

XEOLOXÍA DE GALICIA.

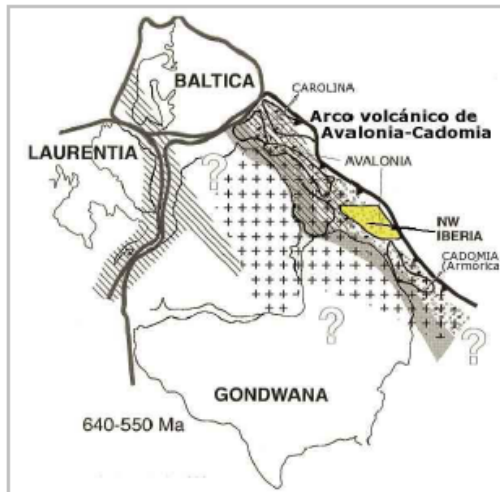
Etapas de evolución xeolóxica

- **Sedimentación:** no Proterozoico e primeira metade de Paleozoico.
 - Sedimentación proterozoica: prodúcese nunha marxe de Gondwana activa, estíbese a producir a oroxenia cadomiense (co arco volcánico de Avalonia-Cadomia)
 - Sedimentación paleozoica: do Cámbrico ao Silúrico onde a marxe de Gondwana xa era pasiva, tras a apertura do océano Reico.

POSICIÓN DAS PLACAS DURANTE A OROXENIA CADOMIENSE (640 e 550 millóns de anos) →

Hai certas dúbidas acerca da posición da placa do Noroeste de Iberia no arco volcánico de Avalonia-Cadomia (asociado ao cratón brasileiro ou ao cratón de África occidental).

Gondwana era un supercontinente que levaba as partes antigas ou cratóns de Sudamérica, África India, Australia e Antártida. **Laurentia** incluía ao cratón de Norteamericano e de Groenlandia. A placa **Báltica** levaba o cratón escandinavo.



A ORIXE DOS MATERIAIS MÁIS ANTIGOS DE GALICIA I (Proterozoico) ↓

(a)

Na oroxenia Cadomiense a subducción dun antigo oceano forma un arco volcánico nunha marxe de Gondwana. Neste contexto hanse formar as rochas máis antigas de Galicia.



(b)

A serie de Vilalba, que aflora no Dominio do Manto de Mondoñedo, foi depositada nunha cunca extensional tras arco (unha situación semellante á actual no mar do Xapón)



↓ A ORIXE DOS MATERIAIS MÁIS ANTIGOS DE GALICIA II (Comezos do Paleozoico)

(c)

A comezos do Paleozoico ábrese o océano Reico. Na marxe, agora pasiva de Gondwana, depositanse os materiais cámbricos. Así a Formación Cándana, que aflora na provincia de Luqa e que foi depositada en ambiente deltaico.

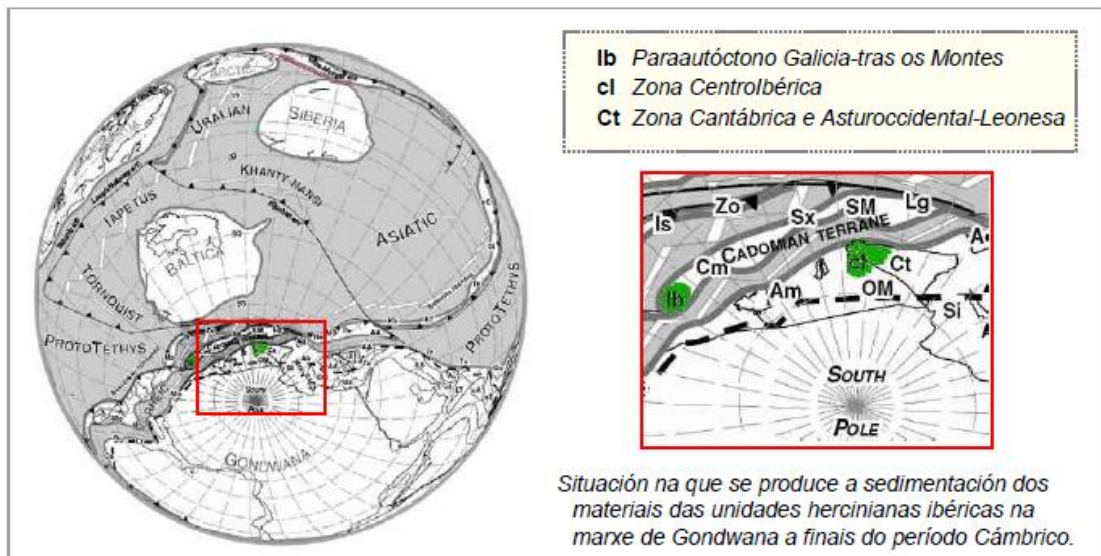


(d)

No Ordovícico houbo un episodio volcánico que dexou a súa pegada nas características dos gneises da formación "Ollo de Sapo"



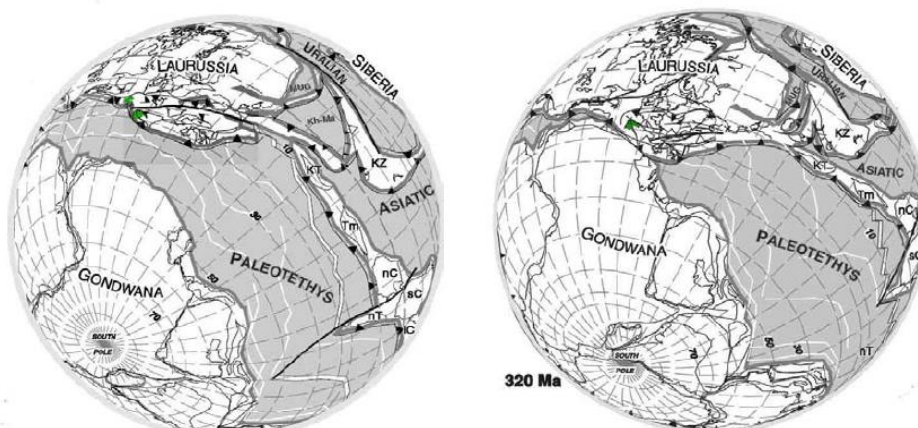
- Sedimentación das unidades dos complexos alóctonos: a unidade basal unida a marxe do Gondwana, e as unidades ofiolíticas noutros lugares.



- **Oroxenia Herciniana: no Devónico e Carbonífero (365-280 MA)**

Prodúcese por colisión continental entre Gondwana e Laurussia (Laurentia+Báltica). Da lugar á organización xeolóxica actual. Inclúe distintas fases de metamorfismo e abundante magmatismo.

- Primeiro colisiona Avalonia co Laurussia a comezos do Ordovícico, como resultado da subducción que pecha o Reico, dentro da oroxenia caledoniana. Vase apilando os complexos alóctonos e as **ofiolitas destes complexos son os únicos restos e a proba da existencia do océano Reico.**
- No Devónico colisiona e comeza o ciclo varisco ou hercíniano.
- Finalmente prodúcese a colisión de Gondwana, a medida que se pecha o paleo-Tethys.



Hai 340 Ma, no Carbonífero inferior, colisionan as distintas unidades hercínicas ibéricas (en verde) coa placa de Laurussia (produto da colisión caledoniana de Laurentia con Báltica)

Hai 320 Ma, no Carbonífero medio, Gondwana colisiona dende o sur. Esta colisión, que se prolongará até 280 Ma, deixará coa súa configuración actual ás diferentes unidades variscas ibéricas.

Box 1. Did Iberia form part of Gondwana during the whole Paleozoic?

The existence of Armorica as a separate microplate was proposed by VAN DER VOO (1982, 1988) to account for the similar apparent polar wander paths for the Armorican Massif and Gondwana until the Cambrian, but a difference in latitude of 30°-40° during the Devonian. The Armorica plate was supposedly formed by the Iberian, Armorican and Bohemian massifs (Fig. B1-1a), and would have drifted away from Gondwana during the Ordovician, colliding with Laurentia in the Middle Devonian (VAN DER VOO, 1993; TAIT ET AL., 1997; TAIT, 1999). The paleomagnetic data on which this hypothesis relies was questioned by KENT ET AL. (1984), SCOTESE (1984), and HARGRAVES ET AL. (1987), who reported a much higher latitude for Gondwana during the Devonian. Reconstructions by SCOTESE AND MCKERROW (1990) and SCOTESE (2002) place Gondwana close to Laurentia and Baltica by the Early-Middle Devonian (Fig. B1-1b).

