

CARBAJALES DE ALBA
368/12-15
DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA
INFORME TECTONICO

CARBAJALES DE ALBA

368
12-15

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

INFORME TECTONICO

I. INFORME TECTONICO

<u>INDICE</u>	<u>PAG.</u>
1. INTRODUCCION	1
2. NIVELES ESTRUCTURALES ESTABLECIDOS	1
3. OROGENIAS	2
3.1. Deformaciones Asinticas (Precambricas)	3
3.2. Deformaciones Sárdicas (Antecordilleras)	3
3.3. Deformaciones Tectónicas (Cordilleras Alpidicas) ..	4
3.4. Deformaciones Eriacas (Inter cordilleras)	4
3.5. Deformaciones Hercínicas	5
3.6. Deformaciones Alpidicas	6
4. ANALISIS TECTONICO	7
4.1. Los pliegues I	7
4.2. La esquistosidad S_1	7
4.3. Relación $S_0-S_1-L_1$	7
4.4. Los pliegues II	7
4.5. La esquistosidad S_2	8
4.6. Las deformaciones tardías	9
4.6.1. Los kink-bands	9
4.6.2. Los decrochements	9
4.6.3. Las fracturas en general	9
4.6.4. Los chevron-folds	9

I. INFORME TECTÓNICO

1. Introducción

En toda región plegada el estudio microtectónico asociado al de las megaestructuras, permite hacerse una idea respecto a los mecanismos que han intervenido en la estructuración y deformación de la misma.

Normalmente en toda región se pueden distinguir una serie de zonas, en las cuales la deformación presenta unas características relativamente constantes.

Se denominan niveles estructurales a los diferentes dominios de la corteza en los que los mecanismos dominantes de la deformación permanecen iguales. Todo nivel estructural, representa un cierto grado de presión y temperatura. Para un tipo tectónico dado y para una misma litología, el trazado de un nivel estructural depende estrechamente del grado geotérmico que liga la presión y temperatura en la zona considerada, y puede ser definido por un cierto conjunto de caracteres, tales como potencia y profundidad de la deformación, simetría de las estructuras, direcciones principales de pliegues y fracturas, etc.

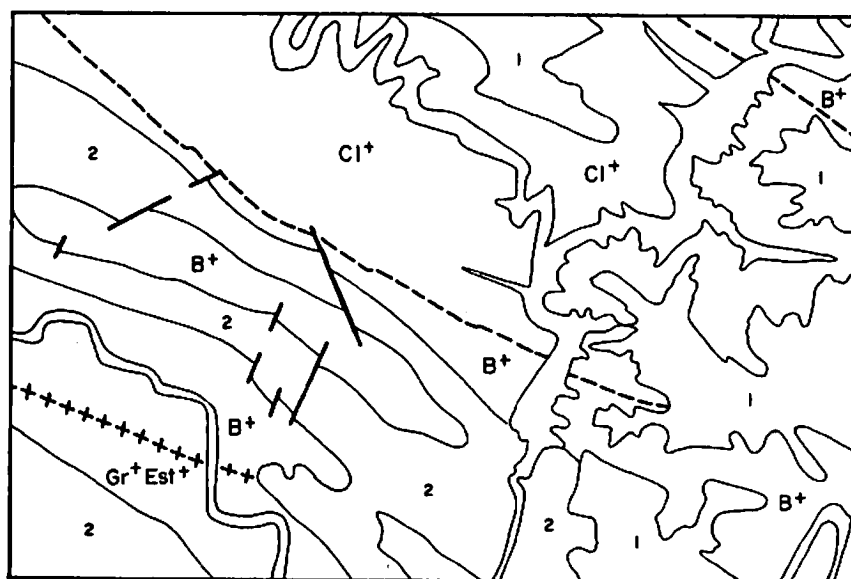
El estudio sistemático de las microestructuras, permite precisar la geometría de las mismas y obtener conclusiones sobre la evolución tectónica del nivel considerado.

