

Capítulo 1

Contexto geográfico, climático y geológico del Lago de Sanabria

Contenido:

- 1. Situación geográfica y contexto climático*
- 2. Situación geológica*

Subcapítulo 1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO CLIMÁTICO.

1.1. Situación geográfica.

El Lago de Sanabria constituye el sistema lacustre natural de mayores dimensiones existente en España (Vega et al., 1992). Está situado en el NW de la península Ibérica, en la provincia de Zamora (42°07'30"N, 06°42'00"W), muy próximo a su límite con las provincias de Ourense, León y Portugal (**Fig. 1.1**). El Lago de Sanabria se encuentra en las siguientes hojas geográficas: ortoimagen 6-4 (Astorga) (E.1: 100.000) y Hoja IGME 267 (Puebla de Sanabria) (E. 1: 50.000). Las hojas que cubren el resto de la cuenca de drenaje son: ortoimagen 5-4 (O Barco de Valdeorras) (E.1: 100.000) y Hoja IGME 229 (Encinedo) (E.1: 50.000).

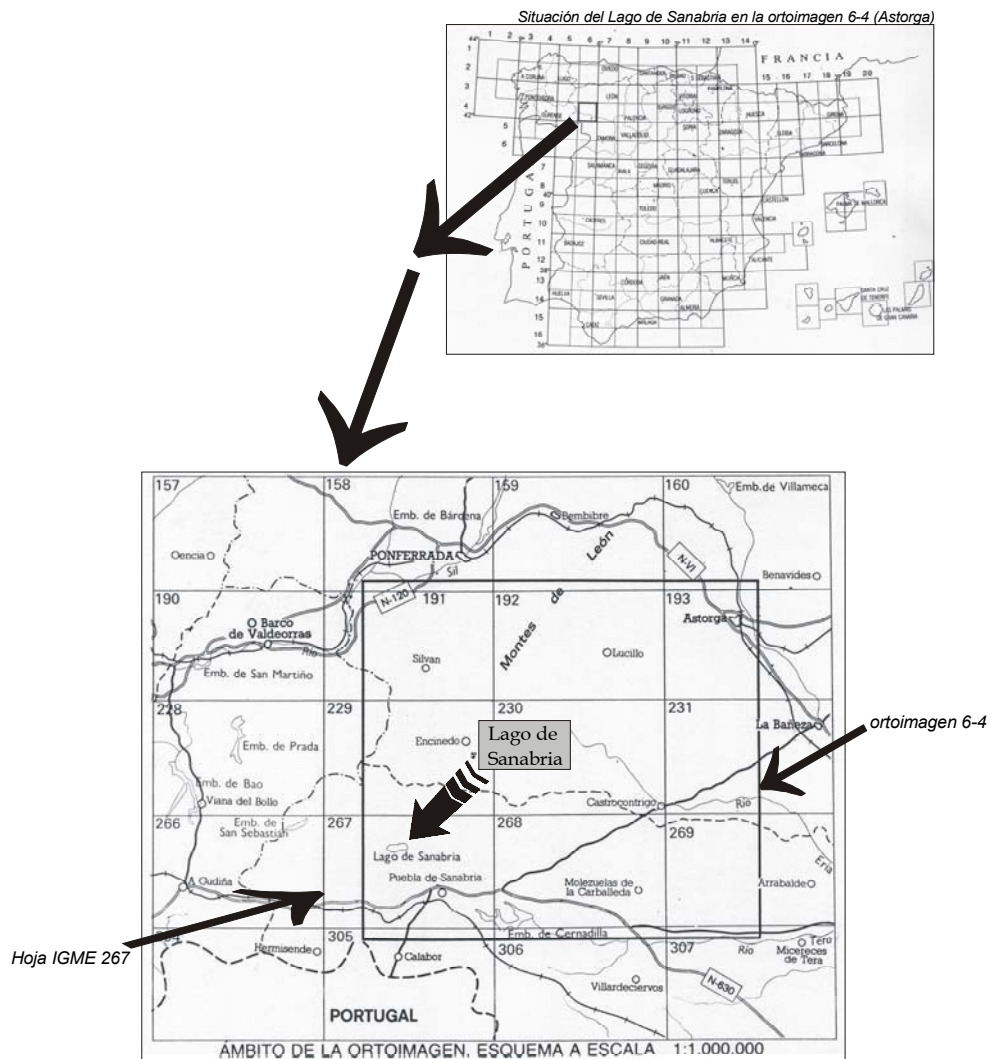


Fig. 1.1. Situación geográfica del Lago de Sanabria. El Lago de Sanabria se encuentra situado en el NW de la península Ibérica, en la provincia de Zamora, muy próximo a Ourense, León y Portugal.

El Lago de Sanabria está situado en el Parque Natural del Lago de Sanabria (Fig. 1.2). El lago se encuentra enmarcado en una cuenca exorreica donde el río Tera constituye el principal sistema hídrico de entrada y salida del sistema lacustre. Existen 6 embalses en la cuenca hidrográfica del lago, y son: embalse de Puente Porto, embalse de Playa, embalse de Cárdena, embalse de Garandones, embalse de Vega de Tera, y embalse de Vega de Conde (Fig. 1.2). Además, en la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria existe una gran cantidad de humedales de pequeña extensión.