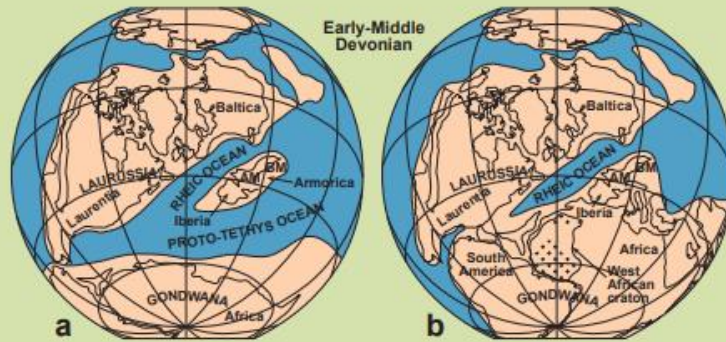


Fig. B1-1. (a) Paleogeographic reconstruction for the Early-Middle Devonian based on SCOTESE (2002), but modified to place Gondwana in the position preferred by TAIT (1999), based in the apparent polar wandering of BACHTADSE AND BRIDEN (1991). It implies the existence of Armorica, a Proto-Tethys Ocean, and a high latitude of Gondwana during the Devonian. (b) SCOTESE's reconstruction, showing the possible position of Iberia in northern Gondwana, the Rhenic Ocean separating them from Laurussia, and the West African craton (crosses), supposed to have been the main supply area of detritus for the Iberian preorogenic sequences, together with the surrounding Pan-African belts. AM, Armorican Massif; BM, Bohemian Massif.

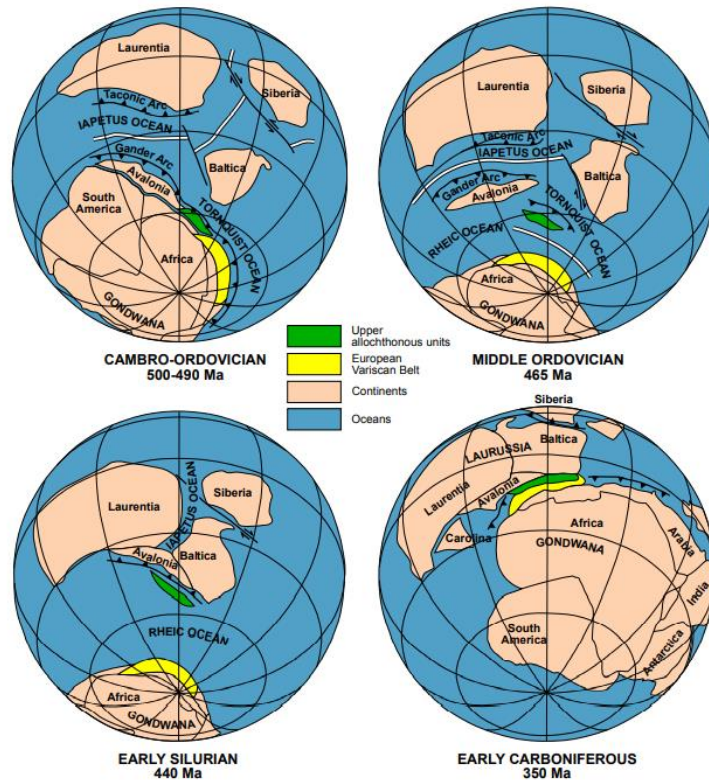
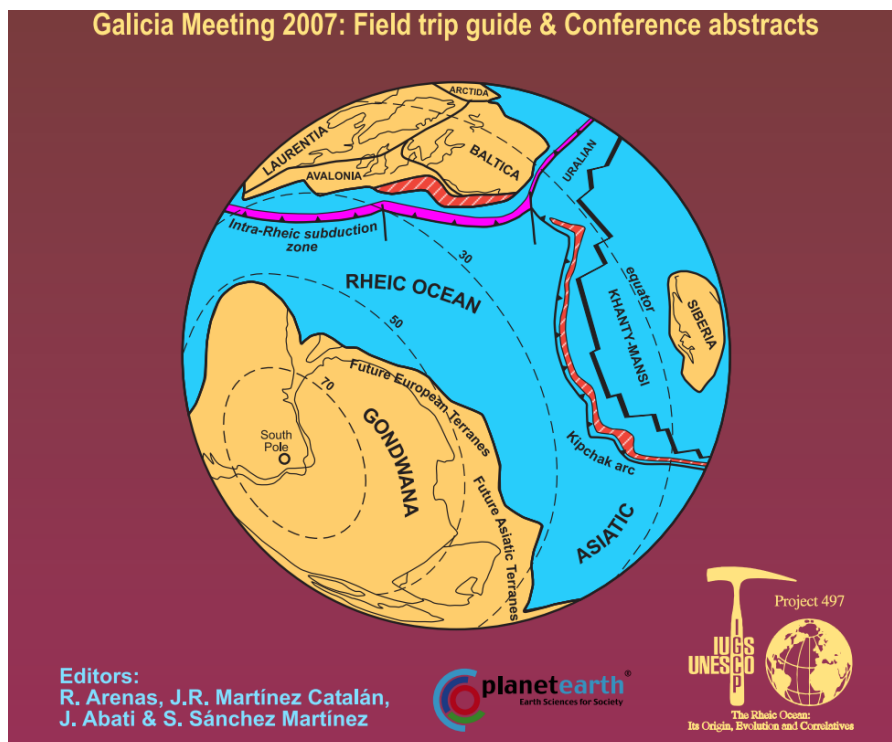


Fig. 23. Schematic reconstruction of distribution of continental masses at four stages during the Paleozoic, showing the suggested paleopositions of the European Variscides and the exotic terrane preserved in the upper allochthonous units. After GÓMEZ BARREIRO ET AL. (2007) and based on WINCHESTER ET AL. (2002).



Editors:
R. Arenas, J.R. Martínez Catalán,
J. Abati & S. Sánchez Martínez

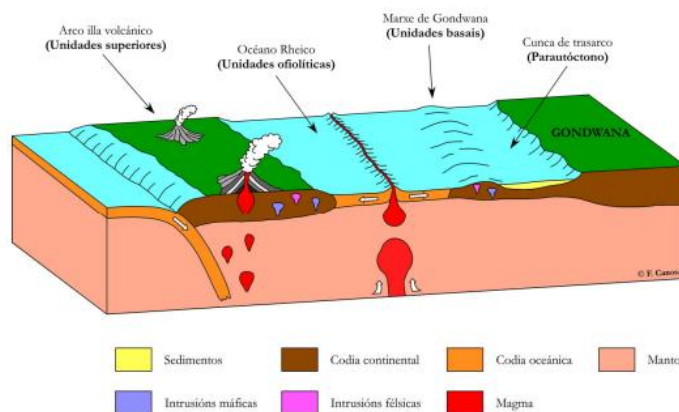


Fig. 5. Modelo idealizado no que se relacionan as diferentes unidades do Complexo de Ordes cos distintos ambientes xeolóxicos nos que se orixinaron.

Durante o Paleozoico se sucederon en Europa as oroxenias caledoniana e herciniana; esta última afectou ás cuncas que orixinarían o territorio galego. Durante a época hercínica xeralmente se considera que Galicia formaba parte dun microcontinente chamado Armórica, que estaba en medio de Gondwana (ao sur) e de Laurasia (ao norte). Estes dous grandes continentes chocaron quedando Armórica no medio de ambos, os océanos que os separaban subduciron e os materiais deformáronse e eleváronse formando o Macizo Ibérico. Na etapa oroxénica herciniana formouse, pois, o territorio galego. Entre os 400 e os 300 millóns de anos prodúcese o peche do Rheico e en consecuencia a colisión, por obdución, entre ambos supercontinentes. Este feito da lugar a Panxea (un único continente) e a formación dunha gran cordilleira

montañosa de máis de 3000 quilómetros e cunha altitude semellante ao actual Himalaia, coñecida como Oróxeno Varisco ou Oroxenia Varisca. (Fig. 1).

