

NUEVAS APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA EVOLUCION TECTONO-
METAMORFICA DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL (NW DE ESPAÑA)

MARCOS, A., MARQUINEZ, J., PEREZ-ESTAUN, A., PULGAR, J.A. y
BASTIDA, F.

RESUMEN

El Complejo de Cabo Ortegal es una unidad alóctona consti-
tuida en gran parte por rocas ultrabásicas, básicas y neises.
Estas rocas han sufrido un metamorfismo polifásico en el que
se distinguen cuatro episodios, de forma que el grado más ele-
vado se alcanza durante la primera fase (facies granulita y
eclogita), teniendo lugar después una retrogradación progresi-
va hasta la facies de los esquistos verdes. La evolución de la
deformación ha tenido también lugar en cuatro fases, de forma
que la primera es posterior a los dos primeros episodios meta-
mórficos. Las tres primeras fases de deformación representan
una importante deformación por cizalla tangencial, mientras
que la cuarta da lugar al amplio sinforme en cuyo núcleo se si-
túa el complejo. Las rocas de Cabo Ortegal representan proba-
blemente una secuencia ofiolítica subducida durante el Ordoví-
cico y obducida con posterioridad al Devónico inferior como con-
secuencia de una colisión continental.

ABSTRACT

The Cabo Ortegal Complex is an allochthonous unit made up
of ultrabasic rocks, basic rocks and gneisses. These rocks have
suffered a poliphasic metamorphism in which four episodes can
be established. The highest degree of metamorphism (granulitic
and eclogitic facies) took place during the first phase follo-
wed afterwards by a progressive retrogression to greenschist fa-
cies. Four phases of deformation can also be distinguished being
the first later than the first two metamorphic episodes.

The three earlier tectonic phases represent an important shear deformation while the fourth gives way to the wide sinform of Cabo Ortegal. The rocks of the Cabo Ortegal Complex would be an ophiolitic sequence subducted during Ordovician times and obducted after the lower Devonian, due to a continental collision.

INTRODUCCION

El complejo de Cabo Ortegal es una de las unidades catázonales existentes en la parte interna del Orogéno Herciniano del NW de la Península Ibérica, caracterizadas por la presencia de las rocas básicas y ultrabásicas.

La posición tectónica, edad y significado del Complejo de Cabo Ortegal, así como su evolución petrológica y estructural, han sido y son objeto de gran controversia, habiéndose interpretado de maneras muy diferentes. En el presente trabajo, se esboza un nuevo modelo de la evolución metamórfica y estructural del complejo, a la vez que se realiza un intento de clarificación de su significado geotectónico.

LOS MATERIALES

En el Complejo de Cabo Ortegá, pueden distinguirse varias unidades superpuestas (Figs. 1 y 2) que, de abajo a arriba, son:

- Unidad de Moeche
- Unidad de Cedeira
- Unidad de la Capelada

La Unidad de Moeche consta de dos conjuntos litológicos separados por contactos tectónicos:

- El Grupo Moeche
- Las Anfibolitas de Purrido

El Grupo Moeche (FERNANDEZ POMPA y otros 1976; ARENAS y PEINADO 1981) está formado por pizarras de bajo grado metamórfico, que presentan algunos niveles de cherts, metabasaltos, metarriolitas, brechas volcánicas y algunos lentejones calcáreos. En estos últimos, MEER MOHR (1975) ha citado una fauna constituida por crinoideos, briozoos, corales y algunos foraminíferos que dan una edad más joven que el Ordovícico medio.

Las Anfibolitas de Purrido representan una formación muy uniforme en cuanto a facies y composición, alcanzando un espesor mínimo de 1800 m. Su quimismo es próximo al de las dioritas de composición graboica (VOGEL 1967). Entre las anfibolitas, se intercalan muy localmente bandas de cloritoesquistos con granate, cuya composición corresponde a rocas sedimentarias (VOGEL op. cit.).

Las unidades de Cedeira y de La Capelada presentan características similares, con rocas intensamente deformadas y con un metamorfismo de alto grado. La reconstrucción estructural realizada en dichas unidades sugiere que la sucesión de rocas está compuesta de abajo a arriba por rocas ultrabásicas, básicas, y neises.

Las rocas ultrabásicas han sufrido una intensa serpentini-zación que dificulta el reconocimiento de sus características originales, siendo el tipo de roca más frecuente la peridotita

con espinela y pargasita. Estas rocas presentan una laminación en bandas de 0,5 a 5 cm. que se debe a variaciones en el contenido de olivino y piroxeno.