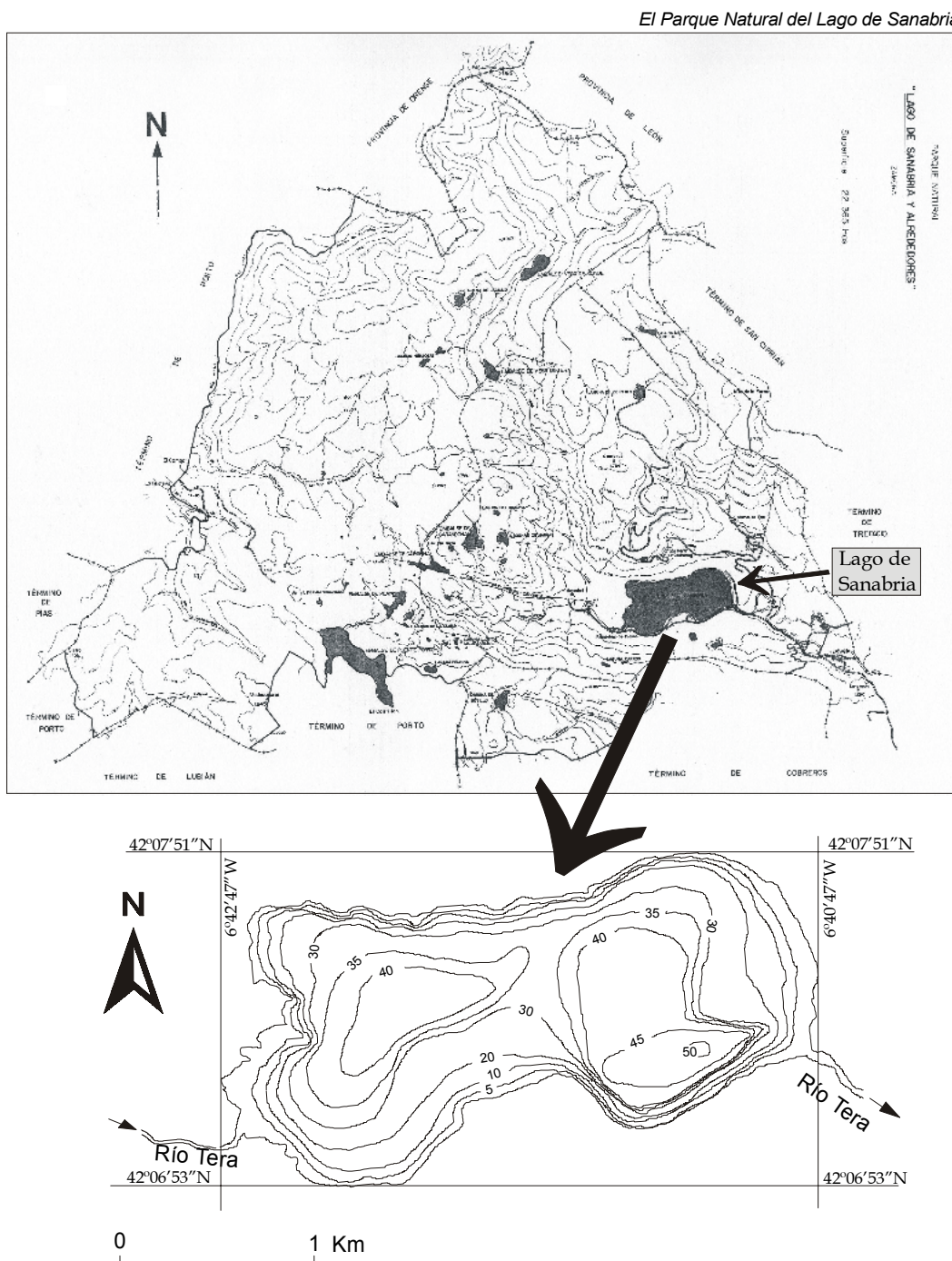


Fig. 1.2. El Lago de Sanabria y los límites del Parque Natural. El gráfico de los límites del Parque Natural ha sido extraído de Vega et al. (1991).

1.2. Características climáticas de la región de Sanabria.

La información climatológica ha sido obtenida en el Instituto Nacional de Meteorología (INM). En la estación meteorológica de Ribadelago, con coordenadas 42°07'15" N y 06°44'52" W (1000 m.s.n.m.), y situada en la orilla occidental del Lago de Sanabria, las series climáticas disponibles revelan la existencia de una precipitación media anual de 1402.3 mm y una temperatura media anual de 10.0°C.

La **Fig. 1.3** muestra las características pluviométricas y térmicas de la región del Lago de Sanabria, obtenidas en la estación de Ribadelago. La época más lluviosa en la zona corresponde al intervalo Octubre-Marzo, con un valor medio mensual de 170.7 mm, y una precipitación media anual de 1024.2 mm (el 73% de la precipitación total anual). Diciembre constituye el mes más lluvioso del año, con un valor medio de 212.3 mm. El periodo del año más seco lo constituye el intervalo Junio-Agosto, con un valor medio mensual de 29.8 mm, y una precipitación media anual de 89.5 mm (tan sólo el 6% de la precipitación total anual).

