

# SOBRE LA EXISTENCIA DE UNA OROGENIA ARCAICA EN EL CENTRO DE ESPAÑA Y SUS RELACIONES CON ASTURIAS

Por

N. LLOPIS LLADO Y L. SANCHEZ DE LA TORRE

## INTRODUCCION

La cordillera central de España y su apéndice, el reborde septentrional de los Montes de Toledo, están formados por una serie de rocas metamórficas, migmatitas y granitos, que habían sido consideradas por los geólogos del siglo XIX y principios del XX, como rocas arcaicas (2), (4), (5), (6), (7), (8), (9), (10), (11), (13), (14), (15), (16 a 20), (32133), (38-40). Más tarde, Suess (44), compara el plegamiento del Sistema Central con el hercínico y admite una virgación que enlace las alineaciones de pliegues NE-SW. de dicho sistema con las NW-SE, que, procedentes de Galicia, llegan hasta Sierra Morena y que constituyen una rama importante de los Hercínidos españoles. Según Suess, existirían, pues, en España las dos grandes direcciones hercínicas: la dirección varisca orientada NW-SE y la dirección armoricana orientada NE-SW,

Más tarde Lotze (23-26) recoge la idea de Suess y la desarrolla ampliamente admitiendo no sólo la virgación del sistema central con la rama extremeña de los Hercínides, sino que enlaza, además, el extremo NE. de la sierra del Guadarama con los afloramientos hercinianos del sistema Ibérico, lo que supone la existencia de una gran flexión de las alineaciones hercinianas en el Sistema Central.

En cambio Staub (43), en su breve síntesis sobre la tectónica de España, ve en el sistema central un antiguo escudo arcaico que ha servido de antepaís al plegamiento de los Hercínides.

La idea de Lotze ha sido la más divulgada y todos los autores que posteriormente han estudiado alguna zona del sistema Central han admitido su integración dentro de los Hercínides (1), (12), (14), (45), (46).

No obstante, unas rápidas excursiones efectuadas por los alrededores de Toledo y por el borde S. de la sierra del Guadarama, nos han permitido llegar a conclusiones respecto a este extremo, que se avienen mucho mejor con la idea de los geólogos españoles del siglo XIX y con Staub que con Suess y Lotze, y que, además, ponen en evidencia la existencia de la más antigua orogenia conocida en España. Nuestras observaciones han sido muy rápidas, pero suficientes a nuestro juicio, para sentar un primer grupo de conclusiones y una hipótesis de trabajo. La comprobación definitiva de lo expuesto exige una revisión metódica de la geología del Sistema Central y reborde septentrional de los Montes de Toledo.

#### A.—EL CORTE DEL TAJO AL E. DE TOLEDO

Al E. de Toledo, siguiendo la carretera que desde el Puente de Alcántara da la vuelta al torno, pasando por la ermita de la Virgen del Valle, puede estudiarse un magnífico corte, extremadamente ilustrativo.

Entre el Puente de Alcántara y el Puente Nuevo puede obte-

nerse el siguiente perfil en posición perfectamente normal, de abajo a arriba.

**Puente Nuevo:**

- 40-50 m. visibles de neis biotítico con feldespatos idiomórficos de 3 cm. de longitud aumentando en tamaño y cantidad hacia la base. Aparecen en la masa numerosos micro y mesopliegues señalados por la orientación de los feldespatos y los restos de micacitas negras medio asimiladas, en transición a "gabarros". No se trata de pliegues ptygmáticos propios de la tectónica plástica engendrada por el plegamiento de rocas reblandecidas por el metamorfismo, sino de antiguas rizaduras y pliegues generados *antes* del metamorfismo, cuyos "fantasmas" han quedado plasmados en el neis. Hacia la mitad de la serie aparece un delgado horizonte de cuarcitas, parcialmente asimilado por el neis.
- 80-100 m. Neis arterítico gris oscuro, con zonas ricas en cuarcita, biotita y muy pocos feldespatos encerrando restos de micacitas arenosas de grano fino y algunas bandas cuarcíticas. Hay también abundantes granates de tamaño medio formando enjambres. Hacia la mitad de la serie aparece un horizonte rosado, con feldespato idiomorfos de 3 a 6 cm., orientados, y casi sin biotita.
- 30-40 m. neis biotítico, arterítico, gris oscuro con horizontes de micacitas arenosas y residuos de cuarcitas grises. Contiene muy pocos feldespatos idiomorfos y algunos granates dispersos. El conjunto está situado entre capas rosadas casi sin biotita.

70-80 m. micacitas arenosas y neis micáceos con bandas delgadas de pizarras cuarzosas claras y algunos horizontes arenosos-ferruginosos muy delgados. Se encuentran también pequeños granates muy numerosos. Hacia la base se pasa a neis biotítico acintado con algunos residuos de cuarcita.

Excepto en los neis basales, en todas las demás series puede apreciarse claramente y con la sola observación macroscópica que estas rocas derivan de una serie detrítica cuyos restos aparecen todavía ostensibles en las rocas neoformadas por el metamorfismo, hasta el punto de que cada horizonte es fiel reflejo de la roca sedimentaria primitiva.