2. Niveles estructurales establecidos

Sin tener en cuenta los afloramientos graníticos, a efectos tectónicos se han establecido dos niveles estructurales correspondientes al Precámbrico-Paleozoico por una parte y a los se-

dimentos terciarios por otra. El primero de ellos pertenece al nivel estructural inferior y por su grado de metamorfismo se puede subdividir a su vez en dos dominios: Dominio Epizonal, afectado por metamorfismo de bajo grado y Dominio Mesozonal con metamorfismo medio-alto. Este último, a grandes rasgos, corresponde a los materiales de Preordovícico, y el epizonal, a los del Ordovícico-Devónico.

En el dominio mesozonal se alcanza la isograda de la sillimanita y los materiales más antiguos están afectados por foliación intensa. En el dominio epizonal todas las rocas presentes están afectadas por una fuerte esquistosidad de flujo, siendo el metamorfismo, en general más bajo que el correspondiente a la isograda de la biotita. En el nivel estructural correspondiente al Terciario se desarrolla una tectónica de fracturación que se manifiesta únicamente por un diaclasado poco neto. Por tanto en este informe se estudian con cierto detalle solo las deformaciones que caracterizan al nivel estructural inferior.



----- Isograda de la biotita

+++++ Isograda granate-estaurolita

1 Sedimentos postorogénicos

2 Granitos

3. Orogenias

3.1. Deformaciones Asinticas(Precàmbricas)

En la zona Suroccidental de la Hoja afloran unos materiales que pudieran ser Precàmbricos. Se trata de una formaciòn de neises glandulares, asimilables al denominado "ollo de sapo" en facies de grano fino. Se encuentran afectados por una fuerte foliaciòn hercínica que ha borrado practicamente cualquier otra deformaciòn anterior. Del estudio en làmina delgada de estos neises se observan en ocasiones minerales que pudieran presentar alguna estructura relictu, pero hasta el presente no disponemos de datos suficientes que nos permitan afirmar la presencia en ellos de una fase Precàmbrica. Por otra parte, por lo observado en otros sectores del macizo Hespèrico, parece ser que las deformaciones precàmbricas, cuando se manifiestan, no son muy intensas aunque en algunos sectores den lugar a discordancias angulares.

3.2. Deformaciones Sàrdicas (Anteordovìcicas)

En la regiòn de Moncorvo (Portugal) ha sido citada la existencia de un conglomerado de tipo "tilloide", situado inmediatamente bajo las cuarcitas del Arenig (TEIXEIRA, 1954). Este conglomerado representarla la fase Sàrdica.

MARTINEZ GARCIA (1971), considera que la fase Sàrdica también se deja sentir en la regiòn de la Sanabria, donde produce abombamientos de gran radio, con posible intrusiòn de granitos anorogènicos.

En el àrea abarcada por esta Hoja no hemos podido establecer ningùn suceso tectònico que nos señale la presencia de dicha fase. No obstante en la esquina SW. de la Hoja de CORESES (13-15) aparece un conglomerado con abundante matriz pelítica

y cantos de cuarcita fragmentados, situados por debajo de las cuarcitas del Arenig y que pudiera correlacionarse con el conglomerado de Moncorvo, representando entonces la fase Sàrdica.

3.3. Deformaciones Tectónicas (Ordovícico-Silúrico)

Algunos autores (MATTE, 1968; RIEMER, 1963), han señalado la existencia de movimientos corticales en el límite Ordovícico-Silúrico en el NW de España.

Al norte de la Hoja que nos ocupa ha sido señalada la presencia de conglomerados por encima de las cuarcitas del Arenig. Las localidades citadas han sido Losacio (MARTINEZ GARICA, 1971) y N. de Carbajales (QUIROGA, 1976). Estos conglomerados están muy deformados y los cantos estirados. La falta de dataciones paleontológicas de las pizarras situadas a techo y consideradas del Llandeilo hace que el significado de estos conglomerados no esté claro. En el caso de que las pizarras anteriormente citadas no correspondieran al Ordovícico Medio-Superior los conglomerados pudieran señalar los efectos de la fase Tectónica.

3.4. Deformaciones Ericas (Intrasilúricas)

De las investigaciones realizadas en el NO. de Zamora MARTINEZ GARCIA (1971), considera que la fase Erica está perfectamente señalada por la presencia de conglomerados en la base de un silúrico datado como Wenlok-Ludlow. En estos conglomerados aparecen, según el citado autor, rocas metamórficas que señalarían la existencia de un metamorfismo y una deformación prehercínica, ligada a una orogenia Caledónica.

