

## CAPÍTULO 1

# *INTRODUCCIÓN*

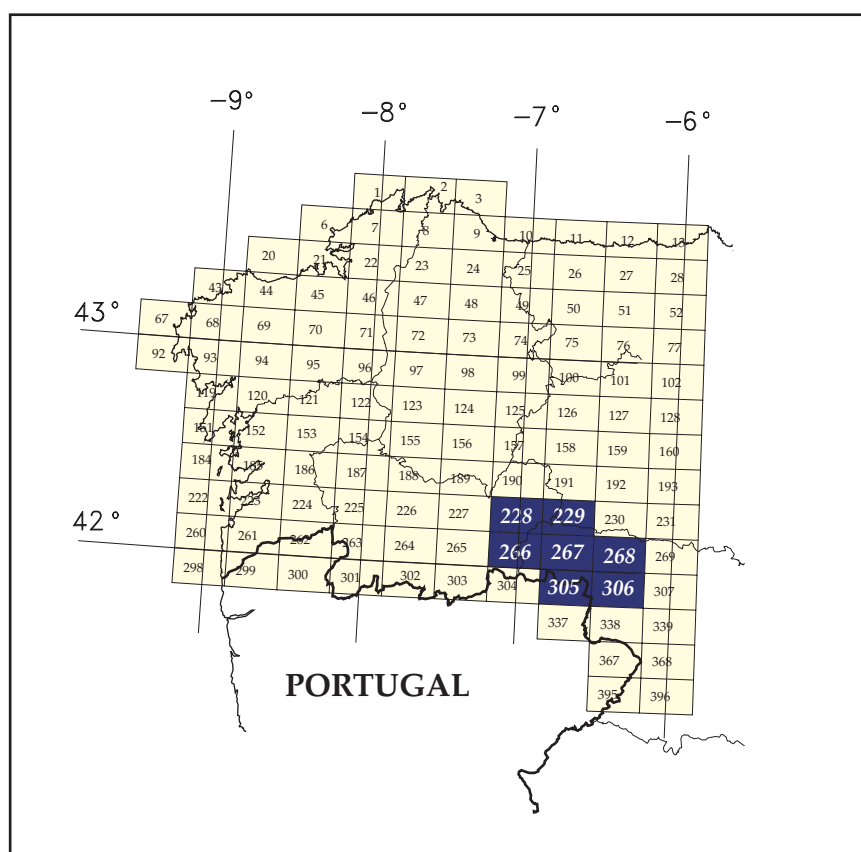


## 1.- INTRODUCCIÓN

### 1.1.- SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área objeto de estudio se encuentra, casi en su totalidad, en la esquina NO de la provincia de Zamora, abarcando zonas de las provincias limítrofes de Ourense y León. Su forma es alargada según una dirección N 120°E, estando limitada al SE por los sedimentos terciarios de la cuenca del río Duero, al N por la Sierra de la Cabrera y al S por los relieves de la Sierra de la Culebra.

La zona tiene una superficie aproximada de 2700 km<sup>2</sup> y abarca de forma total o parcial las siguientes hojas del Mapa Geográfico Nacional a escala 1:50.000: nº 228 (Viana do Bollo), nº 229 (La Baña o Encinedo), nº 266 (A Gudiña), nº 267 (Puebla de Sanabria), nº 268 (Molezuelas de la Carballeda), nº 305 (Calabor) y nº 306 (Villardecieiros) (Figura 1.1). El área de trabajo comprende, de NO a SE, la comarca de Terra do Bolo (provincia de Ourense) y las comarcas de Sanabria y Carballeda (provincia de Zamora) (Figura 1.2).



**Figura 1.1:** Esquema de situación de los mapas a escala 1:50.000 del MTN. En color azul, hojas topográficas abarcadas en este trabajo.



Topográficamente, se puede dividir en dos grandes áreas. La mitad oriental se caracteriza por tener una menor altura y una superficie bastante llana, salvo los valles producidos por el encajamiento de la red fluvial, en especial el del río Tera, actualmente inundado por tres embalses dedicados a la producción de energía eléctrica (Cernadilla, Valparaíso y Val de Santa María). En la mitad noroccidental se encuentran los mayores relieves, que corresponden a las Sierras Segundera y Cabrera. Las cotas más altas se alcanzan en la Sierra Segundera, con el Moncalvo (2.045 m) y Peña Trevinca (2.127 m), esta última en el límite entre las provincias de Ourense y Zamora.

En el centro se encuentra el Parque Natural del Lago de Sanabria, creado en el año 1978 con el fin de preservar la morfología glacial dentro de esta zona de la Península. Este relieve se desarrolló durante la última de las glaciaciones del Cuaternario (Würm). En aquella época, la zona topográficamente más alta estaba cubierta por un casquete glacial del que fluían dos grandes lenguas que estaban separadas por la Sierra de la Cabrera Baja.