En la cantera abandonada frente a la salida E. del nuevo puente de Alcántara y en el borde N. de dicha cantera puede observarse la siguiente serie de detalle correspondiente a los 80-100 m. de neis arterítico. De arriba a abajo:

- 2 m. micacita cuarcítica de color oscuro muy compacta con exceso de biotita. De procedencia neta de una capa arenosa.
- 0,5 m. de migmatitas, arteritas a nebulitas que se pierden lateralmente pasando suavemente a la facies arenosa oscura. Hay alineaciones de bandas rosadas muy ricas en feldespatos de 0,3 cm. de tamaño medio de grano en su zona central y de tamaños ligeramente más finos hacia los bordes. En el borde inferior existe una banda difusa de concentración de feldespatos.
- 0,04 m. micacitas compactas en transición difusa por los bordes a las facies de migmatitas. Biotita muy abundante formando casi el 60% de las rocas en laminillas muy pequeñas de 2 a 3 cm. y con granos aislados y regulares de feldespatos.

- 0,06 m. areniscas de grano fino de 0,2 a 0,3 mm. de tamaño medio con laminillas de biotita orientadas paralelamente a la estratificación. Este horizonte no constituye una capa neta sino que está formado por una alineación de lentejones de mica-cita arenosa con débiles efectos de metamorfismo.
- 0,05 a 0,07 m. arterita muy básica de color gris oscuro con capas delgadas y otras difusas más claras. El tamaño de los granos es de 0,2 cm. en las zonas claras y de 0,8 a 2 mm. en la parte oscura.
- 0,5 m. neis ácido nebulítico con escasas y difusas bandas de minerales oscuros que lateralmente se agrupan y forman lentejones oscuros de 10 a 12 cm. de potencia. En estos lentejones los bordes superior e inferior son muy netos, mientras que lateralmente pasan suavemente al neis claro formado por cuarzo-feldespato en granos de 0,5 cm. de diámetro aproximado con textura aparentemente isótropa. Las líneas y bandas ricas en biotita continúan señalando la orientación de la estratificación.
- 0,15 m. micacitas arenosas de grano fino similar al tramo cuarto donde se individualizan algunos pequeños cristales de feldespatos alargados paralelamente a la estratificación. Estos cristales son muy escasos.
- 0,39 m. Tramo arterítico formado por un fondo de neis biotítico compacto de grano fino de color gris oscuro con textura aparentemente isótropa cruzados paralelamente por bandas de cuarzo-feldespáticas de color blanco muy difusas con cambios laterales muy rápidos y de tamaño de grano mayor al de la roca de fondo. Las biotitas seña-

lan una buena foliación. En algunas regiones feldespáticas aparecen zonas rosadas de grano más fino y con clara disminución en su contenido en cuarzo y biotíta. Las biotítas dan reflejos de tonos dorados.

- 0,32 m. tramo básico de grano fino compacto, casi sin bandas claras, con estructura bastante isótropa, de facie sedimentaria arenosa. Correspondería a un neis biotítico de composición diorita a gabro.
- 0,67 m. Neis micáceos de grano más grueso (el tamaño medio oscila de 0,3 a 1 cm. para el feldespato y de 0,5 a 0,1 cm. para la biotíta y el cuarzo). Tiene foliación muy clara marcada por la biotíta y un lentejón menos metamorfizado de la facies arenosa de grano fino, poco compacto con débiles alineaciones de feldespatos.
- 0,44 m. neis arteríticos con fondo de neis biotítico de grano fino con lechos difusos blancos de feldespatos y cuarzo. Existen también capas muy delgadas de 0,5 a 1 cm. mas ricas en biotíta. Lateralmente algunas zonas de bandas de cuarzo y feldespatos de colores claros disminuyen el tamaño de grano dando color rosado muy localmente.
- 9 m. visibles de neis de grano medio a fino (0,2 a 0,4 cm. de tamaño de grano) en el que solo destaca la alineación general de la roca representada por alargamiento de feldespatos muy pequeños y capas muy delgadas ricas en biotíta. Es notable el cambio gradual de facies que en el techo es arenosa de color gris pardo de grano fino sin feldespatos netos, formando un neis biotítico a micacita arenosa, con algunos delgados lechos de arteritas, que hacia abajo va haciéndose más compacto, más homogéneo y con colo-

res más oscuros, de metamorfismo más intenso hasta llegar a un neis masivo, casi una anatexita, en la zona más profunda visible.

Este perfil de detalle elimina cualquier duda respecto a la procedencia netamente sedimentaria de estas rocas. No en vano ya Royo Gómez (13) había hablado de las "areniscas de Toledo". En realidad hemos de considerar que todas estas rocas se sedimentaron en una plataforma continental y tuvieron origen detrítico y que las rocas de neoformación han adaptado su composición y su textura a la de la serie sedimentaria primitiva.