En Portugal, RIBEIRO (1974) señala que en el dominio de Trás-os-Montes, existen dos Silúricos discordantes entre sí, situándose el límite entre ambos dentro del Llandovery. Esta dis

cordancia se habría originado por movimientos con basculación y erosión, sin llegarse en ningún caso a deformaciones importantes.

En el estudio de la continuación oriental del sinclinal de San Vitero y basandose en las dataciones paleontológicas suministradas por abundantes yacimientos, QUIROGA (1977), señala la presencia de un Silúrico inferior (Taranón), sobre el que se encuentra discordante y transgresivo un Silúrico superior (Wenlok-Pridoliense) de tal forma que en algunos parajes, el Pridoliense llega a apoyarse sobre las pizarras consideradas del Llandeilo. En algunos lugares (Manzanal del Barco), aparece en la base un fanglomerado con cantos deformados y afectados por la esquistosidad principal. De todas formas la discordancia no aparece muy manifiesta debido a la complejidad tectónica de la región, al poco relieve, y seguramente al pequeño ángulo discordante entre ambos silúricos. En esta zona la inestabilidad de la cuenca de sedimentación silúrica se manifiesta por los materiales volcánicos intercalados en la serie y por los deslizamientos tipo "Slump" observados.

3.5. Deformaciones Hercínicas

Con posterioridad al depósito del Devónico Inferior (Emsien se), los materiales presentan en la cuenca han sido afectados por varias deformaciones sucesivas, dentro de las cuales destacamos tres momentos importantes, en virtud de las estructuras que originan.

En el primer momento o fase importante de deformación, se desarrollan las grandes estructuras de la región (sinclinal de Carbajales), a la que se asocian pliegues isoclinales que presentan esquistosidad de flujo de plano axial, correspondiendo a la esquistosidad regional más patente.

Al final de este período de deformación o muy próximo en el tiempo se desarrolla una tectónica tangencial que da lugar a pequeños empujamientos y fallas inversas. Asociados a estos empujes aparecen pliegues subhorizontales, con esquistosidad de crenulación de plano axial y otras deformaciones menores de tipo chevron.

Seguramente coincidiendo con el final de este período, se instala la granodiorita de El Indio-Pan de Azúcar.

La siguiente fase de deformación orienta esta granodiorita llegando en ocasiones a estar muy deformada, remodela las estructuras preexistentes y da lugar a antiformas y sinformas (Villadiego). Los pliegues asociados a esta fase presentan esquistosidad de crenulación de plano axial y aparecen subverticales.

Posteriormente se instalan los granitos adamelíticos del SW. (Villardiego), aprovechando las zonas de debilidad que representan las antiformas de la fase anterior (Martínez FERNÁNDEZ, 1974).

Al final del ciclo hercínico tienen lugar ligeros abombamientos de amplia longitud de onda, con dirección transversal a las anteriores estructuras, señalados por el cabeceo de las lineaciones L_1 y L_2 . Así mismo se desarrollan king-bands, chevron-folds, decrochements y fracturas en general.

3.6. Deformaciones Alpidicas

Los materiales terciarios están afectados por una tectónica de fracturación que origina dos sistemas fundamentales de diaclasas y algunas fallas directas, con posterior basculamiento de algunos bloques. En ocasiones parece detectarse un rejuego del zocalo que se refleja en inestabilidades en la cobertera.

4. Análisis tectónico

4.1. Los pliegues I:

Consideramos como pliegues I propiamente dichos, aquellos que presentan esquistosidad de flujo de plano axial. La dirección de los ejes de los mismos es NO-SE. Suelen ser de tipo - similar isoclinales.

En el dominio mesozonal la esquistosidad de flujo queda - sustituida por una foliación muy marcada, con neoformación de micas.

4.2. La esquistosidad S_1 :

Paralelamente al plano axial de los pliegues I, se desarrolla una esquistosidad de flujo caracterizada por recristalizaciones orientadas y sincinemáticas. En lámina delgada la S_1 se caracteriza por una orientación de micas de neoformación y por un estiramiento de los granos de cuarzo y de feldespato.