La zona más alta presenta una topografía muy suave, en relación con los relieves situados más al N (Foto 1.1). En esa zona son muy abundantes y extensos los depósitos glaciares y periglaciares, lo que determina que los afloramientos de roca viva sean escasos. Los circos y valles glaciares son muy numerosos. Los circos están muy bien conservados, en especial los que se encuentran en la Sierra de la Cabrera, en el contacto entre la Formación "Olló de Sapo" y los metasedimentos del Ordovícico Inferior. En la parte septentrional del área de trabajo, los circos están escavados en los materiales ordovícicos y los glaciares fluían al N, hacia el valle del río Cabrera, dando lugar a las lagunas de La Baña y Truchillas.



**Foto 1.1:** El relieve en el área de afloramiento del "Olló de Sapo". En primer término se aprecia una de las múltiples lagunas glaciares que se encuentran por toda la zona. Además, se puede ver el contacto S entre el granitoide de Pradorramisquedo y el ortogneis glandular (flecha roja). Asimismo, se ve cómo la parte alta de la zona es bastante plana y escasa de afloramientos.

En la parte meridional también son muy numerosos los circos glaciares, de los que fluían lenguas hacia un glaciar principal situado en el actual valle del río Tera (Foto 1.2), dejando a su paso multitud de morrenas y lagunas glaciares en las zonas altas. También son frecuentes otro tipo de valles menores glaciares.



**Foto 1.2:** Valle glacial del río Tera, visto desde Peña Trevinca (Hoja nº 229, La Baña). Al fondo de la foto se puede ver cómo la parte alta de la zona es muy plana. Además, se puede apreciar la existencia de valles glaciares colgados, como el que se aprecia a la izquierda del valle principal y que corresponde al arroyo de Ríopedro.

Con respecto a las lagunas glaciares, se pueden distinguir dos tipos: uno es el originado por la presencia de morrenas frontales que cierran el circo, como es el caso del Lago de Sanabria, el mayor de toda la zona, el (Foto 1.3). El otro está ocasionado por la sobreexcavación del substrato rocoso como es el caso de la laguna de Lacillo. Las lagunas glaciares son muy frecuentes en toda la parte alta de la comarca de Sanabria constituyendo una de las características más llamativas y espectaculares de este paisaje.

En toda la zona son muy comunes los depósitos morrénicos (Foto 1.4), se trata de morrenas laterales, frontales (Lago de Sanabria) o pequeñas morrenas desarrolladas durante la retirada de los glaciares en los fondos de los valles, como puede apreciarse en el río Tuela.

En algunos puntos, el encajamiento de la red fluvial ha modificado de forma sustancial el fondo de los valles, cambiando el típico perfil en U por el de V como ocurre, por ejemplo, en el río Vibey a su paso por la localidad de Pías. En este mismo lugar, el río presenta un cambio importante en su dirección, indicando una captura fluvial, ya que los depósitos morrénicos continúan sin cambiar de dirección, hacia la localidad de Villavieja.



**Foto 1.3:** Lago de Sanabria. Las morrenas de fondo se encuentran a la izquierda de la Foto (Hoja nº 267, Puebla de Sanabria).



**Foto 1.4:** Grandes morrenas laterales situadas al N de Cepedelo. En la línea de cresta se pueden ver grandes bloques erráticos (Hoja nº 266, A Gudiña).

## 1.2.- ENCUADRE GEOLÓGICO

El Macizo Ibérico en la mitad occidental de la Península Ibérica, es uno de los afloramientos de mayor extensión de la Cadena Varisca, o Cinturón Hercínico Europeo y permite observar un corte transversal a la estructura de más de 800 km de longitud. El Macizo Ibérico, que representa el segmento más occidental de la cadena, se formó como respuesta a la colisión de los continentes de Gondwana y Laurentia (MATTE, 1968; JULIVERT Y MARTÍNEZ, 1987; LEFORT, 1989; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1997) y fue posteriormente fragmentado en el proceso de la apertura del Océano Atlántico.

Los términos “Hercínico” y “Varisco” se consideran equivalentes y se refieren al episodio orogénico que tuvo lugar desde el Devónico Superior hasta el Carbonífero Superior, aunque el macizo incluye terrenos con eventos tectonometamórficos del Devónico Inferior y Silúrico Superior. En Europa central y occidental, los materiales afectados por la Orogenía Varisca afloran en una serie de macizos priesozoicos separados por extensas cuencas mesozoicas y cenozoicas (Figura 1.3). Como se puede apreciar, la Cadena Varisca se extiende a lo largo de varios afloramientos de los que los más occidentales, Macizo Ibérico y el Macizo Armoricano, definen una geometría arqueada y constituyen el denominado Arco Ibero-Armoricano (BARD *et al.*, 1970).