#### B.—LA ESTRUCTURA

La serie detrítica metamorfozada que acabamos de descubrir está fuertemente plegada. Varias charnelas aparecen a lo largo de la ya indicada carretera entre el Puente Nuevo de Alcántara y 1 Km. más hacia el S. En la antigua cantera ya mencionada puede verse una magnífica charnela acostada modelada en los neis arteríticos. La masa de neis biotítico con grandes feldespatos que se extiende hacia el S. del Puente Nuevo es la que más ejemplos nos ofrece de micro y mesotectónica fantasma, puesto que como ya hemos dicho los pliegues están señalados únicamente por las alineaciones de los feldespatos y por las bandas residuales de micacitas que como ya hemos visto en la serie de la cantera antigua del Puente Nuevo marcan las trazas de la antigua estratificación. Estas estructuras no pueden pues ser comparadas en modo alguno a los pliegues fluidales y ptygmáticos propios del metamorfismo regional puesto que tienen un estilo jurásico perfectamente claro y definido a lo largo de dicha carretera. Nuestro corte detallado se ha detenido a unos 200 m. al S. del Km. 3 donde aparece otra magnífica charnela acostada desarrollada en la serie de micacitas arenosas.

Como se ve pues a lo largo de esta carretera se descubre

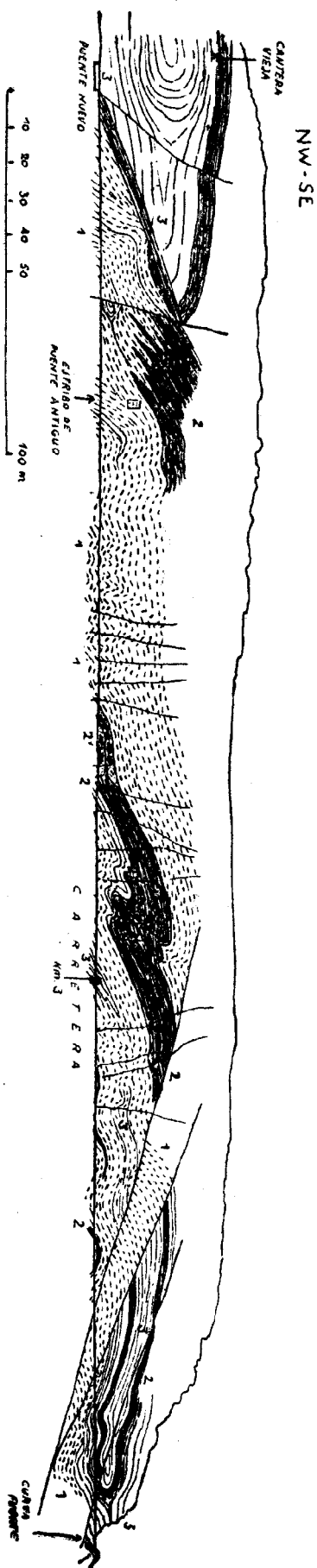


Fig. 1.—Corte geológico a lo largo de la carretera del Puente de Alcántara a la ermita de N. S. del Valle.—1.—Neis biotíficos con fenoblastos de feldespatos orientados.—2.—Pizarras arenosas con biotita.—2'.—Brecha de las rocas anteriores.—3.—Neis arteríficos con restos de una serie detrítica anterior.

una estructura de plegamiento formada por un estilo de pliegues acostados o mesomantos en el que el momento se pueden distinguir dos unidades constituidas por el pliegue acostado del Puente de Alcántara y el del Km. 3. Los accidentes secundarios de los flancos de dichos mantos tienen un claro estilo jurásico como puede verse tanto en la masa de neis biotíficos del Km. 3 como en los neis arteríficos del Puente de Alcántara.

Esta estructura tiene orientación NE-SW clara vergencia hacia el SE. y su plegamiento es indiscutiblemente anterior al metamorfismo.

Numerosas fracturas post-metamórficas cortan el conjunto; con ellas pueden hacerse dos grandes grupos: unas, subhori-



zontales de dirección general E.-W. constituidas por fallas de salto medio inclinadas 20-30° hacia el S. y hacia el N.; otras sub-verticales cortando también transversalmente la estructura de plegamiento y de idéntica dirección E.-W. Estas últimas pueden estar relacionadas con las fallas alpídicas que han permitido la elevación y exhumación del macizo metamórfico de Toledo por encima del cretácico y mioceno de la meseta del Tajo.

A la vista de esta estructura es necesario reconsiderar la idea de los geólogos españoles del siglo XIX y de Staub que veían en el sistema central de España incluido el reborde metamórfico septentrional de los Montes de Toledo, un antiguo escudo arcaico, puesto que, siendo la estructura de plegamiento anterior al metamorfismo y siendo este metamorfismo de tipo regional catazonal como lo acreditan las rocas neoformadas, el plegamiento no puede ser herciniano puesto que en España la única fase de metamorfismo regional conocida es la herciniana y por lo tanto el plegamiento tiene que ser anterior a esta fase que corresponde al metamorfismo regional geosinclinal pretecónico de la Era herciniana.