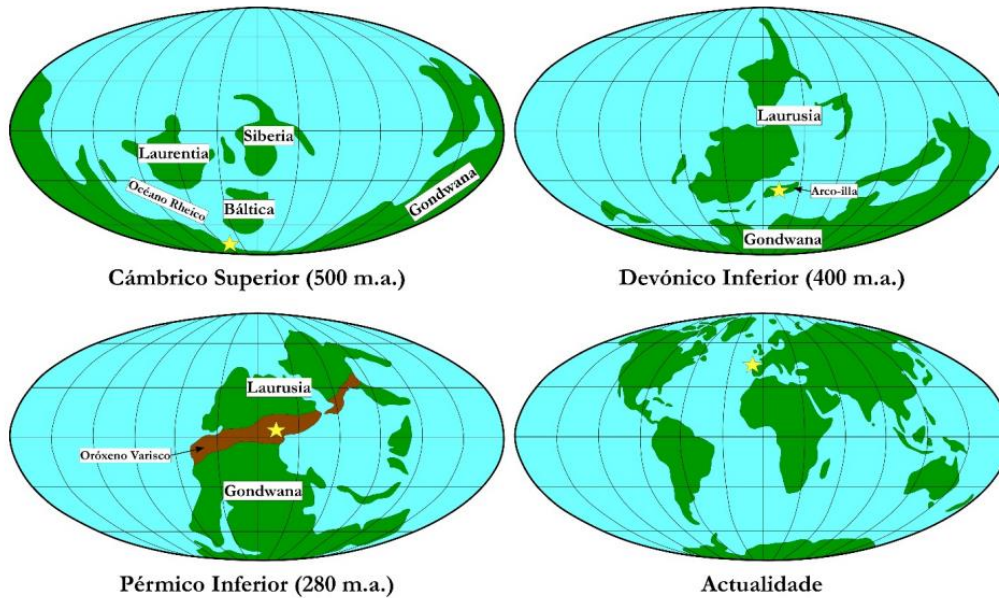
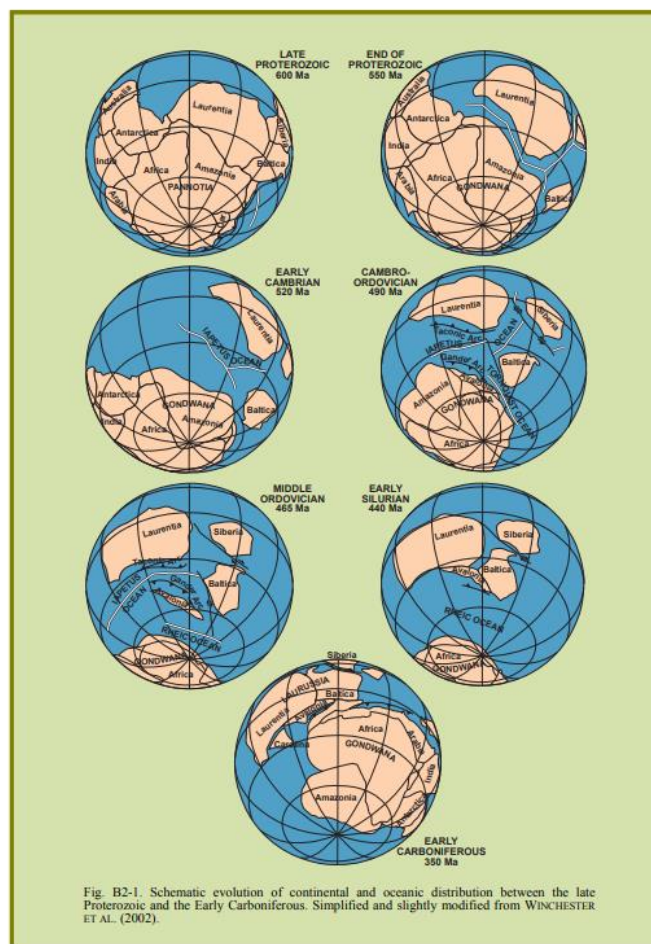


Fig. 1. Evolución das masas continentais nos derradeiros 500 millóns de anos. A estrela amarela representa a posición aproximada das rochas que conforman Melide e a súa bisbarra.

Na etapa anterior á oroxenia propiamente dita, os territorios que hoxe son Galicia estaban baixo o mar (etapa oceánica) e constituían unha ampla cunca de sedimentación, onde se depositan sedimentos que orixinarán despois o ollo de sapo e outros sedimentos. Na etapa postoroxénica prodúcese formación de moitas fracturas, que son as fallas que serán reactivadas máis tarde na época alpina e marcarán a aliñación das rías. A finais do Paleozoico o macizo Hespérico está xa totalmente emerxido, constituíndo a parte occidental da Península, que forma parte da Panxea. Galicia quedara situada en fronte do que hoxe é Terranova (Canadá) unha vez que chocou con ela, polo que non existían as costas atlánticas e cantábricas de Galicia.

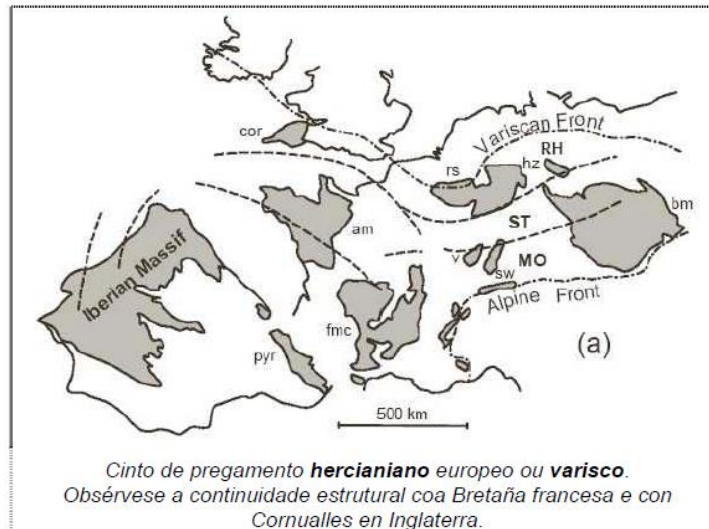


Debido a dinámica terrestre este cinturón oroxénico atópanse na actualidade moi desmembrado, en forma de macizos ó longo de distintos continentes. Un deses macizos áchase na Península Ibérica, coñecido co nome de Macizo Ibérico, e representa o afloramento máis completo que hai na actualidade do Oróxeno Varisco. O Macizo Ibérico dividiuse en seis zonas de acordo ás características xeolóxicas (estratigráficas, estruturais, metamórficas e magmáticas) dos materiais presentes nelas. Estas zonas de NE a SO son a Cantábrica, Asturoccidental Leonesa, Centroibérica, Galicia-Trás-os-Montes, Ossa-Morena e Subportuguesa (Fig.2).



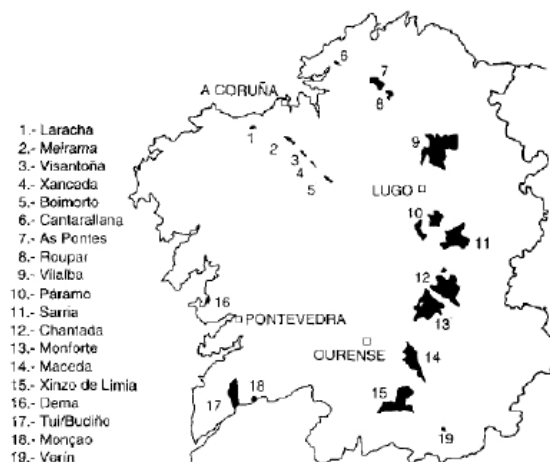
Fig. 2 División en zonas do Macizo Ibérico.

- **Erosión e arrasamento do oróxeno hercíniano:** inclúe ao Pérmico, todo o **Mesozoico** e gran parte da era Cenozoica. Por eso **non** hai materiais desas idades.
 - **Etapas distensiva** (Mesozoico) Produce fracturación ao final da oroxenia e dará lugar á nova fragmentación continental pola apertura do océano atlántico. Se formará unha península, os materiais erosionados darán mesozoico na península, formarase a marxe atlántica. (Galicia sepárase de Terranova) e tamén da marxe cantábrica.
 - **Etapas compresiva** (final de Mesozoico ata Oligoceno no Cenozoico): xiro da placa e compresión no Cantábrico



- **Formación do relevo actual:** (Terciario e Cuaternario) colisión pirenaica, elevación das Serras, penichairas, reactivación de fracturas,.. No mar dará lugar aos “bancos” de Galicia, Vigo, Porto,..
 Recheo das cuncas sedimentarias, darán lignitos nalgues e encaixamento fluvial. Períodos glaciares e interglaciares con formas asociados tamén a transgresións e regresións mariñas. (rasas) . Aínda que a **oroxenia alpina** non afectou directamente a Galicia, os seus efectos indirectos foron moi importantes. E consistiron na reactivación de moitas fallas e a formación dalgunhas fracturas novas, xeráronse macizos tectónicos (horsts) que forman moitas das actuais serras galegas e fosas tectónicas (graben) entre as montañas. As zonas que quedaron máis afundidas deron lugar a cuncas sedimentarias, onde se acumularon os sedimentos nalgunos casos lignitos.

Cuncas Terciarias



Galicia forma parte xeolóxicamente do “Macizo Ibérico” ou “Macizo Hespérico” (porción peninsular do pregamento herciniano europeo)

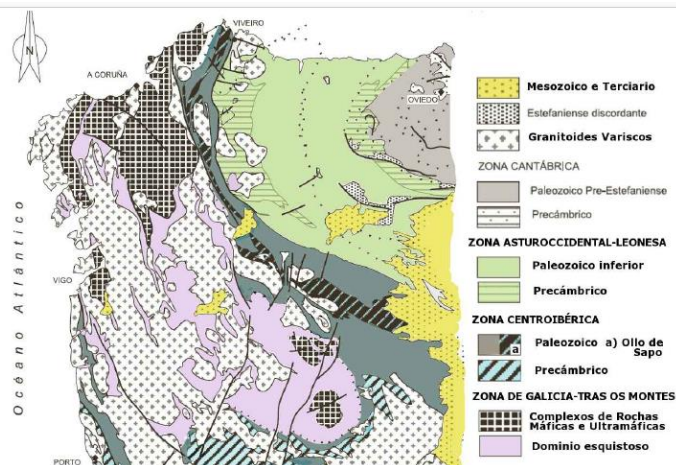
Segundo as súas características estruturais e metamórficas este divídese en 5 zonas, 6 se se separa a Galicia-Tras os Montes.



En Galicia atopámonos con tres destas zonas

- **Zona Asturoccidental-Leonesa:** moi pregada (Dominio do Manto de Mondoñedo)

Lousa, esquistos, cuarcitas e calcarias procedentes de sedimentos mariños. (Precámbrico, na serie de Vilalba). O seu límite occidental é a falla de Viveiro. Nel predominan as rochas metamórficas. A dobra de Campodola-Leixazós sitúase aquí.