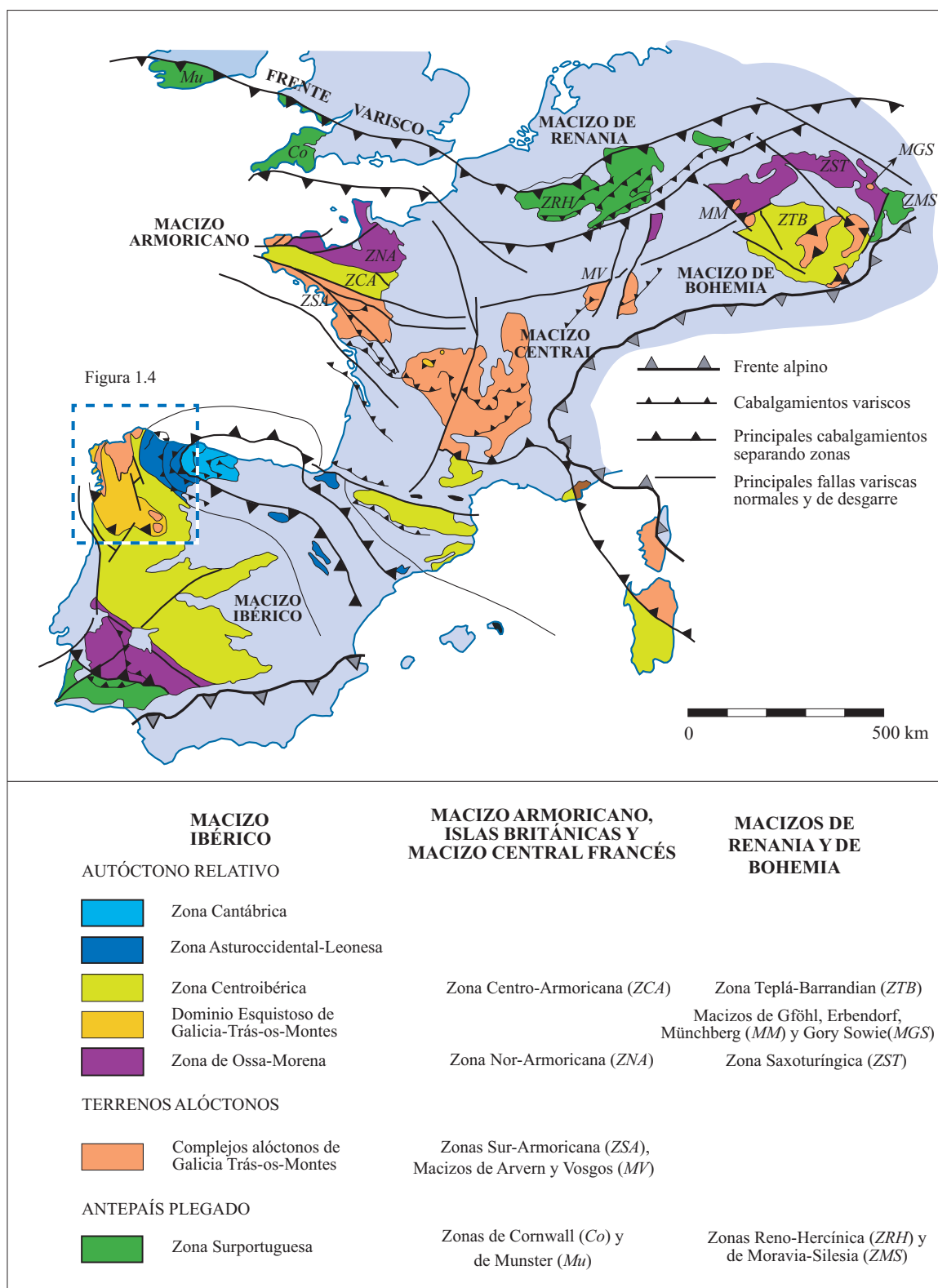
La Cadena Varisca ha sido dividida en diversas zonas en función de sus características paleogeográficas, estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas y el Macizo Ibérico es el único afloramiento de la cadena en que se ha reconocido al completo esta zonación. Fue LOTZE (1945a) el primer autor que dividió el Macizo Ibérico en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdica, Ossa-Morena y Surportuguesa, que presentan una cierta simetría en su disposición. Estas zonas han sido aceptadas hasta la actualidad por la mayor parte de los investigadores, si bien se han realizado modificaciones en los últimos años.

Así, en el esquema de división propuesto por JULIVERT *et al.* (1972, 1983), se unifican las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudiense de LOTZE en una sola denominada Zona Centroibérica (ZCI), debido a que ambas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica muy semejante. La principal diferencia entre ellas consiste en la presencia de un plutonismo sinorogénico más abundante y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcudiense, aunque también hay diferencias en cuanto a los materiales paleozoicos, siendo en la Zona Lusitano-Alcudiense donde afloran los materiales pertenecientes al Complejo Esquisto-grauváquico.