#### C.—RELACIONES DEL PLEGAMIENTO DE TOLEDO CON EL SISTEMA CENTRAL DE ESPAÑA

En el Sistema Central de España encontramos las mismas rocas e idénticas estructuras que en el corte del Tajo en Toledo. Como ya hemos dicho, nuestros reconocimientos por las vertientes meridionales del Guadarrama han sido muy breves, pero suficientes para percatarnos que los neis arteríticos aparecen también allí con los mismos caracteres y que la dirección de los ejes de los pliegues es también NE-SW. lo que por otra parte ha sido ya descrito por todos los geólogos que en otros tiempos y en la actualidad se han ocupado del Guadarrama (5) (10) (11) (12) (13) (23) (32) (40) (41). Tanto de la lectura de las obras

de Fuster como de nuestras rápidas observaciones se deduce la existencia de una tectónica compleja con tendencia a la vergencia NW. Todo lo cual nos conduce a admitir provisionalmente por el momento, que la serie de Toledo y el macizo del Guadarrama forman una misma unidad estructural que a nuestro modo de ver por las razones ya expuestas, debe haberse generado con anterioridad al plegamiento herciniano.

#### D.—EDAD DEL PLEGAMIENTO Y SUS RELACIONES CON LOS HERCINIDES ASTURIANOS

Para iniciar un razonamiento sólido sobre la edad del plegamiento de Toledo, es preciso sustentarlo en la cronología de los materiales paleozoicos y antecámbricos más próximos.

Al NE. del Guadarrama los neis y conjuntos metamórfico de dirección NE-SW. chocan con otra serie de neis glandulares con grandes cristales de feldespatos deformados que han sido denominados por Parga Pondal, siguiendo una idea de Sampelayo, "Olló de Sapo" (22) (37) y que Lotze (23) cree de edad silúrica. No podemos en este momento definirnos acerca de la edad del "Olló de Sapo" pero a todas luces creemos ha de ser posterior a las rocas metamórficas del Guadarrama tanto por ser concordantes claramente con las pizarras y cuarcitas de Hiendelaencina como por su orientación NW-SE. renegada con la dirección NE-SW. de los pliegues del Guadarrama.

Pero como ya hemos dicho que la edad de estas capas no es segura, hemos de ir más hacia el norte o hacia el sur (en la Cordillera Cantábrica y en Extremadura-Andalucía respectivamente) para encontrar materiales cámbricos o infracámbricos que puedan relacionarse con el plegamiento de Toledo.

En Asturias y León, por debajo del acadiense perfectamente determinado por sus faunas de trilobites (22) (28) (29) (31) aparece una serie detrítica muy potente que se atribuye al georgiense y por debajo de ella un conjunto de pizarras cuarzosas,



Neis biotítico de la carretera de la ermita de N. S. del Valle con lentejones de micacitas arenosas.