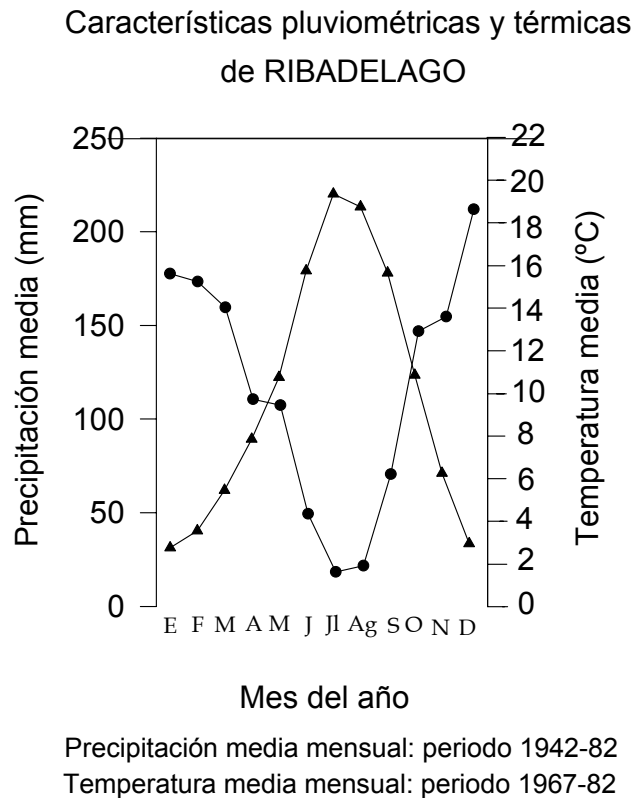


Fig. 1.3. Características pluviométricas y térmicas de la región del Lago de Sanabria, obtenidas en la estación meteorológica de Ribadelago. Los datos han sido extraídos del Instituto Nacional de Meteorología. Trama en círculos: pluviometría. Trama en triángulos: temperatura.

La época más fría corresponde al intervalo Octubre-Marzo, donde se registra una temperatura media de 4.2°C. Enero es el mes más frío, con un valor de 2.8°C. El intervalo del año donde se registran las temperaturas máximas corresponde a Julio-Agosto, con un valor medio de 19.1°C. Junio y Septiembre son meses relativamente templados, con valores medios de 15.7°C.

Las características climáticas de Ribadelago (Lago de Sanabria) son las siguientes (INM): de Enero hasta Marzo el clima existente es fresco y muy húmedo. En Abril es fresco y húmedo. Durante Mayo el clima es templado y húmedo. Durante los meses estivales (Junio, Julio y Agosto) el clima es templado y seco. En Septiembre se vuelve a condiciones templadas y húmedas. En Octubre es templado y muy húmedo, y en Noviembre-Diciembre es fresco y muy húmedo.

Existe una importante diferenciación climática en la región de Castilla y León causada por su peculiar orografía. Así, en el área occidental/noroccidental de la región (zona donde se sitúa Sanabria) las penetraciones de los sistemas frontales Atlánticos son frecuentes, aportando a la región un clima con carácter Atlántico. En cambio, en las zonas interiores de Castilla y León, el clima adquiere unas características más continentales.

1.3. El índice de la NAO y la precipitación en el Lago de Sanabria.

La situación geográfica de la región de Sanabria, situada en el NW de la península Ibérica, determina que el régimen pluviométrico de Sanabria se encuentre condicionado de manera importante por la penetración de los sistemas frontales procedentes del Atlántico, es decir, por la variabilidad climática del Atlántico Norte. Diversos estudios han constatado la influencia de la NAO sobre el régimen pluviométrico del área occidental de la península Ibérica (Zorita et al., 1992; Ulbrich et al., 1999).

La **Fig. 1.4** muestra la relación entre la precipitación en invierno en el Lago de Sanabria (estación de Ribadelago) y el índice de invierno de la NAO. Los datos de la precipitación en Ribadelago han sido obtenidos en la base de datos del Instituto Nacional de Meteorología (INM), mientras que el índice de invierno de la NAO ha sido obtenido en la base de datos de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). El intervalo temporal considerado para establecer la precipitación de invierno ha sido Noviembre-Febrero. Las series de datos de la precipitación invernal y el índice de invierno de la NAO han sido suavizadas (media móvil centrada en 5). El periodo temporal correlacionado ha sido 1945-2000.

Los resultados mostrados en la **Fig.1.4** evidencian la existencia de una estrecha relación inversa entre los índices de la NAO y la precipitación existente en la región del Lago de Sanabria. Así, precipitaciones elevadas en Sanabria se encuentran asociadas a índices negativos de la NAO (fases 1, 3, 5 y 7); por otro lado, precipitaciones bajas en Sanabria se encuentran asociadas a índices positivos de la NAO (fases 0, 2, 4 y 6). La estrecha correlación negativa observada entre ambos parámetros demuestra la importante influencia del clima del Atlántico Norte sobre el sistema lacustre del Lago de Sanabria.