También hay que destacar las modificaciones realizadas por FARIAS *et al.* (1987) y ARENAS *et al.* (1988), quienes proponen la individualización de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM), la cual había sido considerada como una subzona de la ZCI por RIBEIRO (1970, 1974), y que representaría una lámina alóctona superpuesta tectónicamente sobre el autóctono de la ZCI.

En la actualidad se distinguen de NE a SO en el Macizo Ibérico, las siguientes: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental Leonesa, Zona de Galicia-Trás-os-Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (ver Figura 1.3).





**Figura 1.3:** Mapa geológico general del Cinturón Varisco en Europa occidental, donde se muestran las distintas zonas del Macizo Ibérico y su correlación con el resto de los macizos variscos. Según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1997) y basado principalmente en JULIVERT *et al.* (1972), AUTRAN Y COGNÉ (1980) y TOLLMANN (1982).

Estas zonas están profusamente descritas en diversas monografías y trabajos sintéticos, desde el punto de vista estructural (MATTE, 1986; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; PÉREZ ESTAÚN *et al.*, 1991; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1996.), metamórfico (ARENAS *et al.*, 1986; MARTÍNEZ Y ROLET, 1988; GIL IBARGUCHI Y ARENAS, 1990) e ígneo (BELLIDO MULAS *et al.*, 1987; CORRETGÉ *et al.*, 1990; CASTRO *et al.*, 2002). Entre ellas hay que destacar por su carácter más extenso las siguientes: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (IGME, 1983), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (DALLMEYER Y MARTÍNEZ GARCÍA, 1990), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica* (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1992) y más recientemente, *Geología de España* (VERA, 2004).

Las características de la Zona Cantábrica y parcialmente la Surportuguesa son propias de las zonas externas de un orógeno, mientras que el resto tienen los rasgos de las zonas internas, caracterizados por deformaciones dúctiles polifásicas acompañadas de metamorfismo regional y actividad magmática sinorogénica.

La Zona Cantábrica (ZC) ocupa el núcleo del Arco Ibero-Armoricano y se caracteriza por una secuencia sedimentaria, en la que dominan los materiales paleozoicos precarboníferos en facies de plataforma y un carbonífero muy potente, constituido por un conjunto sin- y postorogénico que incluye gran variedad de facies. La deformación es de tipo supracortical, sin metamorfismo asociado y la estructura es de tipo “thin-skinned”, con un despegue generalizado de la serie paleozoica. Su límite occidental se sitúa en el Antiforme del Narcea.

La Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) presenta un Precámbrico esquistoso que aflora en el núcleo de grandes antiformentes, sobre el que reposa discordante un Paleozoico detrítico y en menor medida carbonatado, con un registro bastante completo hasta el Devónico Inferior, aunque tal vez lo que mejor caracteriza a esta zona sea la existencia de una potente serie cambro-ordovícica, muy completa y de naturaleza fundamentalmente detrítica siliciclástica. Estructuralmente, se caracteriza por la presencia de cabalgamientos, posteriores al desarrollo de grandes pliegues tumbados vergentes al E con desarrollo de esquistosidades, y todo ello afectado por pliegues suaves tardíos. El grado de metamorfismo y la abundancia de rocas plutónicas aumentan hacia el O. El límite occidental se encuentra en la Falla de Vivero, aunque por la parte Sur este límite no está muy claro y se toma como tal bien el Sinclinal de Sil-Truchas, bien el del Caurel-Peñalba.

La Zona Centroibérica (ZCI) es la más extensa de las del Macizo Ibérico y constituye el dominio autóctono más interno de la cadena. Se caracteriza por su heterogeneidad en lo referente al grado metamórfico y plutonismo.

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) dividen la ZCI en dos dominios estructurales, en función de las características de los pliegues de la fase 1 Varisca. Así, se distingue un dominio de pliegues recumbentes en el NE y otro dominio de pliegues verticales en el SO. La zona de estudio se localiza en el dominio de los pliegues recumbentes.

Por otra parte, AZOR *et al.* (1992) establecen dentro de la Zona Centroibérica el Dominio del “Ollo de Sapo” (DOS), el cual coincide con el dominio de los pliegues recumbentes de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y con el Antiforme del “Ollo de Sapo” definido inicialmente por PARGA PONDAL *et al.* (1964). Los límites establecidos para este dominio en el NO de la Península Ibérica son: la falla de Viveiro y su continuación por el Sinclinal del Caurel-Peñalba para su límite N, estando el límite

suroccidental definido por la Falla de Valdoviño y el cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de la ZGTM.