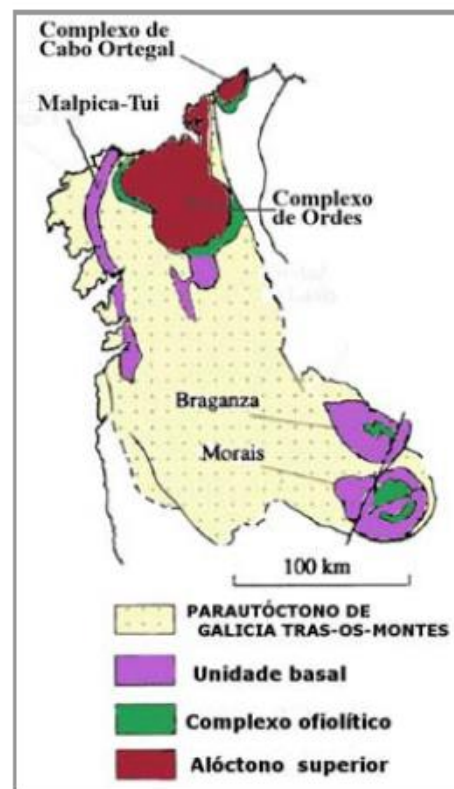




*Dobra de Campodola
Leixazós, no concello de
Quiroga na Serra do Courel*

- **Zona Centroibérica:** banda estreita , co Dominio do anticlinorio Olo de Sapo. Comprende (excluindo a Zona de Galicia-Trás-os-Montes) unha banda curvada desde o límite das provincias de Lugo e A Coruña ata A Gudiña. Presenta máis magmatismo que na zona anterior, con granitos de anatexia. O máis característico da zona, O Olo de sapo, é un gneis porfiroide agrisado con grandes cristais de feldespato potásico, e outros de cuarzo azulado milimétricos; estes últimos lembran ollos de sapo. O Olo de Sapo considéranlo algúns autores de idade precámbrica e outros cámbrica ou posterior.

- **Zona de Galicia-Tras os Montes:** lámina alóctona dividida en
 - Dominio esquistoso, moi intruído por rochas graníticas
 - Complexos alóctonos de rochas básicas, situados por riba do anterior na que se distinguen as seguintes unidades.



Xeomorfoloxía

A xeomorfoloxía de Galicia está caracterizada pola presenza de serras, máis altas as orientais, e de superficies de aplanamento, que nalgúns casos son estensas chairas; hai tamén depresións onde se acumularon sedimentos. Os vales cortan as serras e as chairas, por onde discorre a nosa rede hidrográfica, que nalgúns zonas son vales encaixados (Ribeira Sacra) ou con terrazas fluviais (río Miño) e en xeral seguen as liñas de fracturación. No litoral observamos praias de area, ás veces con sistemas dunares, ou de pedras, lagoas costeiras comunicadas co mar ou non, como as de Doniños, Traba, Louro, Baldaio, Corrubedo ou Valdoviño. Os cantís aparecen en zonas onde os materiais son moi resistentes, como nas zonas con rochas plutónicas (Cabo Prioriño, Malpica...). Hai unha rasa costeira na costa de Ribadeo, As rías son a característica costeira máis salientable. Orixínanse pola invasión polo mar da parte baixa dun val fluvial. Porén, a orixe das rías é moi discutido e na súa formación inflúen varios factores e non é igual en todas elas. Entre os factores que se teñen sinalado están: afundimento de tramos costeiros, presenza de fallas, movementos de bloques, rexuvenecemento e encaixamento dos ríos e variacións no nivel do mar consecuencia das glaciacións, sendo decisivo o aumento do nivel do mar cando se fundiron os xeos, xa que, en contra do que antes se pensaba, as costas galegas consideradas en xeral parece que sufriron un levantamento en vez dun afundimento. As máis antigas son as Rías Baixas, que tamén son as máis profundas, con algo máis de 100 millóns de anos de antigüidade, e as máis recentes as Medias, con só 5 millóns de anos, e as Altas teñen 25 millóns de anos. Influencia da litoloxía A litoloxía inflúe na morfoloxía de amplas áreas. Nas zonas graníticas, que ocupan aproximadamente un terzo da superficie galega, obsérvase laxamento (por exemplo no Monte Pindo [21]), disxunción bolar, formación de tors e castelos, erosión por escavacións na rocha chamadas pías, tafoni ou cacholas, Os xistos e as lousas orixinan tamén morfoloxías caracterísitcas. As lousas están xeralmente asociadas a diques de cuarzo. As calcarias son pouco abundosas en Galicia. Non obstante, tamén se formou unha cova cárstica de case 7km en Mondoñedo chamada Cova do Rei Cintolo.



COMPLEXOS ALOCTONOS

Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM) (Fig. 2 e 3). Esta zona do Macizo Ibérico comprende a todos aqueles materiais que se atopan estruturalmente por riba da Zona Centroibérica e separados polo cabalgamento basal do Alóctono Inferior (Parautóctono).

A súa vez dentro de cada zona existen diferentes dominios xeolóxicos. No caso da ZGTM, atópanse dous dominios xeolóxicos, o Dominio Xistoso ou Parautóctono e o Dominio dos Complexos Alóctonos.

No que respecta ao Dominio dos complexos alóctonos da ZGTM, no Macizo Ibérico existen cinco, dous en Portugal (Morais e Braganza) e tres en España (Cabo Ortegal, Ordes e Malpica-Tui). Todos eles, en maior ou menor medida, constituídos por rochas da codia (continental inferior e/ou oceánica) ou do manto superior, e presentes en diferentes unidades (Superiores, Ofiolíticas e Basais) da cordo a súa orixe e posición estrutural. Neste curso formativo visitaranse só formacións do Complexo de Ordes. Para poder estudar e interpretar mellor a orixe e evolución dos materiais que o constitúen, fixéronse distintas divisións dentro do Complexo de Ordes. A máis recente e aceptada (Martínez Catalán et al., 1997; Arenas et al., 2000) é a que diferencia tres unidades (unidades superiores, unidades ofiolíticas e unidades basais) da cordo a súa orixe e posición estrutural.

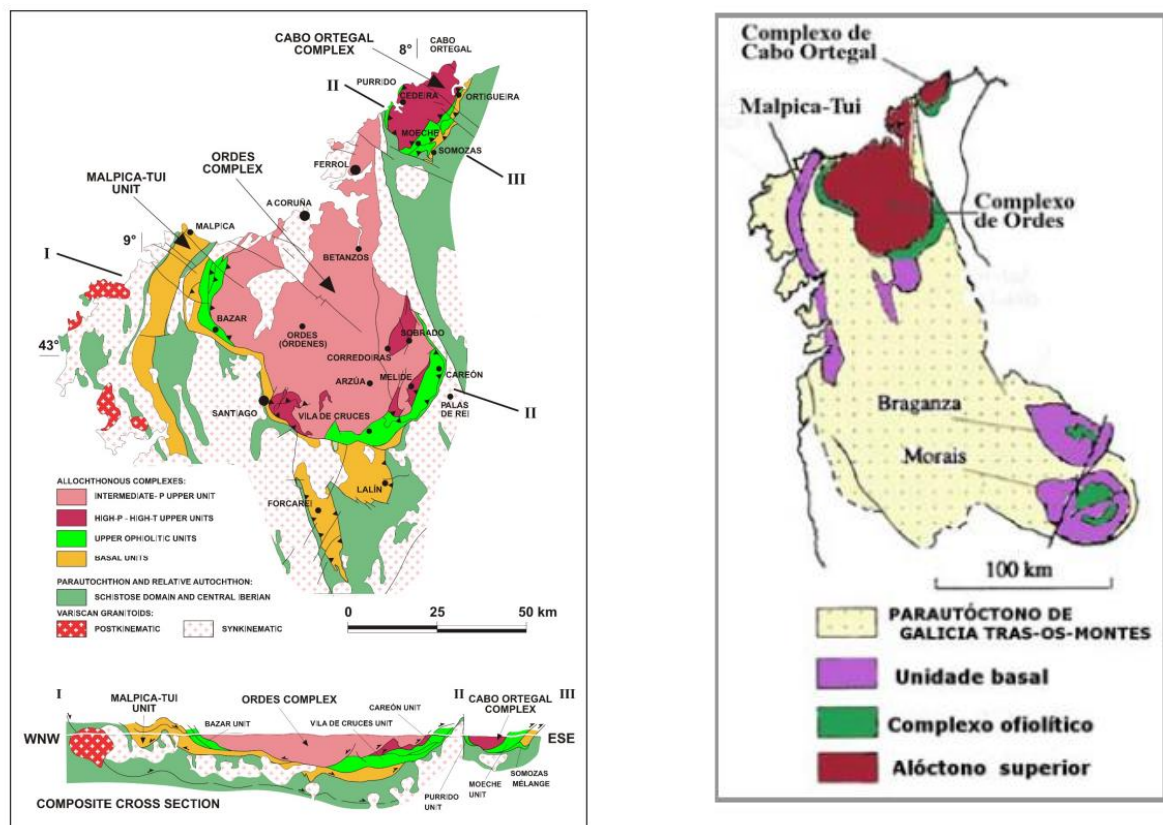


Fig. 4. Mapa e corte xeolóxico dos complexos alóctonos en Galicia (Albert et al., 2012).

