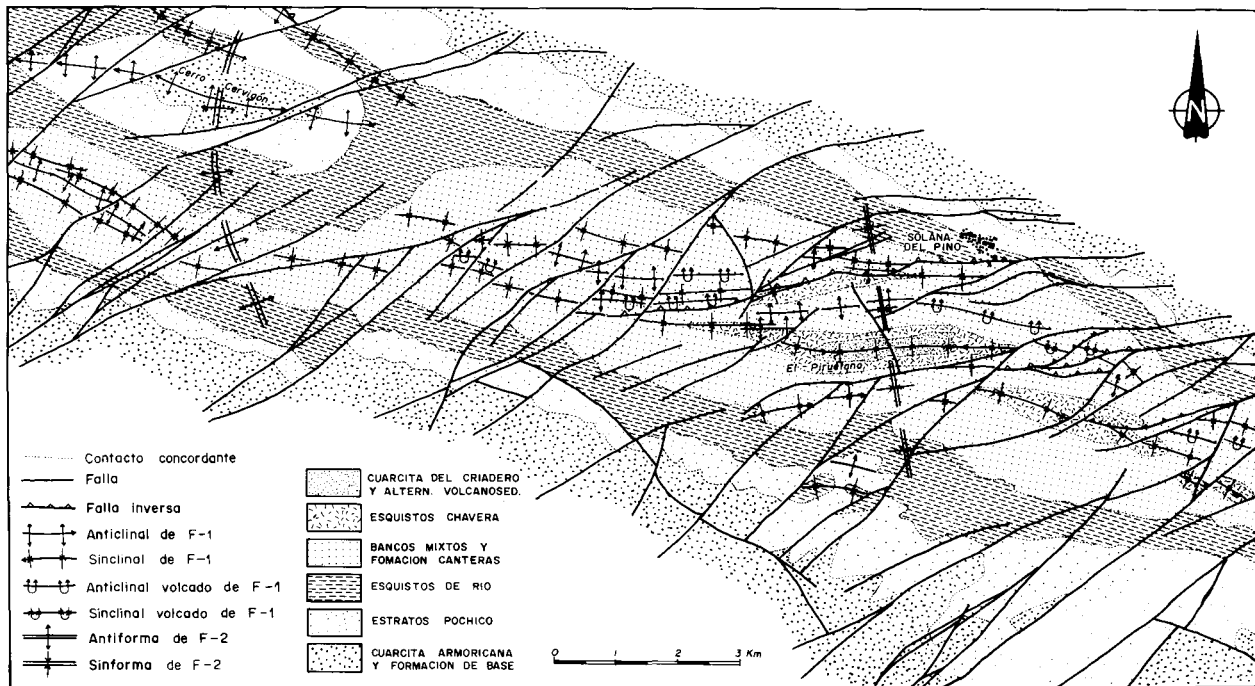


Fig. 7.—Esquema geológico de la zona central del sinclinal de Solana del Pino.

rable en un campo de esfuerzo E-O, rejuegan como cizallas levóginas durante la segunda fase hercínica.

Admitiendo esta hipótesis, se puede pensar que la deformación ocasionada por la segunda fase habría sido asimilada por un cizallamiento simple, sin que hubiera existido un aplastamiento importante capaz de originar una reducción sensible de volumen en el sentido de Ramsay (1980). Este hecho queda reflejado en la falta generalizada de un plegamiento importante asociado al cizallamiento, limitándose éste al desarrollo de figuras de interferencias suaves y de algunos pliegues menores.

Otros movimientos hercínicos y tardihercínicos

La manifestación más notable de los movimientos tardihercínicos es una intensa fracturación originada por una nueva compresión N-S. La deformación originada es esencialmente frágil y se desarrolló sobre todo en las formaciones cuarcíticas. Los sistemas de fracturas ocasionados son N-S; NO-SE (cizallas dextróginas); NE-SO (cizallas levóginas). Estas fracturas aparecen a todas las escalas y afectan a toda la región. Su importancia es variable, encontrándose desde fallas que apenas causan desplazamientos, a otras que dan lugar a movimientos laterales de orden kilométrico.