Así que, dentro de la ZCI se pueden distinguir dos dominios, uno nororiental y otro meridional. El dominio nororiental está caracterizado por la existencia de extensos afloramientos de gneises glandulares preordovícios, abundantes macizos graníticos sinorogénicos y zonas con metamorfismo regional de alto grado rodeado por zonas con materiales con bajo grado metamórfico regional. Además, los pliegues son tumbados y vergentes hacia el E y NE. Este dominio corresponde al de los pliegues recumbentes de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y al del “Ollo de Sapo” de AZOR *et al.* (1992). El dominio meridional se caracteriza por la existencia de extensos afloramientos de pizarras y grauvacas previas al Ordovícico Inferior, abundantes macizos graníticos tardi- y postectónicos y de amplias zonas con metamorfismo de grado muy bajo a bajo, así como pliegues con una vergencia poco definida. Este dominio se corresponde con el de los pliegues verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y en buena parte coincide con la Zona Lusitano-Alcúdica de LOTZE (1945a y b).

La Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM) se caracteriza por cabalgar sobre la ZCI, por incluir rocas de naturaleza oceánica y por eventos metamórficos desarrollados en condiciones de alta presión asociados a procesos de subducción (ARENAS *et al.*, 1986; ARENAS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1996). Esta zona se subdivide a su vez en dos dominios superpuestos. El conjunto inferior está representado por el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM), constituido fundamentalmente por rocas metasedimentarias y metavolcánicas de carácter félsico, que se sitúa de forma cabalgante sobre el autóctono de la ZCI. Las similitudes desde los puntos de vista estratigráfico, estructural y metamórfico del dominio esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes con la Zona Centroibérica sugieren según DÍAZ GARCÍA (1992) y DALLMEYER *et al.* (1997) que este dominio debe estar paleogeográficamente relacionado con el autóctono relativo de la ZCI y a menudo se describe como parautóctono (RIBEIRO *et al.*, 1990). El conjunto superior está constituido por los Complejos Alóctonos con rocas máficas y relacionadas de Cabo Ortegal, Malpica-Tui, Órdenes, Bragança, Morais y aparece superpuesto tectónicamente al Dominio Esquistoso.

La Zona de Ossa-Morena (ZOM) presenta series estratigráficas muy diversas, que se extienden desde el Proterozoico Superior hasta el Carbonífero. El metamorfismo regional está concentrado en dos bandas de orientación NO-SE, en relación con dos antiformes en cuyo núcleo aflora el Proterozoico. Estos afloramientos metamórficos de mayor grado son los de Sierra Albarrana, Valuengo, Monasterio y Lora del Río, además de la banda metamórfica de Aracena, que representa el límite S de la ZOM. El plutonismo presenta un amplio espectro desde el punto de vista geoquímico, incluyendo abundantes cuerpos intrusivos de carácter básico y ácido y que abarcan tres periodos de tiempo, el Proterozoico Superior, el “rifting” Cambro-Ordovícico y el Carbonífero. Estructuralmente se caracteriza por presentar pliegues asimétricos a acostados vergentes al SO y cabalgamientos con un movimiento del bloque de techo hacia el SO, que marcan un primer evento colisional con un acortamiento de edad devónica (AZOR, 2004).

Por último, la Zona Surportuguesa (ZSP) está formada principalmente por materiales devónicos y carboníferos. En la parte norte de la ZSP se encuentra la denominada Faja Pirítica Ibérica (FPI), constituida por secuencias volcánicas masivas y series volcanosedimentarias, a las que se encuentran asociadas importantes mineralizaciones que constituyen una de las mayores

provincias metalogenéticas de sulfuros masivos del mundo. Las rocas plutónicas son principalmente básicas de composición gabro-diorítica con cuerpos de rocas ultramáficas y granitoides de carácter subvolcánico, formando una serie de tipo trondhjemita-tonalita-diorita (TTD). Además, hay un segundo tipo de granitoides ricos en potasio constituidos por monzogranitos con granate (El Berrocal) o por monzogranitos con cordierita (Arroyo Crispinejo, JUNTA DE ANDALUCÍA, 1999), y que son intrusivos sobre los anteriores. Tradicionalmente se ha considerado que dentro de la ZSP no aflora el basamento, pero trabajos recientes (JUNTA DE ANDALUCÍA, 1999; DUNNING *et al.*, 2002) describen un conjunto de rocas polimetamórficas que pueden alcanzar un grado metamórfico en facies de anfibolitas (Formación La Minilla), que podrían corresponder al afloramiento de un posible basamento en la ZSP.