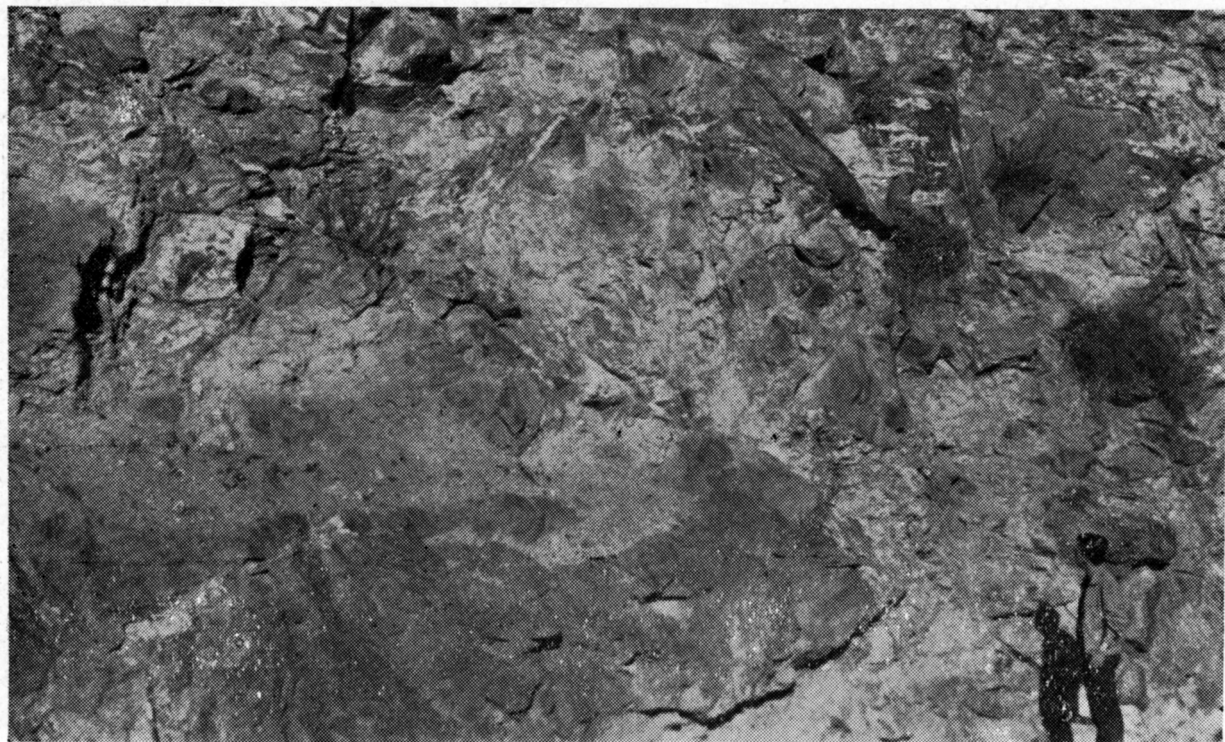


Neis biotíticos (en la base) y neis arteríticos con restos de areniscas en la misma carretera (km. 3).

(Fotos Llopis)



Pliegue fantasma, de estilo jurásico en los neis biotíticos de la carretera de N. S. del Valle. (km. 3).



Gran charnela acostada en la carretera de N. S. del Valle (Toledo), en las micacitas arenosas y neis arteríticos. (km. 3-4).

(Fotos Llopis)

pizarras arcillosas, cuarcitas delgadas de 6 a 7.000 m. de potencia que es indudablemente precámbrica. Lotze (27) ha creído ver una discordancia correspondiente a la orogenia assintica, entre las cuarcitas georgienses y la serie inferior, pero ya en otra ocasión hemos creído demostrar que esta discordancia es insostenible en Asturias, puesto que la pretendida discordancia del Valle del Narcea es un contacto mecánico y en otros diversos puntos del mismo valle la concordancia es neta (29) (31). Esta serie la consideramos integrada provisionalmente por los siguientes elementos estratigráficos:

- (1) 1.200—1.300 m. Anatexitas y migmatitas de P. de Allande.
- (2) 1.00—1.200 m. Ectinitas diversas de la secuencia arcillosa.
- (3) 4.000—5.000 m. Pizarras del Narcea. Serie de pizarras rojas verdes, amarillas y azules con intercalaciones de areniscas y cuarcitas estas a veces masivas como en Linares. En la parte alta la aportación detrítica se hace mayor y en Llamas se pasa verticalmente a las cuarcitas georgiense por una serie de tipo flysch. Frecuentes rizaduras y micropliegues en toda la serie.

Sobre este conjunto se apoyan pues, concordantes las cuarcitas del Rodical, atribuidas unánimemente al georgiense. Estas cuarcitas constituyen en realidad una serie tipo flysch con frecuentes rizaduras huellas y ripple—marks, que en ocasiones culmina con depósitos de conglomerados como en Llamas del Mouro. Nada tendría pues de particular dado el cambio que esto representa en los litotopos que entre la serie detrítica georgiense y el flysch pre-georgiense se estableciera una laguna estratigráfica importante, pero nunca una discordancia. Estos detritos pueden ser, tal vez comparados con la pudinga de Gourin en Bretaña o la arenisca de Corps Nuds en el Maine (3) donde también el georgiense es concordante con la serie pregeorgiense determinada allí como Brioveriense inferior o Infracámbrico en el sentido de Pruvost (3).

En principio pues, nada se opone a atribuir provisionalmente al Brioveriense inferior (Jotniense escandinavo) a la serie de pizarras del Narcea, sin perjuicio de que las ectinitas y anatexitas inferiores puedan representar la base del Brioveriense o aún términos mas bajos en la serie estratigráfica.

En consecuencia, la orogenia que plegó las rocas detríticas de Toledo tiene que ser anterior a las capas brioverienses del valle del Narcea, puesto que ambas series se metamorfizaron (asi lo creemos por el momento) en la cuenca geosinclinal herciniana y como ya hemos dicho las rocas de Toledo estaban ya plegadas antes del metamorfismo, mientras que las del Narcea eran sedimentos que se acababan de depositar en el fondo del geosinclinal herciniano. Estas rocas de Toledo, ya plegadas, debieron constituir por lo tanto, parte del zócalo de la cuenca de sedimentación herciniana y se metamorfizarían conjuntamente con las pizarras del Narcea.

Todo esto nos lleva a la conclusión de que el plegamiento de Toledo es de edad muy anterior a las capas de la base del Brioveriense del Narcea. Si repasamos la cronología orogénica general, vemos que el plegamiento inmediato inferior al asintico (infracámbrico-cámbrico) es el carélido, responsable de la orogenia carélida del norte de Europa. Por el momento pues, hemos de considerar como de fase carélida el plegamiento de Toledo.

Por otra parte esta concepción está de acuerdo con las ideas del gran precursor y maestro de todos, D. Eduardo Hernández Pacheco (19) (21) al considerar como "montañas muertas" las cordilleras centrales de España que formarían parte de sus "Hespéridas", viejo núcleo peninsular o zócalo pre—herciniano; también Lotze deduce, por la existencia de vulcanitas infracámbricas (27) la posibilidad de existencia de una antigua orogenia que llama "gotocarélida" sin otras precisiones.