Otras estructuras tardihercínicas son los kink-bands de suave buzamiento. Aparecen formando dos sistemas conjugados que se reconocen, sobre todo, en los afloramientos de los «Esquistos de Río». La formación de estos kink-bands se debe a una compresión vertical cuyo origen es difícil de comprender. Están controlados por el carácter litológico de la roca y su origen debe estar en una subsecuente distensión regional, poco importante, posterior a la compresión de las fases orogénicas hercínicas. En ocasiones, asociados a los kink-bands se han visto otras estructuras subhorizontales como pliegues, crenulaciones y esquistosidad de fractura.

Conclusiones

La sucesión paleozoica del sinclinal de Solana del Pino comienza en el Ordovícico Inferior (Tremado-ciense). Se trata de un conjunto de alternancias de ortocuarzitas, areniscas y pizarras arenosas que se depositaron en una plataforma somera siliciclástica. La sucesión muestra al principio un claro carácter transgresivo que alcanza su máximo en el Llanvirniense-Llandeilense con los «Esquistos de Río». A partir de ahí, la serie es regresiva, culminando en el Ashgillense con el único episodio carbonatado de la sucesión, la «Caliza Urbana». Durante este ciclo sedi-

mentario se produce esporádicamente una actividad volcánica en la zona, concretamente en el Llanvirniense (tránsito de los «Estratos Pochico» a los «Esquistos de Río»), y en el Ashgillense (a techo de la «Caliza Urbana»).

Tras un breve lapso sedimentario en el Ashgillense Medio-Superior, continúa la sedimentación de plataforma siliciclástica, cuyo exponente más moderno son los materiales tobáceos de las «Alternancias Volcanosedimentarias» (¿Wenlockense?).

La potencia total de esta sucesión ordovícico-silúrica se puede estimar en unos 2.000 m.

La deformación de estos materiales ha tenido lugar en dos fases hercínicas. La primera es la principal y es la que propiamente genera el sinclinal. Se origina por un aplastamiento casi N-S que da lugar a estructuras de rumbo general ONO-ESE, siendo éstas pliegues a todas las escalas, grandes fallas longitudinales, cizallas frágiles y esquistosidad. La macroestructura está controlada por la «Cuarcita Armoricana» y el mecanismo deformativo esencial es un plegamiento por flexo-deslizamiento entre capas («buckling»), que se puede considerar puro a escala de los grandes pliegues. El carácter «multilayer» de las formaciones favorece este mecanismo, al que se le superpone un aplastamiento en situaciones locales de máxima deformación. En estas situaciones se puede sobrepasar el límite de elasticidad y se generan cizallas frágiles.

La segunda fase hercínica se produce como consecuencia de un acortamiento E-O que da lugar a una deformación heterogénea. Se hace notar mediante una tectónica de ejes cruzados, con modificaciones en los ejes de los pliegues de primera fase, figuras de interferencia en domos y cubetas y, sobre todo, por un cizallamiento regional cuyo reflejo en el sinclinal es la falla de Fuencaliente. El mecanismo de deformación, de acuerdo con las ideas de Ortega (1988) y Ortega *et al.* (1988), consistiría en un cizallamiento simple como consecuencia del rejuego de accidentes de zócalo de rumbo NO-SE ante un campo de esfuerzos E-O.

Por último, otras manifestaciones tectónicas poco relevantes se reconocen en el sinclinal. Las más importantes son fracturas denominadas tardihercínicas que se disponen en 3 sistemas que son N-S, NO-SE y NE-SO. Dan lugar a traslaciones que en algún caso pueden ser importantes.

El resultado de todo ello es una gran estructura sinclinal de rumbo ONO-ESE, de unos 60 km de longitud y menos de 10 km de anchura, donde aflora una sucesión esencialmente detrítica del Ordovícico y Silúrico Inferior.