En las rocas básicas, VOGEL (1967) ha distinguido dos formaciones denominadas Bacariza y Candelaria (Fig. 1); ambas presentan una fuerte foliación y son muy heterogéneas. Están constituidas por anfibolitas entre las que existen relictos de granulitas básicas.

En cuanto a los neises, VOGEL (op. cit.) ha distinguido tres formaciones denominadas Neises de Chimparra, Neises Bandeados o de Masanteo y Neises de Cariño.

Los Neises de Chimparra son generalmente neises de dos micas con textura milonítica; son pobres en feldespato potásico y presentan una fuerte migmatización. Tanto sus relaciones de campo como su composición revelan que se trata de neises paraderivados.

Los Neises Bandeados o de Mesanteo son neises glandulares de grano medio a fino, planares o plano lineares y con textura milonítica. En ellos, existen niveles de esquistos e inclusiones de rocas máficas que en algunos casos derivan de eclogitas. Poseen, al igual que las anteriores, un carácter migmatítico, aunque éste es difícil de observar debido a la milonitización posterior. Entre estos neises, aparecen en la unidad de La Capelada niveles de eclogitas, entre los que destaca uno de 100 a 150 m. de espesor. Los análisis químicos indican que estas eclogitas derivan, por metamorfismo progresivo de rocas magmáticas, clasificadas como toleitas o toleitas con olivino.

Los Neises de Cariño incluyen una gran variedad de tipos litológicos en los que puede observarse un bandeo de origen tectónico, formado probablemente a espensas de otro sedimentario previo. Se distinguen principalmente dos tipos de neises: uno samítico con textura granoblástica y otro pelítico con textura lepidoblástica. Los neises más frecuentes son los que presentan dos micas y granate. El contacto de los Neises de Cariño con los de Mesanteo es gradual aunque rápido.

METAMORFISMO

El metamorfismo del Complejo de Cabo Ortegaleal ha sido estudiado principalmente por VOGEL (1967), habiendo aparecido posteriormente algunas aportaciones debidas a ENGELS (1972), DEN TEX y otros (1972) y KUIJPER (1979).

En la Unidad de Moeche, las rocas pelíticas presentan paragénesis indicativas de un metamorfismo de bajo grado, mientras que las anfibolitas de Purrido han sufrido un metamorfismo en facies anfibolítica, habiendo sido afectadas posteriormente por una retrogradación a la facies de los esquistos verdes.

En las unidades de Cedeira y de La Capelada, todas las rocas han sufrido una historia metamórfica similar, que corresponde a un metamorfismo polifásico, en el cual, el grado más elevado se alcanza durante la primera fase (M_1) y va seguido de una retrogradación progresiva (M_2 - M_3) hasta la facies de los esquistos verdes (M_4). Las características del metamorfismo de las sucesivas fases, para los distintos tipos litológicos presentes en estas unidades, se encuentran resumidas en la Fig.3.

Por lo que se refiere a la primera fase (M_1), el estudio de las rocas básicas de las formaciones Candelaria y Bacariza y las incluidas en los Neises de Mesanteo permiten concluir que estas rocas fueron sometidas a metamorfismo en facies granulítica y eclogítica.

Durante la segunda fase metamórfica (M_2) se mantienen las condiciones de la facies granulítica, experimentando las rocas básicas de la Formación Bacariza y los neises de Chimparra y de Mesanteo una anatexia parcial. Durante esta fase debió tener lugar un incremento en la presión de fluidos, manteniéndose iguales o ligeramente inferiores, con relación a la fase anterior, los valores de P y T.

En la siguiente etapa de retrogradación (M_3), las eclogitas y granulitas sufren una anfibolitización intensa, transformándose en anfibolitas y anfibolitas con granate, a la vez que en las rocas ultrabásicas y neises, las asociaciones catazonales previas son reemplazadas por otras estables en facies anfibolítica

Esta retrogradación es acompañada por una intensa milonitización de todas las rocas.

Por último, en la fase final (M_4), las paragénesis anteriores de las rocas básicas y de los neises son substituidas por otras estables en la facies de los esquistos verdes; simultáneamente, las rocas ultrabásicas sufren una intensa milonitización.