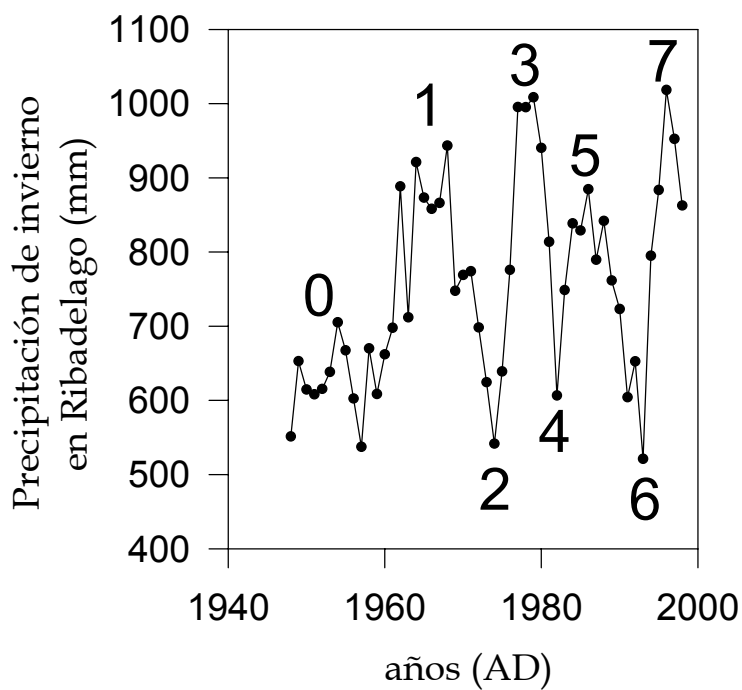
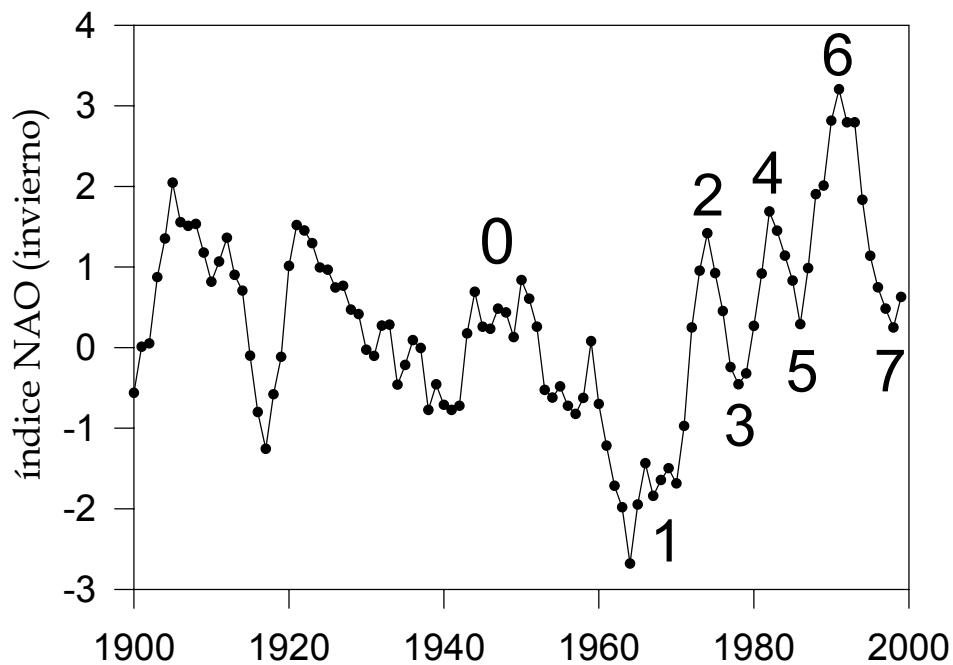


Fig. 1.4. Correlación entre el índice de invierno de la NAO y la precipitación de invierno en el Lago de Sanabria (estación de Ribadelago).