La S_1 se encuentra omnipresente en todas las rocas que constituyen el Precámbrico-Paleozoico.

4.3. Relación S_0 - S_1 - L_1 :

Se ha construido un diagrama de proyección estereográfica para las cuarcitas del Arenig, dado la abundancia de pliegues que presentan, y otro para el diaclasado que aparece en todo el nivel estructural inferior.

La lineación L_1 coincide con los ejes de los pliegues.

4.4. Los pliegues II

La fase II produce estructuras importantes con pliegues an

plios , tal como la antiforma de Villadepera, con ejes de dirección subparalela a los de la fase I y pliegues menores, de carácter métrico muy netos en el dominio epizonal, especialmente en los niveles lúdicos.

Estos pliegues son simétricos, de plano axial subvertical, pliegan la S_1 y desarrollan una esquistosidad de plano axial. La dirección del eje de los mismos es subparalela a los de fase I.

4.5. La esquistosidad S_2 .

Asocian los pliegues II una esquistosidad de crenulación, grosera, es decir con superficies separadas, aunque su estilo varía un poco con respecto a la litología y al nivel estructural considerado. Lo más frecuente es una esquistosidad de tipo strain-slip.

4.6. Deformaciones tardías

4.6.1. Los kink-bands.

Las estructuras planares establecidas están deformadas por pequeños pliegues angulares centimétricos. Estas deformaciones se presentan como bandas comprendidas entre planos paralelos, en el interior de las cuales la S_1 sufre una rotación. Suelen aparecer en series con fuerte anisotropía y son considerados clásicamente como engendrados por fases tectónicas superficiales.

4.6.2. Los decrochamientos

Se desarrollan transversales a las estructuras y afectan tanto al paleozoico como a los granitos. La dirección predominante es NNE-SSW, apareciendo otros conjugados, tales como los que afectan a la granodiorita en el centro de la Hoja.

4.6.3. Las fracturas en general

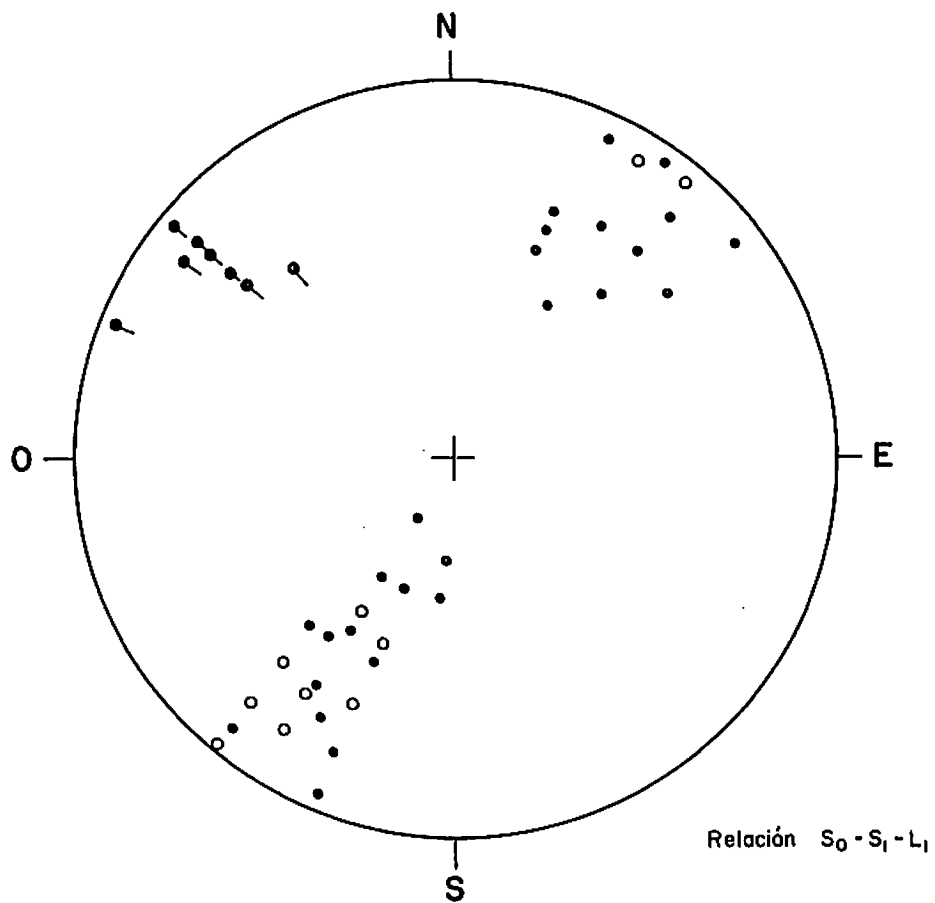
Incluimos aquí fallas de salto centimétrico y diaclasas. Existen varias familias conjugadas y diversos momentos de fracturación, algunos relacionados ya con el ciclo alpídico. Las direcciones principales de fracturación son NNE-SSW, NW-SE, N-S.