Nas unidades superiores hai que facer unha subdivisión, as de presión intermedia e as de presión e temperatura alta (Fig. 4). As unidades superiores de presión intermedia están representadas por potentes formacións siliciclásticas e as de presión e temperatura alta son fundamentalmente ecloxitas, granulitas, anfibolitas, paragneises

e distintas rochas ultramáficas (harzburgitas, dunitas e piroxenitas), moitas delas moi serpentinizadas. Os materiais que constitúen as unidades superiores interprétanse coma parte dun antigo arco illa volcánico que estaba presente no océano Rheico e anacos do Manto superior.

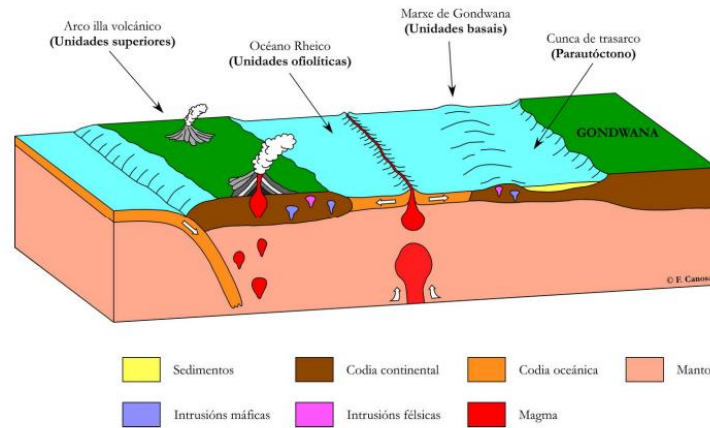


Fig. 5. Modelo idealizado no que se relacionan as diferentes unidades do Complexo de Ordes dos distintos ambientes xeolóxicos nos que se orixinaron.

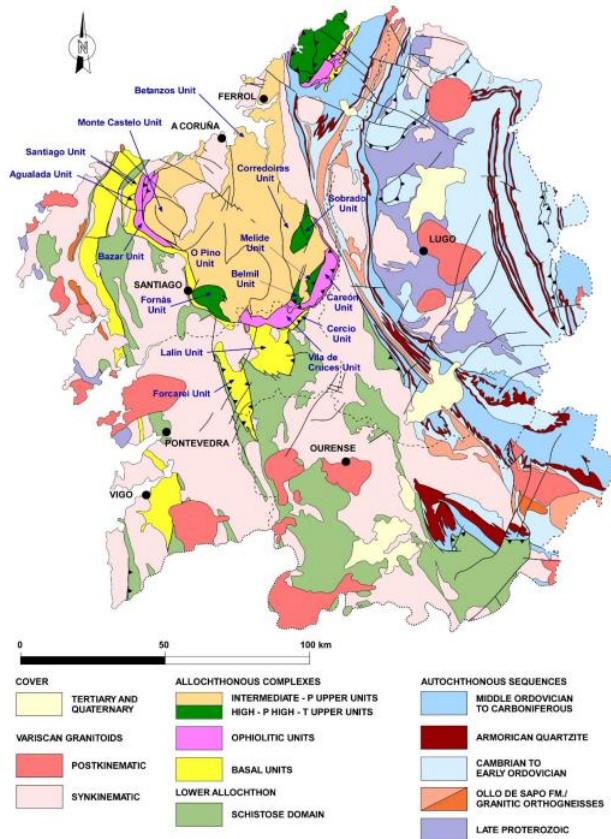


Fig. 3. Mapa xeolóxico de Galicia e división en unidades do Complexo de Ordes (Martínez Catalán et al., 2002).

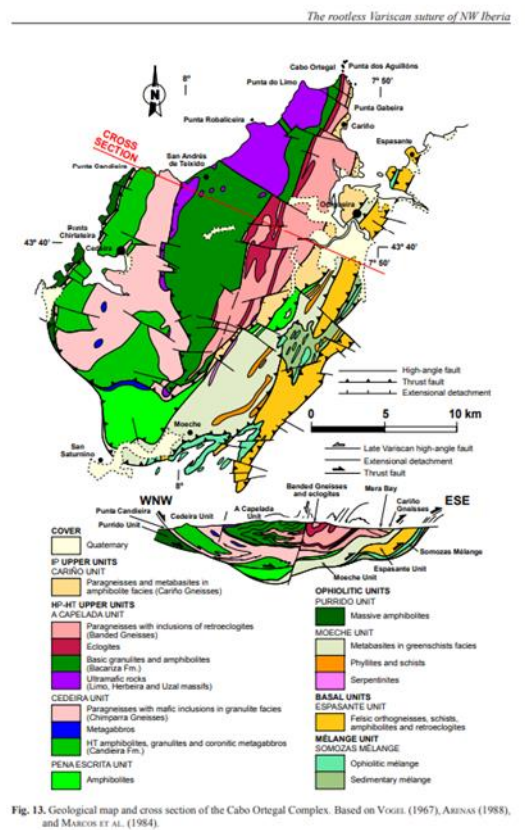


Fig. 13. Geological map and cross section of the Cabo Ortegal Complex. Based on VOGEL (1967), ARENAS (1988), and MARCOS ET AL. (1984).

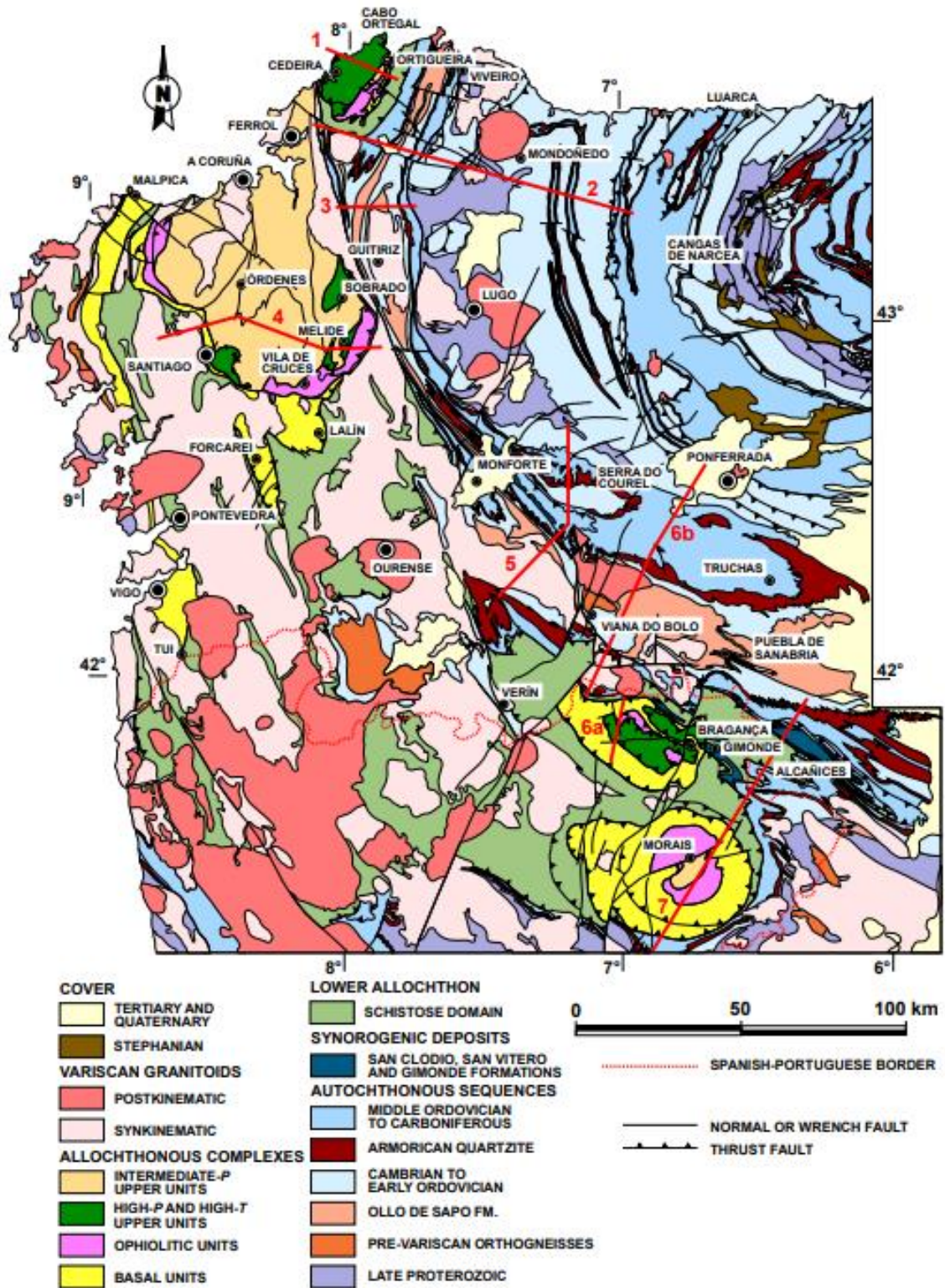


Fig. 4. Geological map of NW Iberia showing the allochthonous complexes and their units. For location, see Figs. 1, 2 and 3. The location of cross sections in Fig. 6 is indicated. After MARTÍNEZ CATALÁN ET AL. (2007).