La caracterización del índice de invierno de la NAO, así como de la precipitación de invierno de la zona del Lago de Sanabria, ha sido completada con la determinación de la densidad espectral de ambas series de datos (Fig. 1.5, 1.6 y 1.7). La densidad espectral realizada en la serie del índice de invierno de la NAO ha evidenciado la existencia de las siguientes periodicidades: a) 2.3 años, b) 2.8 años, c) 4.6 años, d) 5.8 años, e) 7.7 años, y f) 69 años (Fig. 1.5 y 1.6).

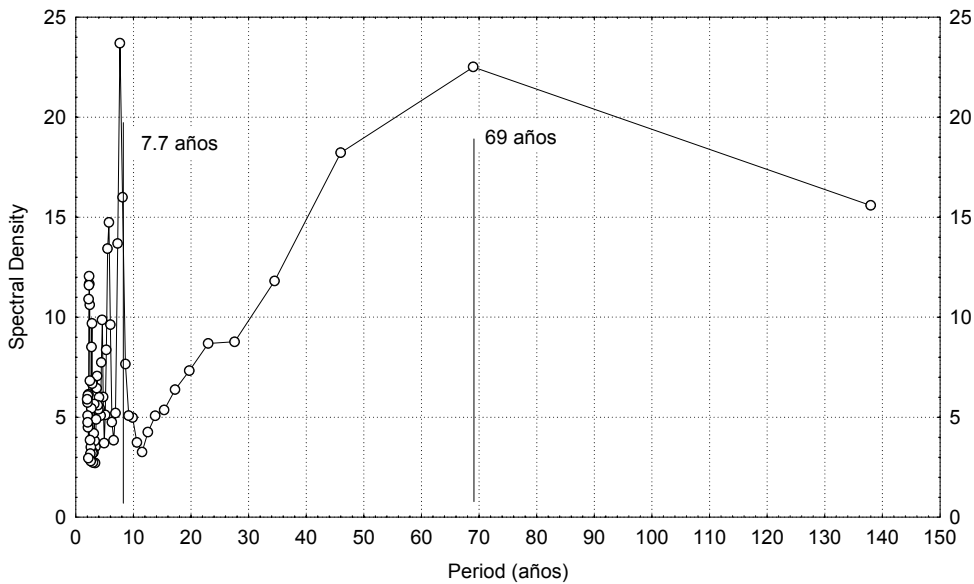


Fig. 1.5. Densidad espectral del índice de invierno de la NAO. Número de casos:138. Hamming weights: .0357 .2411 .4464 .2411 .0357