Se han medido diversas diaclasas, tanto dentro del zócalo como en la cobertera, cuyas proyecciones se acompañan.

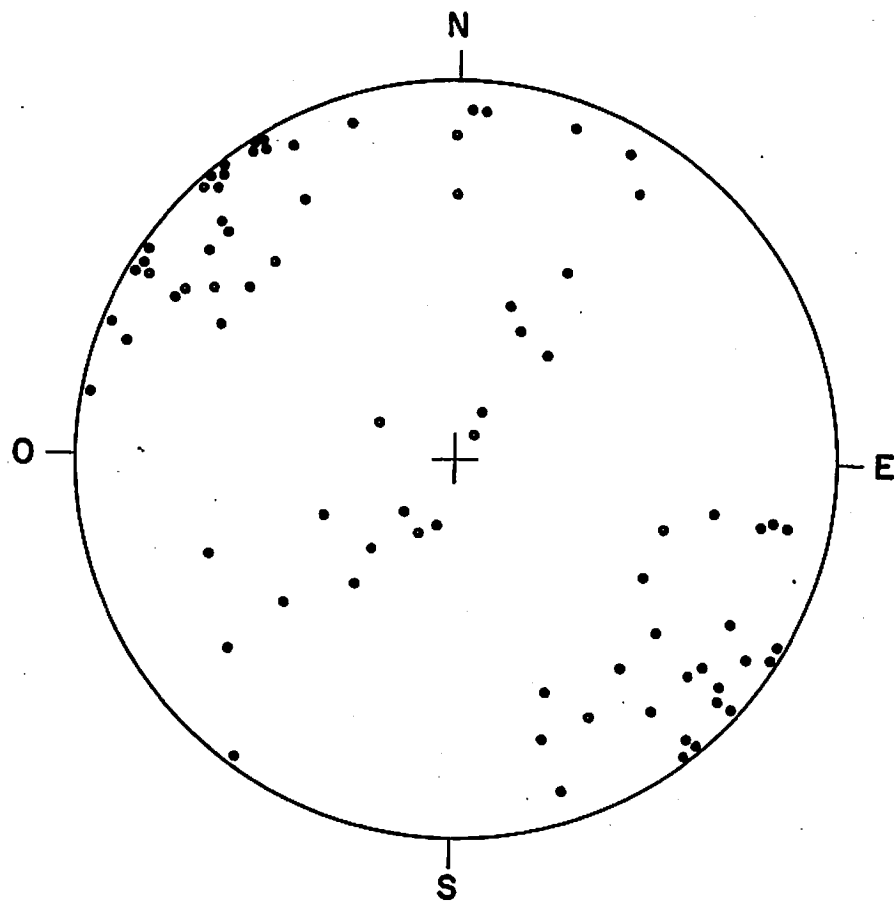
4.6.4. Los chevron-folds

Se desarrollan fundamentalmente en la franja próxima a la falla inversa de Castillo de Alba-Almendra, afectando a alternancias de calizas-pizarras y a niveles pelíticos demarcada a-

nisotropia. Las dimensiones de los pliegues son variables, de tamaño centimétrico a métrico.



- Polos de los planos de estratificación S_0
- Polos de los planos de esquistosidad S_1
- Ejes de los pliegues I



• DIACLASAS (Paleozóico)