La distinción entre terrenos alóctonos y autóctonos es clave en la descripción e interpretación del Macizo Ibérico. En su parte NO, los terrenos alóctonos afloran en los complejos de la ZGTM, mientras que su autóctono está formado por las Zonas Centroibérica, Asturoccidental Leonesa y Cantábrica. Las dos primeras constituyen la zona interna y de transición del orógeno y la última representa la zona externa. El autóctono ibérico, junto con otros terrenos equivalentes en Europa, formó parte del margen continental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior, situado en una posición cercana al margen septentrional del actual continente Africano, de acuerdo con datos paleomagnéticos y criterios de correlación faunística y estratigráfica (PARIS Y ROBARDET, 1997; BLAISE Y BOUYX, 1980; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990; TAIT *et al.*, 1997). El margen de Gondwana se caracteriza por haber registrado una actividad orogénica Cadomiense, el equivalente europeo del orógeno Pan-Africano (QUESADA, 1990; QUESADA *et al.*, 1991; OSCHNER, 1993), y por el desarrollo de un proceso de “rifting” continental Cambro-Ordovícico. Este “rifting” estuvo probablemente relacionado con la separación del microcontinente Avalón de Gondwana y es el origen de la apertura del océano Rhéico (FORTEY Y COCKS, 1988; PRIGMORE *et al.*, 1997; MAC NIOCAILL *et al.*, 1997; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1997).

El área de estudio se encuentra en la mitad N de la Zona Centroibérica y más concretamente dentro del Dominio del “Ollo de Sapo” (DOS), en su parte NO, formando parte del Antiforme del “Ollo de Sapo”. Un esquema geológico del NO del Macizo Ibérico con la situación del área estudiada puede verse en la Figura 1.4.

### 1.3.- ANTECEDENTES

La geología del NO de la Península Ibérica ha sido ampliamente estudiada en los últimos años y en este apartado sólo serán mencionados los estudios referidos al área que nos ocupa y a los sectores más próximos. El rasgo geológico más característico lo constituyen el volumen de rocas gnéisicas aflorantes por debajo del Ordovícico Inferior siliciclástico, conocidas como la Formación “Ollo de Sapo”. En el NO peninsular los gneises “Ollo de Sapo” ocupan el núcleo de una estructura antiformal varisca, situada en el NE de la Zona Centroibérica (ZCI), muy próxima al límite con la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL), formando un afloramiento continuo que se extiende desde la isla de Coelheira (Lugo) hasta desaparecer bajo los materiales terciarios de la cuenca del río Duero (Zamora).