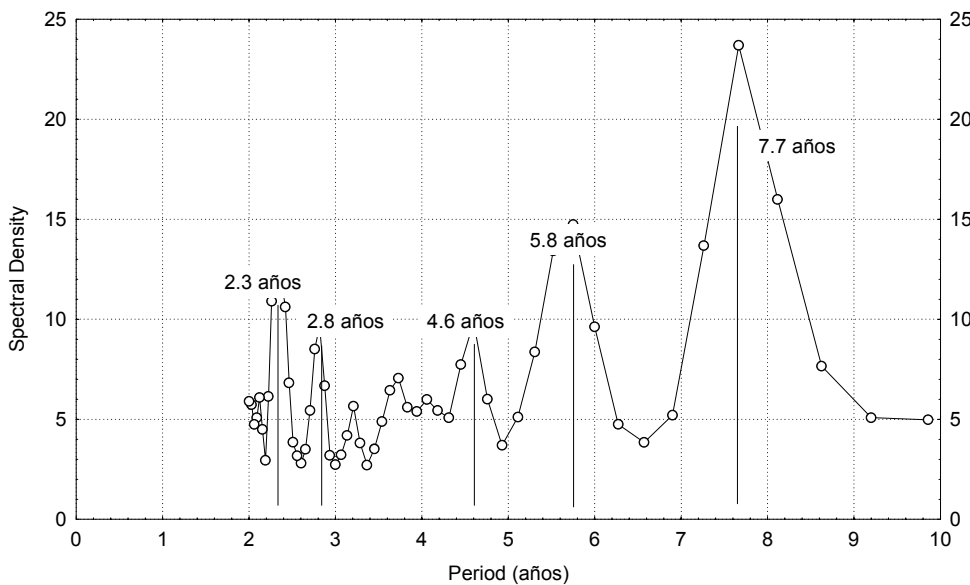


Fig. 1.6. Densidad espectral del índice de invierno de la NAO. Detalle de las periodicidades más cortas. No. de casos: 138. Hamming weights: .0357 .2411 .4464 .2411 .0357

Asimismo, la densidad espectral realizada en la serie de precipitaciones de invierno en el Lago de Sanabria ha evidenciado la existencia de las siguientes periodicidades: a) 2.7 años, y b) 6 años (Fig. 1.7). Las periodicidades existentes en el régimen pluviométrico de la región de Sanabria aparecen también en el comportamiento de la NAO, observación que corrobora la importante influencia del clima del Atlántico Norte sobre el sistema lacustre del Lago de Sanabria.

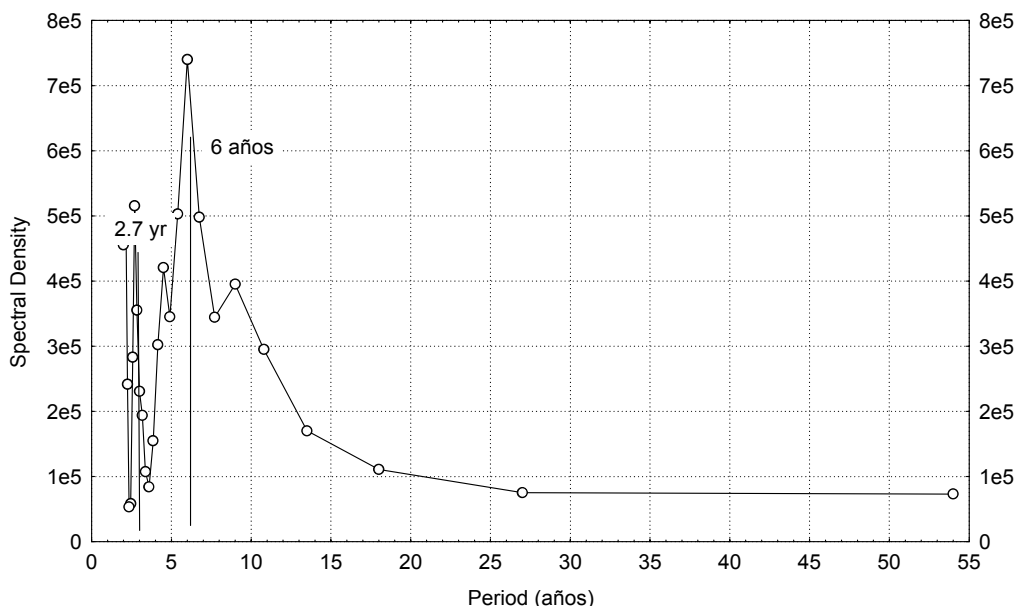


Fig. 1.7. Densidad espectral de la Precipitación de invierno en Ribadelago (Lago de Sanabria). Número de casos: 54. Hamming weights: .0357 .2411 .4464 .2411 .0357

El Lago de Sanabria presenta una elevada tasa de renovación del agua (tiempo de residencia = 0.50-0.75 años). Esta característica determina que su sistema limnológico sea muy susceptible al régimen de precipitaciones de la región y, en consecuencia, a los cambios climáticos (de Hoyos, 1996; de Hoyos & Comín, 1999). Por lo tanto, el estudio paleolimnológico del Lago de Sanabria constituye una oportunidad para comprobar la posible existencia de la señal climática de la NAO en el registro sedimentario del lago, tal como ha sido comprobado en otros tipos de registros paleoambientales (Appenzeller et al., 1998 a, b).