## E.—CONSECUENCIAS PALEOGEOGRAFICAS Y PALEOTECTONICAS

Estas conclusiones nos llevan irremisiblemente a sentar algunas conclusiones de orden general en lo que a la Paleogeografía y sobre todo a la Paleotectónica se refiere.

Si, como creemos, el plegamiento de Toledo y por ende el de la Cordillera central son de fase carélica el panorama del mundo hispánico pre—hercinico se nos aparece bastante distinto del concebido hasta ahora. Ante todo se nos aparece, como consecuencia de dicho plegamiento carélico, una larga alineación montañosa arrumbada de NE a SW, que cruzaría el territorio hispánico en los lejanos tiempos infracámbricos, unos 1800 millones de años ha. Esta vieja montaña es probable que tuviera dos ramas de pliegues divergentes: la NW. o rama del sistema central y la SE. o rama de Toledo; la primera con vergencias hacia el NW. y la segunda hacia el SE. pasando su línea divisoria aproximadamente por Madrid

Mas tarde parte de sus materiales constituirían el zocalo de la cuenca herciniana y fueron metamorfizados conjuntamente con los materiales cambrios e infracámbricos que se depositan en esta cuenca (pizarras del Narcea; neis Ollo de sapo?;). Durante el plegamiento herciniano este antiguo zócalo se erigiría en escudo, sirviendo de divisoria a las dos grandes ramas hercinianas actuales: la rama NE. o rama cantábrica y la rama SW. o rama extremeña—portuguesa, la primera vergente al NE y la segunda al SW., repitiéndose de este modo la imagen de las viejas estructuras carélicas en las nuevas montañas hercinianas.

Durante los tiempos terciarios finalmente, el viejo zócalo es exhumado por las fallas terciarias y elevando a manera de horst (47) (48) (46) según está ya unánimemente admitido.

Estas conclusiones emitidas unicamente a titulo de hipótesis de trabajo parecen reforzadas por la circunstancia de que la dirección normal del plegamiento herciniano en España es la varisca. Esta dirección se la encuentra desde Galicia y Extremadura hasta los Pirineos y Catalánides. Unicamente en Asturias el de-

sarrollo de la "rodilla astúrica" dobla locamente los ejes de los pliegues al NE—SW para pasar enseguida a la W—E. en la costa N. asturiana y a NNW—SSE en el paleozoico pirenaico. En cambio en el Guadarrama la dirección de los pliegues es NE SW. Esto fué sin duda lo que hizo creer a Suess y a Lotze en la existencia de un arco herciniano uniendo los pliegues del sistema central a los de Galicia.

En cuanto a la consideración de la posibilidad de que el plegamiento de Toledo sea caledoniano, está ya totalmente desvirtuada, no solo porque el plegamiento toledano es anterior al metamorfismo, sino porque además en España es concordante todo el paleozoico desde el cambrico hasta el Westfaliense; únicamente, como ya hemos indicado en otras ocasiones aparecen extensas lagunas estratigráficas (30) como en Asturias por ejemplo: Arenig-Gediniense; Arenig-Viseense; Llandeilo-Gediniense, que acreditan que en el norte de España, durante la era caledoniana, sólo se produjeron sinorogénias, correspondientes a las fases orogénicas del N. de Europa.

## CONCLUSIONES Y PLAN DE INVESTIGACION

En resumen, pues, de nuestras observaciones podemos sentar como definitivo:

- 1.—Que el plegamiento de Toledo es anterior del depósito del Brioveriense inferior del Narcea y, por tanto, pre-herciniano
- 2.—Que el metamorfismo de Toledo es posterior al plegamiento.

Como probable:

- 1.—Que el metamorfismo de Toledo es herciniano y corresponde a la fase pretectónica geosinclinal que metamorfizó conjuntamente las capas ya plegadas de Toledo y la base de Brieveriense inferior del Narcea.



2.—Que el plegamiento del Guadarrama y sistema central en general tiene las mismas características y edad que el de Toledo.

3.—Que la edad del plegamiento de Toledo corresponde a la fase carélica.

4.—Que el Plegamiento de Toledo haya constituido un escudo estable desde los tiempos cámbricos hasta las postrimerías del Paleozoico.

Para llegar a conclusiones definitivas sobre estos extremos, es necesario, a nuestro modo de ver, estudiar detalladamente las siguientes zonas elegidas estratégicamente a este respecto:

a) Zona de contacto de los neis del Guadarrama con los neis Ollo de Sapo, en el extremo NE. del sistema Central (sierra de Alto Rey).

b) Zona de contacto de los neis de Toledo con el paleozoico de los Montes de Toledo.

c) Obtener un conjunto de cortes tectónicos seriados a través del sistema Central (Gredos, Guadarrama y Somosierra).

Madrid, 10 diciembre 1961.