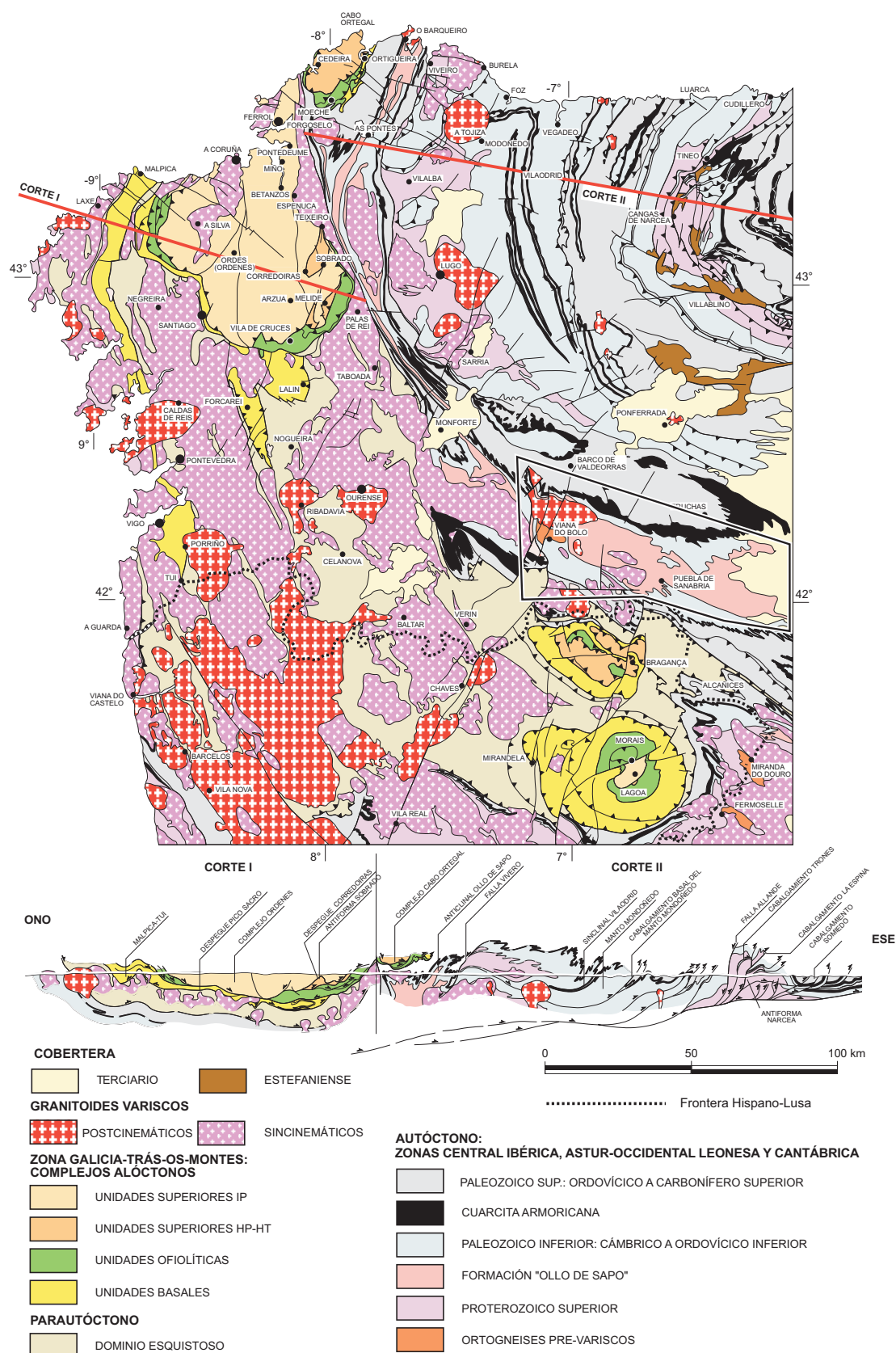


Figura 1.4: Mapa geológico del NO del Macizo Ibérico, según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1997). El área enmarcada corresponde a la zona de estudio.

De hecho, se trata de una estructura compleja formada por la interferencia de dos fases variscas, la primera de pliegues recumbentes con vergencia E y la última de pliegues verticales. Según las regiones, los pliegues verticales más comunes corresponden a una de las dos fases y, en general, la estructura está formada por varios pliegues, por lo que a menudo se ha descrito como el Anticlinorio del “Ollo de Sapo”. En el flanco N del antiforme o anticlinorio del “Ollo de Sapo” se encuentra el sinclinorio del Sil-Truchas, mientras por el S, se encuentra flanqueado por el Sinforme de Alcañices.

Los gneises fueron denominados “Ollo de Sapo” por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1922) usando una expresión local derivada de la presencia de ojos de cuarzo de color azulado, dentro de una matriz esquistosa de color oscuro.

Los trabajos, así como las referencias bibliográficas de carácter general con respecto a esta zona y en particular a este tipo de rocas, no son abundantes. Entre ellos cabe destacar los pioneros de PARGA PONDAL *et al.* (1964), MATTE (1968), CAPDEVILA (1969), FERRAGNE (1972) y MARTÍNEZ GARCÍA (1969, 1971, 1973).

Mientras PARGA PONDAL *et al.* (1964) realizaron una primera descripción pormenorizada del “Ollo de Sapo” y una interpretación acertada en muchos aspectos, como el haber identificado una importante componente volcánica, no acertaron al asignarle una edad Cámbrico Medio a Precámbrico. Por otra parte, atribuyeron las estructuras a la primera fase varisca, aunque reconociendo la superposición de otra posterior, mientras que MATTE (1968) ante la evidencia de que muchos pliegues doblaban a un clivaje tectónico previo, reinterpretó varios de los pliegues mayores, asignándolos a una segunda fase, pero asumiendo que en Galicia central replegaban a un enorme anticlinal tumbado de la primera, cuya existencia no llegó a demostrar.

FERRAGNE (1972) realizó un estudio de la provincia de Ourense, estableciendo una serie estratigráfica inicial, una secuencia de cuatro eventos metamórficos y dos ciclos orogénicos. El primero sería Precámbrico y a él asoció tres fases de plegamiento. El segundo ciclo orogénico afectaría también a los materiales paleozoicos y en él también se diferencian tres fases de plegamiento. La ausencia de materiales precámbricos en la zona invalida sus conclusiones, que están lastradas por una interpretación errónea de la macroestructura, en particular, la falta de reconocimiento de una unidad alóctona en el Sinforme de Verín.

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) estableció una columna litoestratigráfica, en la que diferenció varias unidades ordovícicas e infraordovícicas, así como otras más modernas que culminan en la denominada Serie de San Vitero, a la que atribuyó una edad Wenlock (Silúrico). Describió cuatro fases de deformación principales y tres fases metamórficas: la primera de presión elevada, la segunda de presión intermedia y la última desarrollada durante la intrusión de los distintos cuerpos graníticos que existen por toda la zona. Propuso un esquema estructural complejo que no justificó a nivel de las macroestructuras y atribuyó la deformación a dos ciclos orogénicos distintos, uno prehercínico (Silúrico) y otro hercínico, a partir de una interpretación errónea de la edad de la Serie de San Vitero.