COMPLEXO ALOCTONO MALPICA. MUÍÑOS DE O CEÁN

A zona costeira dos arredores de Malpica constitúe un excelente exemplo da unidade que foi denominada “Complejo Antiguo” por Isidro Parga Pondal e posteriormente chamada “Fosa blastomilonítica” ou “Complejo alóctono”.

É unha estrutura sinforme, separada do Complexo de Ordes por unha prega antiforme. Como as unidades basáis non están separadas dos niveis alóctonos inferiores das ofiolitas, asúmese que pertencen ao Gondwana e as ofiolitas puxéronse sobre eles, e os fragmentos máis externos teñen a idade do marxe continental de Gondwana. O metamorfismo de alta presión é debido a subducción da placa Laurussia ao comezo da colisión varisca, facendo finas láminas imbricadas e moi apretadas.

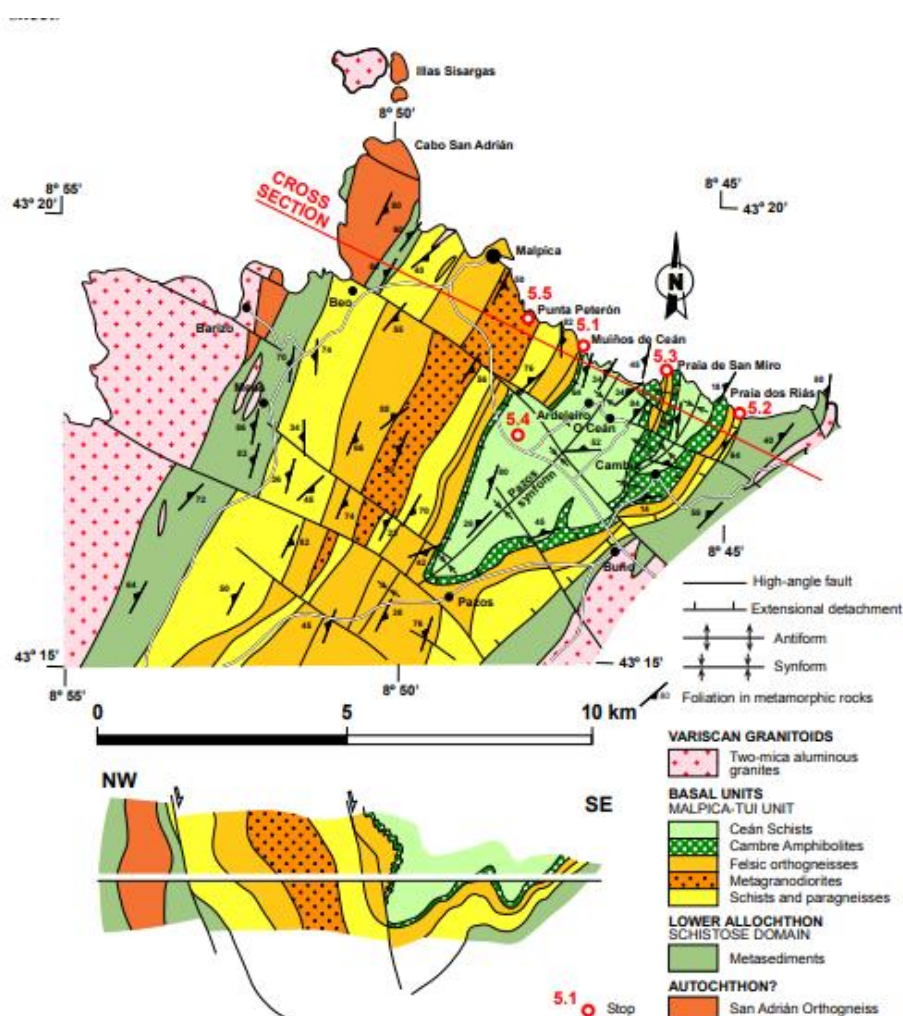


Fig. FD5-1. Geological map and cross section of the northern part of the Malpica-Tui Unit, showing the localization of the stops of the fifth field day. The map includes data from ALONSO AND GONZÁLEZ (1982), LLANA FÚNEZ (2001), RODRÍGUEZ ALLER (2005), and our own data.

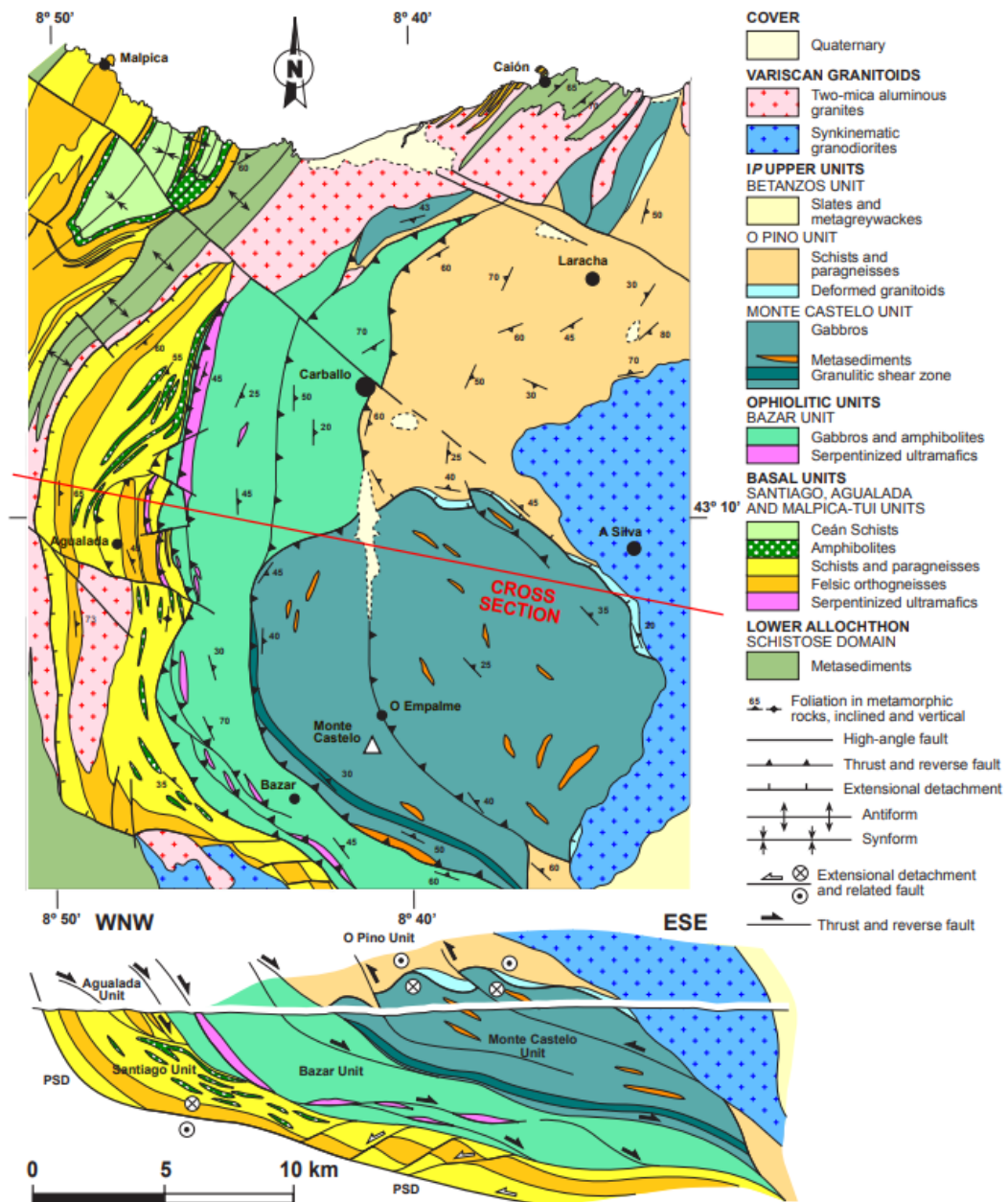


Fig. 15. Geological map and cross section of the NW sector of the Órdenes Complex showing the structural position of the Monte Castelo Unit. After DÍAZ GARCÍA (1990) and ABATI (2002). PSD, Pico Sacro detachment.