## RÉSUMÉ

Le noyau métamorphique de la chaîne centrale d'Espagne avait été considéré comme un ancien bouclier archéen. Plus tard Suess et récemment Lotze ont cru voir dans ce noyau une virgation d'orientation NE-SW. de la chaîne hercynienne d'Espagne. La découverte à Toledo d'une tectonique "fantôme", antérieure au métamorphisme hercynien met en évidence l'existence du plus ancien plissement connu en Espagne, que les auteurs comparent à la phase carélique du N. de l'Europe. D'autre part on constate que les migmatites y arctites de Toledo, dérivent d'une série sédimentaire détritique de genèse épicontinentale, dont l'âge doit être antérieur à celui des "schistes du Narcea" en

Asturies qui appartiennent très probablement au briovérien inférieur. La direction des plis est NE-SW. "renegade" par rapport à l'orientation varisque NW-SE normale en Espagne.

### SUMMARY

The metamorphic nucleus of the Spanish central range of mountains had been previously thought an old archaic shield. Later on Suess, and more recently Lotze have both thought of this nucleus as a NE-SW deviation of the Spanish hercinian range of mountains. The finding, in Toledo, of a "phantom tectonic" earlier to the hercinian metamorphism proves the existence of the oldest fold known in Spain. The authors compare it with the carelide of Northern Europe. On the other hand it has been proved that the migmatites and arctonites of Toledo derive from a detritic sedimentary series of epicontinental origin whose age must be previous to the "slates of the Narcea" in Asturias; these being probably of the lower brioverian age. Both the folds of Toledo and the ones of the Guadarrama stand NE-SW, opposite to the normal varisca direction in Spain NW-SE.

## BIBLIOGRAFIA

1. ALIA MEDIA, M.: Observaciones sobre las formaciones neísicas y graníticas del sur de Toledo. Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España. N. 34, págs. 59-75, 4 láms. Madrid, 1954.
2. BARRAS DE ARAGÓN, F. de las: Notas para un estudio preliminar histórico natural de la Sierra de Guadarrama. J. Ampl. Est. I. C. Anales Tomo VIII, núm. 6, págs. 265-345, Madrid, 1912.
3. BARROIS, C ET PRUVOST, P.: Des rélation stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne avec celles du Maine. Ann. Soc. Geol. d. Nord. t. 56. Lille, 1931.
4. CALDERÓN ARANA, S.: Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España. Ac. Soc. Esp. Hist. Nat. Vol. XIII, pág. 50. Madrid, 1884.
5. CALDERÓN ARANA, S.: Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España. An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. XIV. Madrid, 1885.
6. CORTAZAR, D.: Datos geológicos de la provincia de Zamora. Bol. Com. Map. Geol. Esp. T. I., págs. 291-297. Madrid, 1874.
7. CORTAZAR, D.: Expedición Geológica por la provincia de Toledo. Bol. Com. Map. Geol. Esp., T. V. Madrid, 1878.
8. DANTIN CERECEDA, J.: Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. Trs. M. N. Cien. Nat., núm. 9. Madrid, 1912.
9. EZQUENA DEL BAYO, J.: Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España. Mem. R. Ac. Cien. Madrid, T 1 y IV. Madrid, 1850-1859.
10. FERNÁNDEZ NAVARRO, L.: Monografía geológica del valle del Lozoya. T. M. N. C. N., serie geol. núm. 12, 100 págs., 14 láms., 1 map., 10 figuras. 1915.

11. FERNÁNDEZ NAVARRO, L.: Historia geológica de la Península Ibérica. Manuales Corona. 1 vol., 238 págs., 16 fig. Madrid, 1916.
12. FUSTER, J. M. Y FERREL, T.: Explicación de la Hoja núm. 509, Torrelaguna, Map. Geol. de España 1:50.000, I vol., 102 págs., 20 fig. Madrid, 1959.
13. GÓMEZ DE LLARENA, J.: Guía Geológica de los alrededores de Toledo. T. M. N. C. N. Serie Geol. núm. 31, 60 págs. 1923.
14. GÓMEZ DE LLARENA, J.: Bosquejo geográfico geológico de los montes de Toledo. T. M. N. C. N. Serie Geol., núm. 15, pág. 74, 2 map., 8 láms., 9 figs. 1916.
15. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: Itinerario geológico de Toledo a Urda. Trab. Mus. Nac. C. N., núm. 1.; Madrid, 1912.
16. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: Fisiografía e Historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja. Publ. Uni. Valladolid. Pág. 6, Valladolid, 1930.
17. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. Asos. Esp. Prog. y Cien. Cong. Salamanca. Volumen II, págs. 5, 119, 134. 1923.
18. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: Datos geológicos de la Meseta Toledano-Cacereña y de la fosa del Tajo. Mon. R. S. E. H. N., vol. XV, págs. 183-202. 1929.
19. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: Rasgos fundamentales de la constitución e historia geológica del solar Ibérico. Disc. recp. R. A. Cienc. Exca. Fis. Nat. Madrid, 1922.
20. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: Elementos geográficos de la Península Ibérica. Asoc. Ep. Prog. Cienc. Congreso de Granada. 1911.
21. HERNANDEZ PACHECO, E.: Paleogeografía del Solar hispano durante el Paleozoico. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo XLIX, núm. 1-2-3, páginas 2347, 7 figs. Madrid, 1951.
22. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: El cambriano en España. Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp. 1933.
23. LOTZE, F.: Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges Abdh. d. Gess. d. Wiss. z. Cottingen. Methphys. Kl. 14, 3. Berlin, 1929.