Más recientemente, MARTÍNEZ GARCÍA Y QUIROGA (1993) realizaron una reinterpretación del Antiforme del “Ollo de Sapo” en el sector de Sanabria, como una ventana tectónica en la que afloran cuatro unidades superpuestas tectónicamente, denominadas de arriba hacia abajo, unidad

de Peña Trevinca (Cámbrico–Silúrico), unidad de Ribadelago (Formación “Ollo de Sapo”), unidad de Viana (Serie de Porto, Precámbrico - Cámbrico) y unidad de Villanueva (Cámbrico–Ordovícico). Además, en el sector de Alcañices, observan la presencia de una unidad con sedimentos y rocas volcánicas de carácter oceánico y de edad Silúrico–Devónico (formación Aliste), a la que se superpone de forma discordante una sucesión turbidítica de edad Tournaisiense, la Formación San Vitero. Si bien es cierto que existen unidades alóctonas en el Sinforme de Alcañices (VACAS Y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), la superposición de las unidades inferiores no parece tectónica, sino puramente estratigráfica, como se discutirá más adelante.

AZOR *et al.* (1992) definieron el Dominio del “Ollo de Sapo” (DOS), el cual coincide con el Dominio de los Pliegues Tumbados de Díez BALDA *et al.* (1990) y que en su parte septentrional comprende el Antiforme del “Ollo de Sapo” definido por PARGA PONDAL *et al.* (1964). Para estos autores el límite oriental del dominio del “Ollo de Sapo” es la Falla de Viveiro y el Sinclinal del Sil-Truchas, mientras que el cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes y la Falla de Valdoviño constituyen su límite occidental. Una de las características más notables del dominio del “Ollo de Sapo” es la presencia de formaciones de gneises glandulares en la parte inferior de las secuencias preordovícicas.

DÍAZ GARCÍA (1997) propuso un origen plutónico para la facies con megacristales del “Ollo de Sapo” y un origen milonítico para la facies sin megacristales y de grano fino. DÍAZ GARCÍA (1999) describe al N de la ZCI un episodio de alta temperatura y baja presión, simultáneo al desarrollo de una zona de cizalla con movimiento del bloque de techo hacia el O, que afectó a los materiales situados bajo la Cuarcita Armoricana y al “Ollo de Sapo”. Las estructuras relacionadas con esta zona de cizalla serían previas a la D1 Varisca y el autor les atribuye una edad Silúrico Superior-Devónico Inferior.

#### 1.4.- OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

La realización del presente trabajo se plantea en respuesta a la necesidad de poner al día los conocimientos geológicos de un área, como la que nos ocupa, rodeada por regiones en las que los conocimientos geológicos han avanzado y evolucionado considerablemente en los últimos años.

Las primeras campañas de campo se realizaron durante el mes de marzo del año 2000, comenzándose en las zonas de menor grado metamórfico, que corresponde a la parte oriental y continuándose durante los años sucesivos hacia las regiones occidentales.

La cartografía geológica se realizó con ayuda de la fotografía aérea a escala 1:30.000, del Servicio Geográfico Nacional, del año 1985, excepto para la hoja nº 306 (Villardecievros), en la cual se ha utilizado la fotografía aérea perteneciente al vuelo americano del año 1957. Los datos se pasaron a planos de escala 1:50.000 del Servicio Cartográfico del Ejército, en la denominada Serie L, para posteriormente realizar el Mapa Geológico que se adjunta en este trabajo, sobre la base topográfica del Servicio Cartográfico del Ejército (Serie C). Este tamaño permite que el mapa sea manejable y facilite la visión a escala regional, a la vez que refleja la información necesaria para los objetivos del presente trabajo.

Además del mapa geológico, se ha realizado un esquema de isogradas y zonas de metamorfismo y se han llevado a cabo estudios de las litologías más características y problemáticas, un análisis estructural detallado, otro de la evolución metamórfica y también análisis geoquímicos e isotópicos.

Los estudios litológicos han tenido como objetivo principal el estudio de los distintos litotipos pertenecientes a la Serie de "Viana do Bolo" y a la Formación "Ollo de Sapo", sus variaciones litológicas y la comparación con rocas equivalentes de otras áreas, con el fin de identificar la naturaleza de los materiales ígneos o sedimentarios de los que proceden. Los trabajos de índole estructural se centran en aspectos fundamentales, como son el conocimiento de las fases de deformación, sus edades relativas, vergencias de las estructuras y cinemática, para integrarlos dentro de la evolución orogénica regional. La evolución metamórfica se ha centrado en conocer las condiciones metamórficas que han sufrido estos materiales, su evolución y significado. El estudio litogeoquímico ha buscado interpretar el origen de las rocas ígneas e integrarlo en el marco geotectónico de la evolución de las placas en el Paleozoico. Los análisis isotópicos han intentado despejar la incertidumbre de la edad de la Formación "Ollo de Sapo" y también fijar la edad de los eventos orogénicos. También se han estudiado los granitoides desde el punto de vista de la evolución metamórfica, plutónica y estructural.

Durante el desarrollo de este estudio se han realizado unas 300 láminas delgadas que, junto con la revisión de más de 1.000 láminas delgadas procedentes de la colección de las hojas del MAGNA a escala 1:50.000 y pertenecientes a los fondos documentales del IGME, han permitido obtener un gran volumen de información y datos para el estudio del metamorfismo y petrografía.