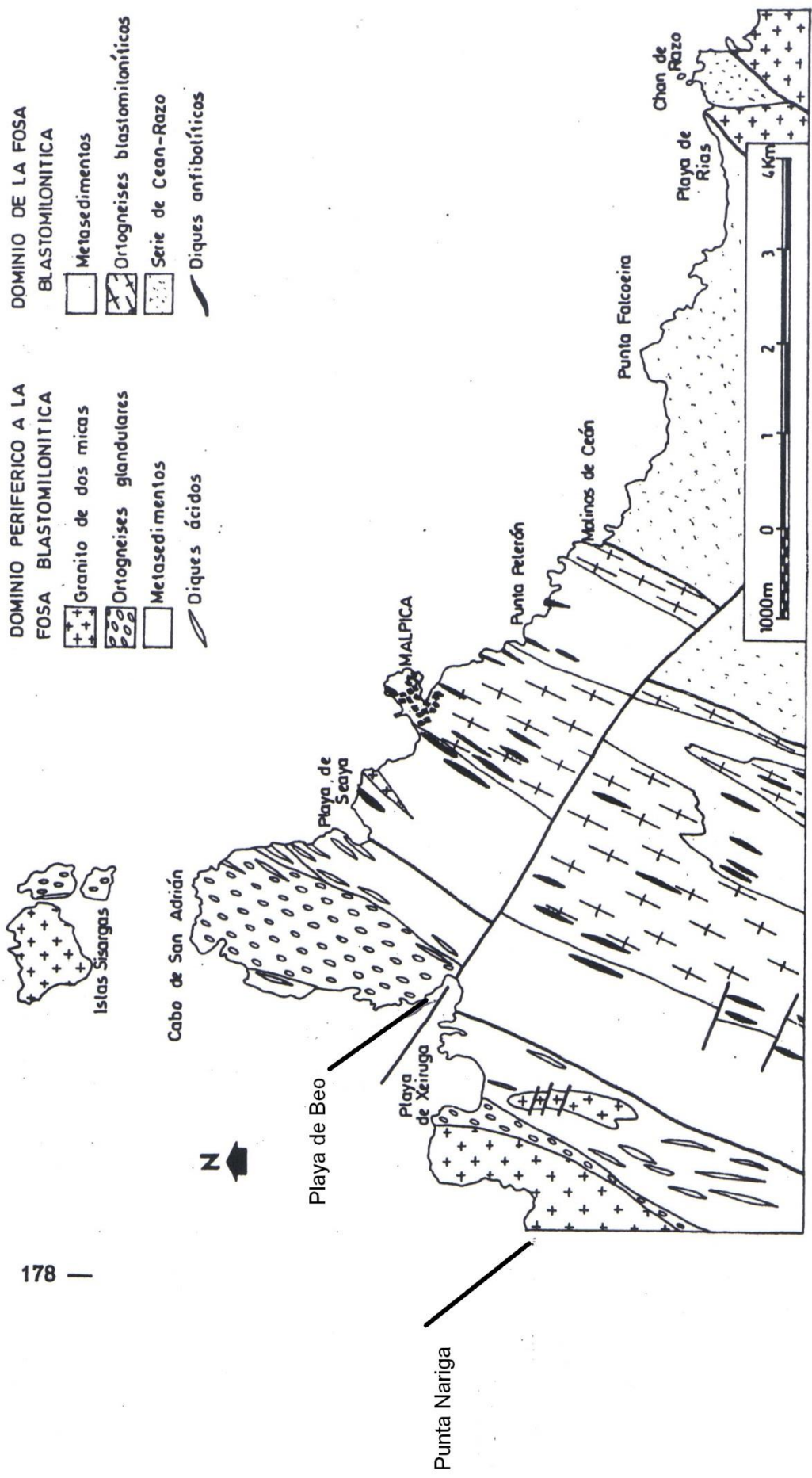


Fig. 1.—Esquema cartográfico del extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica

A zoa situase entre Buño e Malpica na Parroquia de Ardeleiro e hai que achegarse a costa (como 1 Km) atravesando a prega sinforma de Pazos que ten ortogneises félsicos, Anfibolitas de Cambre e Xistos de O Ceán

A unidade de Malpica-Tui ten aquí impresionantes afloramentos da unidade basal e a subducción varisca está moi ben preservada, representando un excelente exemplo de subducción de marxe continental.

Hai rochas e estruturas de alta presión: jadeíta, metagranitos, granodioritas, esquistos azuis, ecloxitas, metasedimentos. O magmatismo asociado a etapas temperás do rifting ordovícico está tamén representado en forma de asociación magmáticas de tipo alcalino e Riebeckita, pero estes non aparecen en la liña de costa.

Características que a diferencian do resto da Fosa Blastomilonítica

- Ausencia de Ortogneises blastomiloníticos.
- Existencia de numerosos corpos estratiformes de anfibolita.
- Presencia de unha serie esencialmente metasedimentaria na que aparecen intercaladas con as anfibolitas: esquiston negros, ampelitas, leptinits,.... e lentellóns de calizas (Serie de Ceán-Razo)





Fig. FD5-2. Pictures showing the exposures of the Muiños do Ceán area. (a, b) Metric-scale mafic (retroeclogitic) boudins included in plano-linear granitic gneisses. (c) View from one of the promontories showing the reverse limb of the D_3 Pazos synform. (d) Eclogite partially transformed to blueschist. The primary idiomorphic garnets and rutile are surrounded by a fine-grained symplectitic matrix and late glaucophane porphyroblasts. (e) Detail of the mafic inclusions and the D_3 minor folds with gently west-dipping axial surfaces and curved hinges (green stripped line) that fold a previous lineation (red lines).



Equisetos (a flora acorde ca antigüedad do terreo 😊)



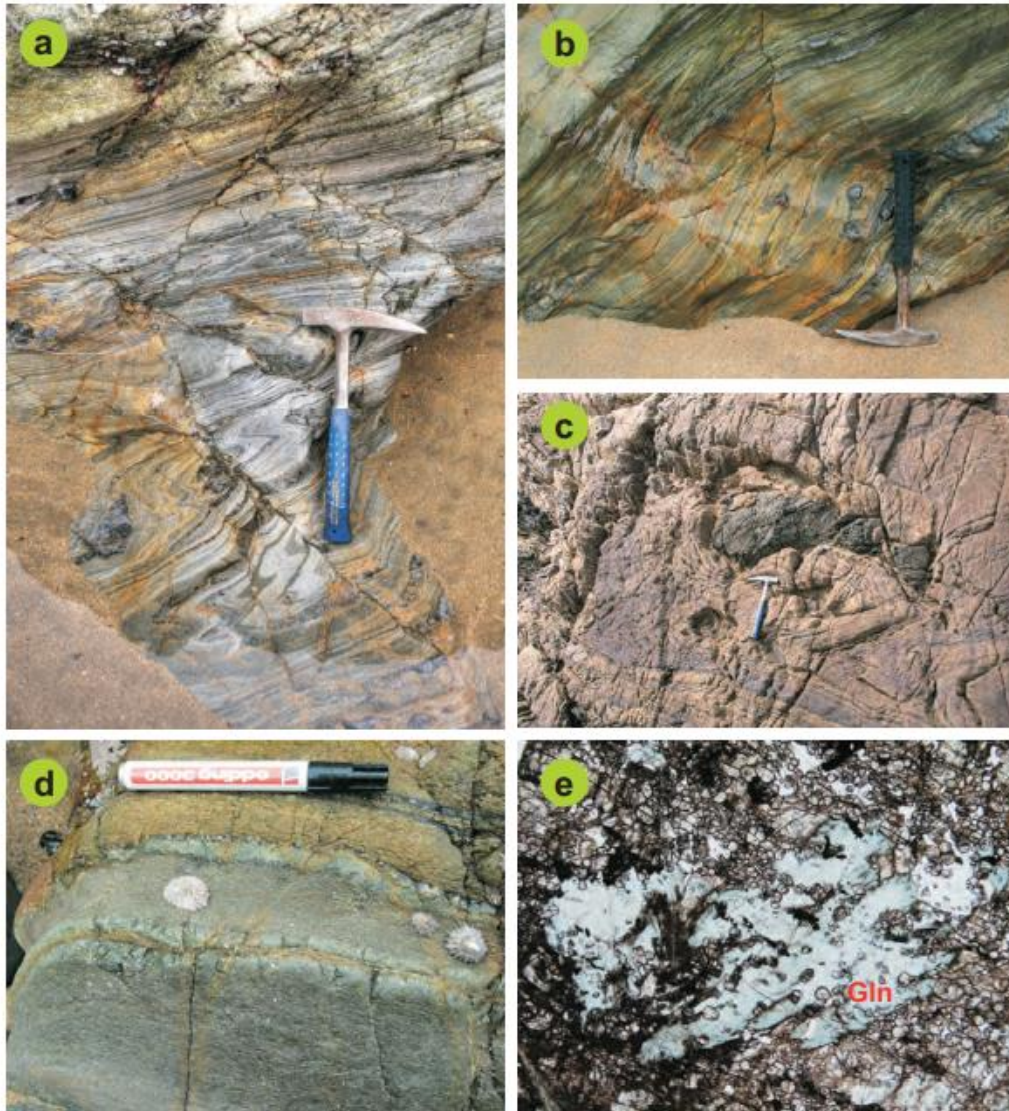


Fig. FD5-4. (a, b) Lower allochthonous schists in the shear zone below the Malpica-Tui Unit, showing associated tight to isoclinal folds. (c) Retroeclogitic lens included in asymmetrically folded felsic gneisses. (d) Tabular mafic inclusions with fine grained chilled margins. (e) Glaucophane poikiloblast trapping minerals (mainly garnets) of the eclogite facies assemblage in a mafic boudin.