24. LOTZE, F.: Zur frage des variszischen Gerwirgzusanmenhange in Sudwesteuropa. Inv. y Prog. año VII, núm. 12, págs. 361-363, 1 fig. Madrid, 1933.
25. LOTZE, F.: Zur Gliederung der Variszischen der Iberischen Meseta. Geotekt. Forch H. 6, p6gs. 78-92, 1 fig. Berlín, 1945.
26. LOTZE, F.: Einige Probleme der Iberischen Meseta. Geotekt. Forch. H. 6, págs. 1-12, 1 fig. Berlín, 1945.
27. LOTZE, F.: El precámbrico en España. Not. y Comu. Ins. Geo. y Min. de España, núm. 60, págs. 227-239. Madrid, 1960.
28. LOTZE, F.: El Cámbrico en España. Not. y Comu. del Ins. Geo. y Min. de España, núm. 61. Madrid, 1961.
29. LLOPIS LLADÓ, N. Y MARTÍNEZ, J. A.: Estudio de Geología Económica de la cuenca alta del Narcea (Asturias). (Inédito). Oviedo, 1959.
30. LLOPIS LLADÓ, N.: Sobre la tectónica de la cuenta carbonífera de Asturias. Estu. Geol., núm. 21, págs. 79-101, con varias figs. Madrid, 1954.
31. LLOPIS LLADÓ Y MARTÍNEZ, J. A.: Crítica al trabajo de F. Lotze: El Precámbrico en España. Brev. Geol. Ast. t. V., págs. 48-51. Oviedo, 1961.
32. MACPHERSON, J.: Ensayo de una historia evolutiva de la Península Ibérica. An. Soc. E. H. N., t. XXX, págs. 123-165. Madrid, 1901.
33. MACPHERSON, J.: Del carácter de las dislocaciones de la Península Ibérica. An. Soc. E. H. N., 17,33. Madrid, 1888.
34. MALLADA, L.: Explicación del mapa geológico de España. Sistema Cámbrico y Silúrico. Mem. Com. Map. Geo. Esp. Tomo II, 515 págs., 3, 36 figs. Madrid, 1896.
35. MARCET, J.: Nous minerales i roques de la zona metamórfica de Toledo. But. Inst. Cat. Hist. Nat. T. XX. Barcelona, 1920.
36. MARCET, v.: La zona metamórfica de Toledo. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat. 2 serie, tomo VI. Barcelona, 1926.
37. PARGA PONDAL, J.: Observaciones y problemas geológicos de Galicia. Not. y Comu. I. Geo. Min. de Esp., núm. 59, págs. 333-358. Madrid, 1960.
38. DE LA PEÑA, A.: Reseña geológica de la provincia de Toledo. Bil. Com. Map. Geo. Esp. T. III. Madrid, 1876.

39. PRADO, C. DEL: Memoria sobre la geología de Almadén de una parte de Sierra Morena y de las montañas de Toledo. Bull. Soc. Geol. France. T. XII. París, 1855.
40. PRADO, C. DEL: Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística, pág. 219. Madrid, 1864.
41. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., FUSTER, J. N., Y DE PEDRO, F.: Explicación de la Hoja núm. 583 S. Lorenzo de El Escorial Mapa Geol de España. 1:50.000, 1 lám. 1 map. Madrid, 1956.
42. SCHRÓDER, E.: Das Grenzgebiet von Guadarama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien) Abhand. der Genel. der Wiss Göttingen, Math-Phys Kl. N. Fig. Vol. XVI, núm. 3, págs. 680-748. Berlín, 1930.
43. STAUB, R.: "Gedanken zur Tektonik Spaniens" Vierteljahr d. Naturf. Geiss. Zürich, 1926.
44. SUESS, E.: Das Antlitz der Erde. Leipzig, 1886-1910.
45. TEMPLADO, D., HERNÁNDEZ PACHECO, F. Y MESEGUER, S.: Memoria explicativa de la Hoja núm. 629, Toledo (Mapa geológico 1:50.000), 1 vol., 52 págs., 1 fig., 9 láms. Madrid, 1946.
46. TERÁN, M., SOLÉ, L., LLOPIS, N.: Geografía de España. Vol. I El relieve. 1 vil. 497 págs., 186 figs., 46 láms. Barcelona, 1951.
47. VIDAL BOX, C.: Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central (prov. de Alava). Bol. R. S. E. H. N., vol. 37. 1937.
48. VIDAL BOX, C.: Edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes islas. Las Ciencias, año IX, núm. 1, págs. 83-111. Madrid, 1944.