ESTRUCTURA

El Complejo de Cabo Ortegaleja está limitado con las rocas circundantes por contactos tectónicos y ocupa el núcleo de un sinforme amplio. ^(Fig. 2) El análisis de la estructura de este complejo requiere considerar separadamente la Unidad de Moeche, por un lado, y las unidades de Cedeira y de La Capelada por otro, ya que las historias respectivas de la deformación son muy diferentes.

La Unidad de Moeche

La estructura de esta unidad no está bien establecida en detalle, debido en parte a las dificultades causadas por el tipo de materiales que la componen.

Las rocas del Grupo de Moeche muestran una esquistosidad generalizada de tipo "slaty cleavage" o esquistosidad grosera, según los materiales; su relación con otras estructuras no es bien conocida por el momento.

Las Anfibolitas de Purrido presentan una estructura simple. Dejando aparte los cabalgamientos que las limitan, la estructura más notable es una esquistosidad bien desarrollada definida por la orientación de los anfíboles; en ningún caso se observan pliegues en relación con esta esquistosidad que, sin embargo, aparece en ocasiones afectada por pliegues de pequeño tamaño que pueden asignarse a dos generaciones. Los pliegues de la primera generación aparecen concentrados en bandas centimétricas o decimétricas y presentan siempre una vergencia en la dirección del buzamiento general de la esquistosidad (ENGELS 1972). Los pliegues de la segunda generación presentan una vergencia contraria

que es sin embargo concordante con su posición en el flanco W del sinforme de Cabo Ortegual y que deben ser asignados por tanto al episodio de deformación que dio lugar a esta estructura. Las características de la esquistosidad sugieren que ésta representa una foliación milonítica asociada a los cabalgamientos que limitan a las anfibolitas, a los cuales parecen asociarse también los pliegues de la primera generación, que representan una importante deformación dúctil por cizalla.

En síntesis, las primeras estructuras observables en la Unidad de Moeche parecen ser los cabalgamientos que la limitan, en relación con los cuales tiene lugar una milonitización en las anfibolitas de Purrido con desarrollo de pequeños pliegues que deforman a la fábrica previamente originada. En relación con este episodio, podría haberse formado también la esquistosidad desarrollada en el Grupo Moeche. Estas estructuras parecen correlacionarse con las originadas en otras zonas del orógeno herciniano del NW de la Península durante la segunda fase de deformación (BASTIDA y otros, en prensa), mientras que en la fase siguiente (3ª fase en el contexto del orógeno herciniano del NW de la Península) se origina la estructura sinformal característica del complejo.

Las unidades de Cedeira y de La Capelada

La estructura macroscópica de estas unidades (Fig. 2) está caracterizada por una serie de grandes pliegues muy apretados, cortados por cabalgamientos, estando todo este conjunto deformado por un amplio sinforme y afectado por algunas fallas tardías. Sin embargo, la estructura de detalle es más compleja, lo que ha llevado a algunos autores a distinguir hasta cinco fases de deformación (VOGEL 1967, ENGELS 1972, ARPS y otros 1977, DEN TEX 1981). Estos autores, basándose en diversos criterios fundamentalmente petrológicos y en algunos datos isotópicos de edad, asignan las tres primeras fases a una deformación prehercínica. No obstante, los nuevos datos de que se dispone nos han permitido establecer un esquema de generación de estructuras algo distinto y una evolución tectónica netamente diferente. Una síntesis de este esquema evolutivo y su relación con los episodios de metamorfismo y magmatismo, puede verse en la Fig. 4, habiéndose distinguido cuatro fases de deformación.

En la primera fase de deformación (D_1), tiene lugar una milonitización general de las rocas, sin que se observen otras estructuras en relación con la foliación milonítica. Este primer episodio de deformación es posterior a los metamórficos de alto grado (M_1 y M_2).

Durante la segunda fase de deformación (D_2), se originan grandes pliegues acostados isoclinales que deforman claramente a la foliación milonítica anterior. En relación con estos pliegues aparecen una serie de pliegues menores, siempre muy apretados y frecuentemente con carácter intrafoliar, presentando sus ejes una dirección aproximada N-S.

En la tercera fase de deformación (D_3), se originan los cabalgamientos que limitan a las unidades de Cedeira y de La Capelada y algunas estructuras a pequeña escala, tales como pliegues menores y zonas de cizalla. La geometría de estos cabalgamientos no es sencilla en detalle, al no tratarse de simples superficies de fractura sino más bien de zonas de deformación intensa con varias superficies de discontinuidad. Los pliegues menores asociados presentan a menudo charnelas curvas, lo que ha llevado a atribuir erróneamente muchos de estos pliegues a otros episodios de deformación, al tomar como criterio las diferentes orientaciones axiales.