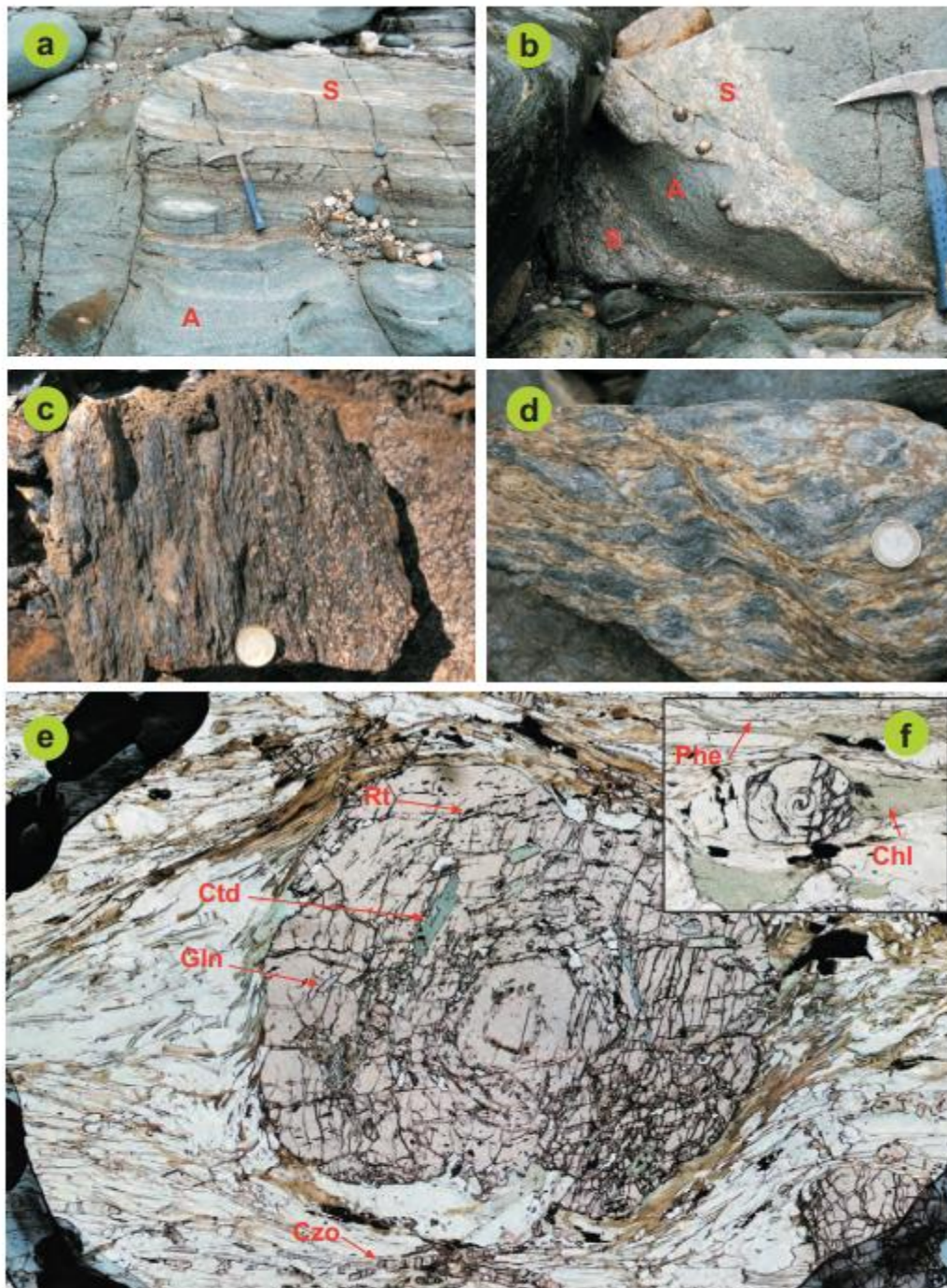


Fig. FD5-6. Different aspects of the high-*P* Ceán Schists. (a, b) Alternation of schists (S) and amphibolites (A), which dominate downward. (c) The schists are usually bluish grey in color and typically develop layers very rich in albite porphyroblasts. (d) The development of C' shear bands is also a very common feature of the schists. (e) Complex garnet with evident textural zoning and a high-*P* internal foliation (S₁) formed by glaucophane, chloritoid, chlorite, phengite, rutile and quartz. The S₁ shows in some parts cross-cutting relationships with the external S₂, formed in turn by garnet, phengite, paragonite, chlorite, chloritoid, albite, clinozoisite, rutile, quartz and late biotite. (f) Nicespiral-shaped inclusions in a snow-ball garnet, typically associated with chlorite, phengite and rutile, in absence of biotite.

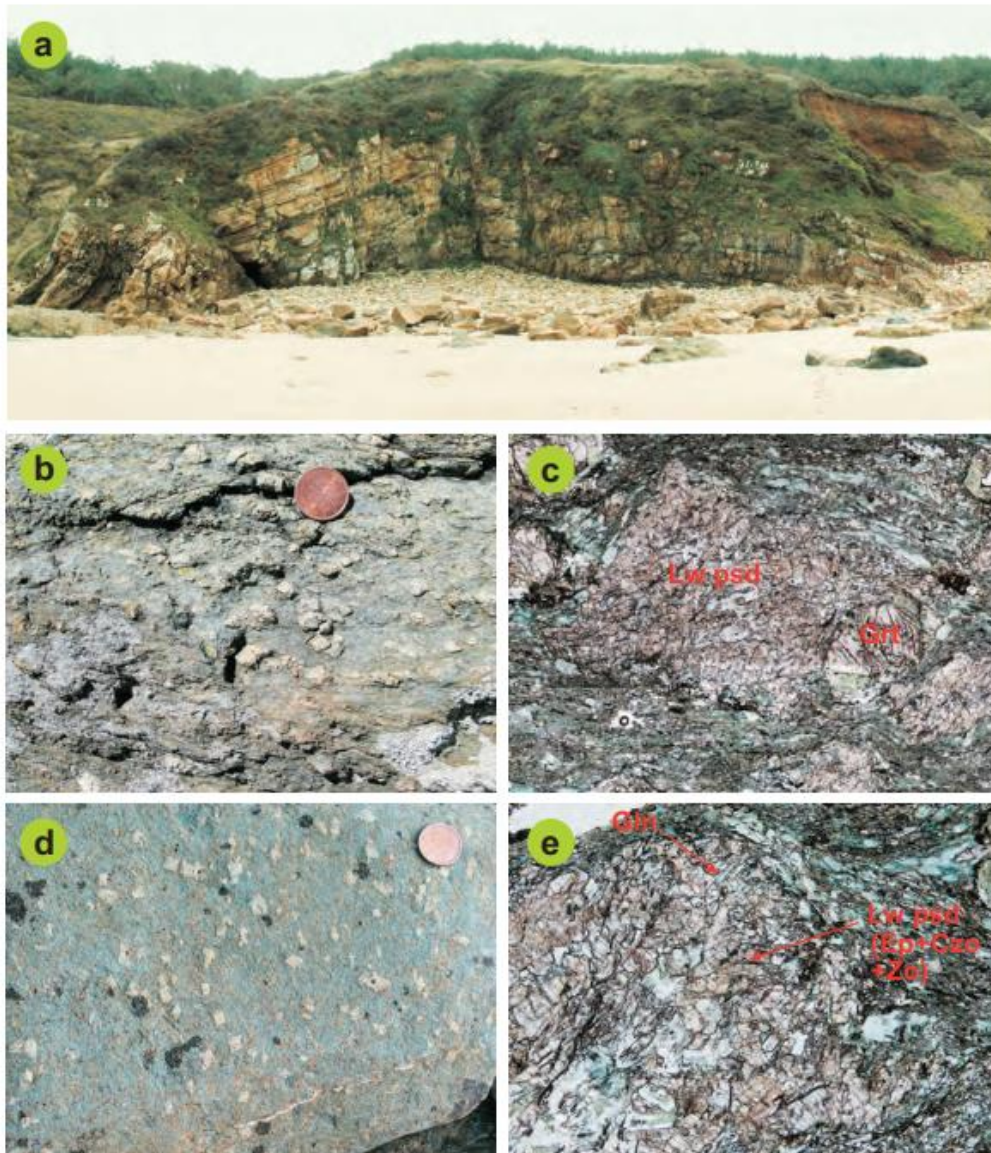


Fig. FD5-5. (a) Panoramic view of a D_3 antiformal hinge at the San Miro Beach. The rocks are felsic orthogneisses of the lower slice, and the Cambre Amphibolites crop out to the right of the photograph (not seen), lying structurally above. (b-e) Details of the Cambre Amphibolites with lawsonite pseudomorphs: field (b, d) and petrographic (c, e) aspects. Note the garnet inclusions inside the lawsonite pseudomorphs, visible both in outcrop and thin section. The main mineral association of the matrix is in the amphibolite facies, with frequent blue amphiboles preserved in the cores of green amphiboles. Glaucophane relicts are more abundant inside the lawsonite pseudomorphs.

BIBLIOGRAFIA

- Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica, La Coruña. Por Enric Ortega
- Xeoloxía de Galicia. Blog IES San Clemente
- The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galician, Spain) Galicia Meeting 2007: Field trip & Conferences abstracts. Instituto Geológico Minero de España