Referencias

- Alía, M., Capote, R. y Hernández Enrile, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). *I Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, 1, 3-14.
- Almela, A., Alvarado, M., Coma, J., Felgueroso, C. y Quintero, I. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Geol. y Min.*, 73, 193-327.
- Alvarado, A. (1923). Región este de Sierra Morena. Datos referentes a tectónica y formaciones filonianas de plomo. *Bol. Geol. Min.*, 44, 299-445.
- Amor, J. M. y Ortega, E. (1987). Memoria explicativa de la hoja 809, Tirteafuera. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA, IGME, 56 págs.
- Bouyx, E. (1970). Contribution a l'étude des formations ante-Ordoviciennes de la meseta meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, 73, 263 págs.
- Butenweg, P. (1968). Geologische Untersuchungen in Ostteil der Sierra Morena Nordostlich von La Carolina (Jaén). *Münster Forch. Geol. Paläont.*, H. 6, 125 págs.
- Delgado, J. C. (1987). *Caracteres litogeoquímicos de los Estratos Pochico y su relación con la metalogenia del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Salamanca, 147 págs.
- Delgado, J. C., Martín-Izard, A. y Palero, F. J. (1988). Litogeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental». *Geociencias*, 3, 333-350.
- Fuganti, A. y Serpagli, E. (1968). Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 87, 511-521.
- García Sansegundo, J., Lorenzo Alvarez, S. y Ortega, E. (1987). Memoria explicativa de la hoja n.º 808, Almadén. Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA, IGME, 60 págs.
- Gutiérrez Marco, J. C. y Rábano, I. (1987). Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. y Min.*, 98-V, 647-669.
- Hafenrichter, M. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena). *N. Jb Geol. Paläont. Abh.*, 1, 138-148.
- Hammann, W. (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; Ihre biostratigraphie, ökologie und systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542, 1-177.
- Henke, W. (1926). Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 39 (2), 183-204. (Traducido al español en *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*.)
- IGME (1971). *Proyecto de investigación minera del Valle de Alcudia. Informe final*. Documentación ITGE.
- Jacquín, J. P. y Pineda, A. (1980). Sobre la metalogenia del Subdistrito de La Carolina (Sierra Morena Oriental, España). Una nueva interpretación posible. Reflexiones sobre su investigación. *Stud. Geol. Salmant.*, 16, 59-70.

- Julivert, M., Ribeiro, A. y Conde L. (1972). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. IGME, 113 págs.
- Mattauer, M. (1976). *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega, Barcelona, 524 págs.
- Ortega, E. (1988). Geology and Metallogeny of the Almadén area, Centrobiberian zone, Spain. *2nd Remote Sensing European Workshop* (Bruxelles, 1986), 149-173.
- Ortega, E. y Sánchez Vizcaíno, J. (1987). Memoria explicativa de la hoja n.º 783, Abenójar. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2.ª serie, plan MAGNA, IGME, 42 págs.
- Ortega, E., Hernández, J. y González-Lodeiro, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centrobérica. *II Congreso Nacional de Geología*, Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos, 85-89.
- Palero, F. J. (1983). *Estudio geológico y metalogénico del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Un nuevo modelo genético de filones de Pb-Zn en Sierra Morena Oriental*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 165 págs.
- Palero, F. J. (1986). El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones BPGC asociadas a zonas de cizalla. *Stud. Geol. Salmant.*, 23, 265-297.
- Palero, F. J. (1991). *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centrobérica)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 827 págs.
- Pineda, A. (1987). La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. y Min.*, 98-VI, 780-793.
- Prado, C. del (1855). La geologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2.ª serie, 12, 182-204.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Edit., Londres, 590 págs.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of Struct. Geol.*, 2, 1/2, 83-99.
- Ramsay, J. G., y Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press Edit., Londres, 309-700.
- Redlin, K. (1955). *Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)*. Diss. Wilhelms-Univers., Münster.
- Roiz, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación hercínica, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 256 págs.
- Rosa, A., Alvarado, A. y Hernández Pacheco, E. (1929). Memoria explicativa de la hoja n.º 836, Mestanza. Mapa Geológico de España 1.ª serie. IGME, 87 págs.
- Saupe, F. (1971). La serie ordovicienne et silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. In: *Colloque ordovicien-silurien Brest. Mem. BRGM*, 73, 355-365.
- Saupe, F. (1973). La Geologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). *Sciences de la Terre*, 29, BRGM, 342 págs.
- Swift, F. J. P. (1976). *Continental shelf sedimentation. Marine sediment transport an environmental Management*. Edit. Stanley y Swift, Wiley, 311-350.
- Tamain, G. (1967). El Centenillo, zone de reference pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 265, 389-392.
- Tamain, G. (1972). *Recherches Geologiques et minières en Sierra Morena Orientale, Espagne. Volume I: Stratigraphie*. Thèse 3ème cycle. Université de Paris Sud., Centre d'Orsay, 369 págs.

Recibido el 30 de junio de 1992
Aceptado el 12 de enero de 1993