La cuarta fase de deformación (D_4) da lugar al gran sinforme en cuyo núcleo se sitúa Cabo Ortegal. En relación con este sinforme, se originan pliegues de varios órdenes de dimensiones, con ejes NE-SW y planos axiales fuertemente inclinados.

La estructura interna que acabamos de describir para el Complejo de Cabo Ortegal, implicando una importante deformación por cizalla en relación con una tectónica tangencial, unida a la posición del complejo en el núcleo de un sinforme y al carácter tectónico de sus contactos, es acorde con el carácter alóctono del complejo, lo cual parece hoy en día incuestionable, independientemente de la edad y origen de las rocas catazonales que en él existen. Por otra parte, esta afirmación está de acuerdo con las características de los demás complejos catazonales que aparecen en el NW de la Península.

INTERPRETACION GEOTECTONICA

Dejando aparte la Unidad de Moeche, en el Complejo de Cabo Ortegal se reconoce una sucesión constituida por rocas ultrabásicas, básicas y neises. La geoquímica de las rocas básicas pone de manifiesto la relación entre todas ellas y su carácter probablemente oceánico (PEREZ ESTAUN 1982). Estas características sugieren la hipótesis de que estas rocas representen una secuencia ofiolítica. De acuerdo con los datos de edad absoluta disponibles (MARCOS 1982), y en concordancia con la hipótesis anterior estas rocas habrían sufrido una subducción durante el Ordovícico y, como consecuencia, un metamorfismo catazonal, habiendo finalizado este proceso en el Devónico inferior. Posteriormente, al tener lugar una colisión continental, estos materiales habrían sido obducidos, produciéndose una milonitización general y grandes pliegues acostados que, a causa de los cabalgamientos posteriores, son colocados sobre el Dominio del Olló de Sapo (parte oriental de la Zona Centroibérica), siendo finalmente replegados. Durante la obducción tiene lugar además un metamorfismo en facies anfibolítica o de los esquistos verdes, de tipo intermedio de baja presión.

BIBLIOGRAFIA

- ARENAS, R. y PEINADO, M. (1981).- Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas en las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. Cuad. Geol. Ibérica, 7, 105-119. Madrid.
- ARPS, C.E.S., CALSTEREN, P.W.C. van, HILGEN, J.D., KUIJPER, R.P. y DEN TEX, E. (1977).- Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. Leidse Geol. Meded., 51, 63-94.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., MARTINEZ CATALAN, J.R., PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (en prensa).- Mapa geológico de España, E. 1:200.000. Hoja de La Coruña. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

- DEN TEX, E. (1981).- A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia. Geol. Mij., 1, 33-40.
- DEN TEX, E., ENGELS, J.P. y VOGEL, D.E. (1972).- A high-pressure intermediate-temperatura facies series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain). 24th IGC, Sec. Rept., 64-73.
- ENGELS, J.P. (1972).- The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain): a structural and petrofabric study. Leidse Geol. Meded., 48, 83-133.
- FERNANDEZ POMPA, F. y FERNANDEZ MARTINEZ, F. (1976).- Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, hoja nº 1 (Cariño). Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- KUIJPER, R.P. (1979).- U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (NW Spain). Lab. Isotopen-Geol., 5, 101 pp.
- MARCOS, A. (1982).- Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). Brev. Geol. Astúrica, 1-2, 1-11.
- MEER MOHR, C.G. van der (1975).- The Paleozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 49, 487-497.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1982).- Características geoquímicas de las rocas básicas del Complejo de Cabo Ortegal: revisión de los datos existentes. Brev. Geol. Astúrica, 3-4, 26-32.
- VOGEL, D.E. (1967).- Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 40, 121-213.

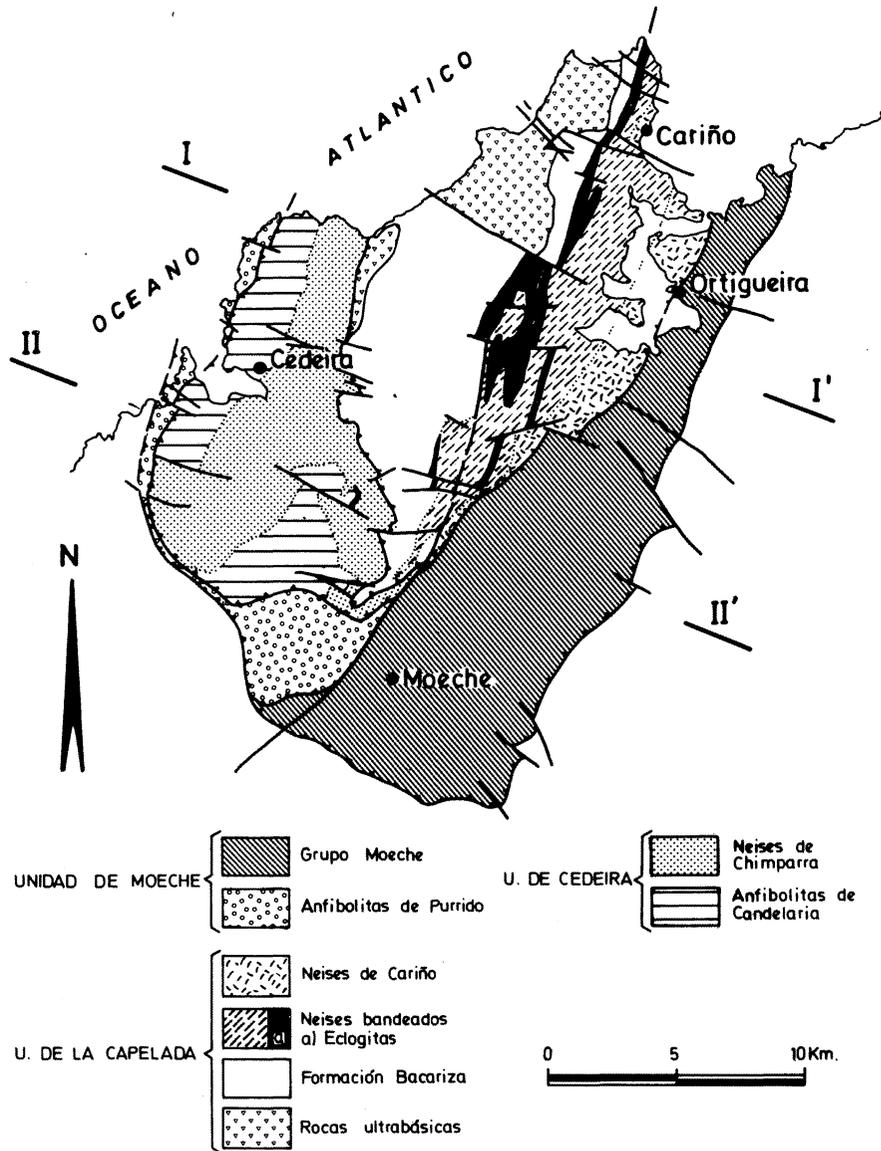


Fig. 1.- Esquema geológico del Complejo de Cabo Ortegal.

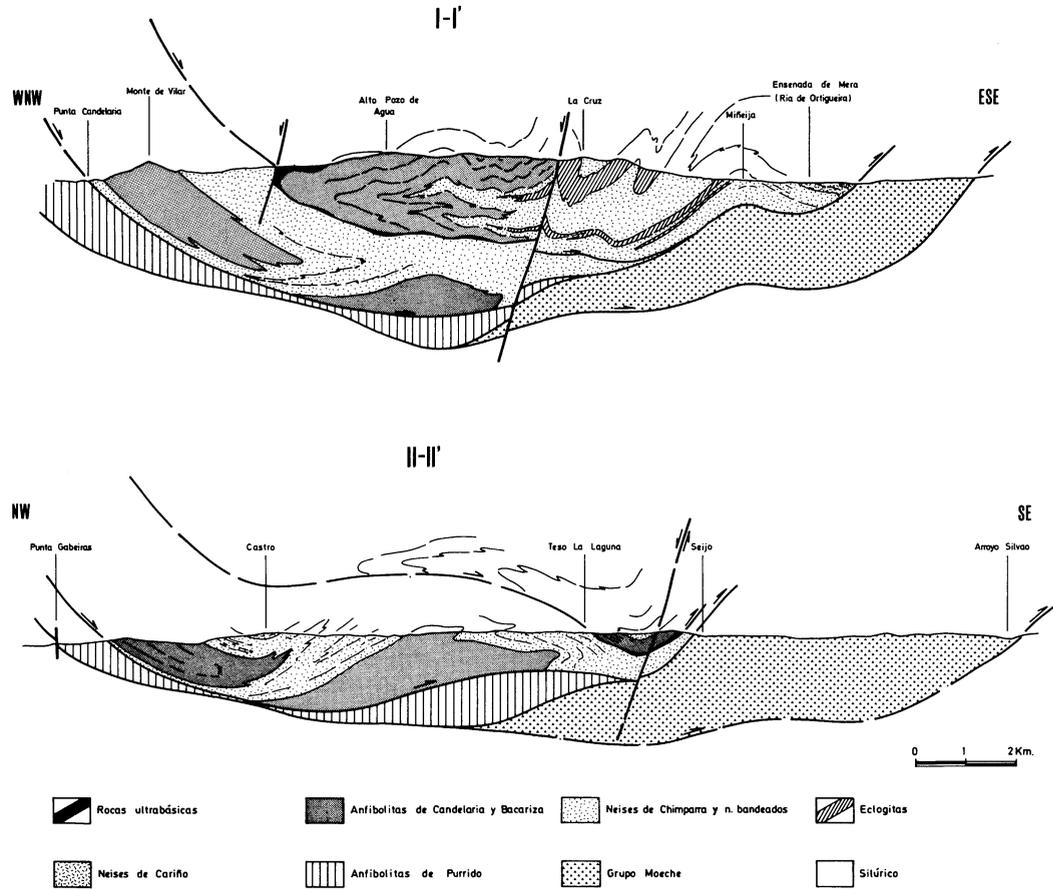


Fig. 2.- Cortes geológicos del Complejo de Cabo Ortegual; la situación se muestra en el esquema de la Fig. 1.

		ROCAS BASICAS	PARANEISES	ROCAS ULTRABASICAS
M ₁	Facies eclogítica	cpx+gr+q±zso	q+pg+bi+gr±ci	gr+cpx+opx+ol±anf±esp
	Facies granulítica (subfacies cpx-gr)	cpx+gr+pg±βzo	q+pg+m+bi+gr±ci	
M ₂	Facies granulítica (subf. hb-cpx-gr)	cpx+gr+pg+hb ₁ Anatexia parcial	q+pg+m+bi+gr±ci	
M ₃	Facies anfibolítica (subf. ci-gr-m)	hb ₂ +pg±gr±ep Milonitización	q+pg+m+bi±gr±ci	ol+opx±anf±cl±esp general
M ₄	Facies de los esquistos verdes	hb ₃ +ab+ep+cl	m+ab+cl+bi	serpentinización

Fig. 3.- Facies y paragénesis de los sucesivos acontecimientos metamórficos en función de los distintos tipos litológicos de las unidades de Cedeira y La Capelada (no se incluyen los Neises de Cariño). hb₁: hornblenda marrón; hb₂: idem. común; hb₃ actinolita.

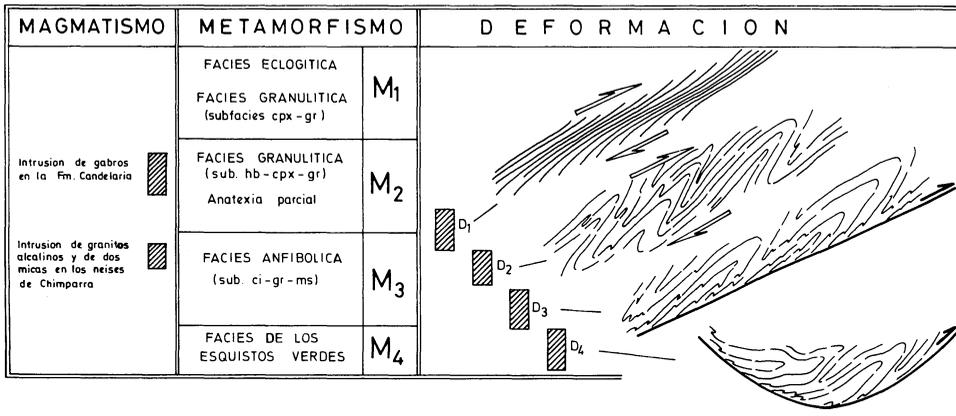


Fig. 4.- Relación entre los diferentes episodios magmáticos y metamórficos y los episodios de deformación en las unidades de Cedeira y La Capelada.