Subcapítulo 2. SITUACIÓN GEOLÓGICA.

2.1. Situación general.

Los materiales presentes en la región de Sanabria son rocas plutónicas y metamórficas de edad Paleozoica. La zona de estudio pertenece al denominado Macizo Ibérico (Hespérico), basamento hercínico constituido por rocas paleozoicas y precámbricas situado en el NW de la península Ibérica.

El sector de Sanabria se caracteriza por la existencia del antiforme del Olo de Sapo, estructura que delimita dos zonas importantes del macizo ibérico: la zona Asturoccidental Leonesa y la zona Centro-Ibérica (Fig. 2.1). El antiforme de Olo de Sapo es una gran estructura que se extiende desde las cercanías de Vivero (Galicia), hasta la sierra de Guadarrama, en el sistema Central Español.

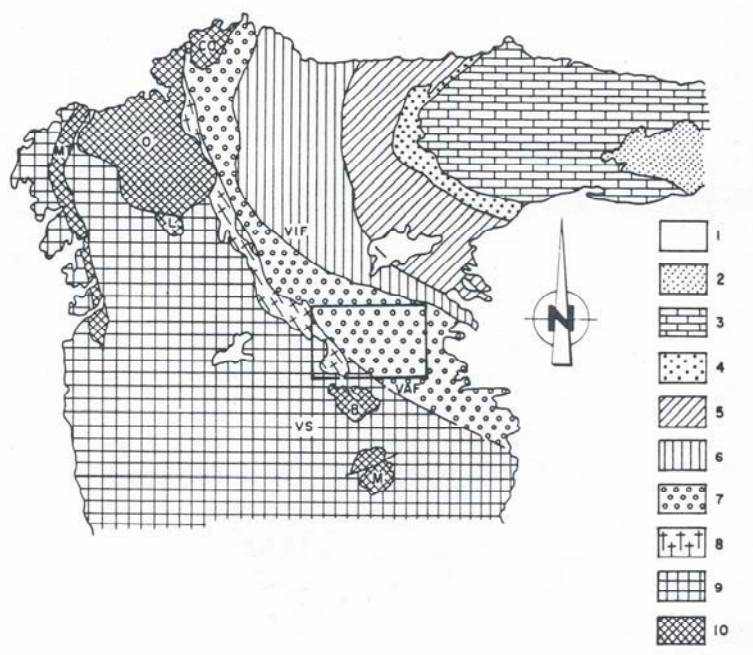


Fig.2.1. Esquema de las unidades geológicas del NW de la Península Ibérica.

1.- Cobertera post-tectónica, 2.- Zona Palentina, 3.- Zona Cantábrica, 4.- Antiforma del Narcea (Precámbrico), ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONESA: 5.- Dominio de Navia, 6.- Dominios de Mondoñedo y Caurel, ZONA CENTROIBÉRICA: 7.- Antiforma del Olo de Sapo, 8.- Granodioritas precoces, 9.- Dominio de Galicia Tras-os-Montes, 10.- Complejos ultramáficos (CO-Cabo Ortegá, O-Ordenes, MT-Malpicatuy, B-Bragança, M-Morais), VIF-Falla de Vivero, VAF-Falla de Valdoviño, VS-Sinforma de Verín

(Martínez-García & Quiroga, 1993)

La cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria está formada casi exclusivamente por gneises pertenecientes a la formación Ollo de Sapo, y por las granodioritas de Ribadelago. Sólo una pequeña parte está representada por las unidades de Peña Trevinca y Villanueva, localizadas en la zona septentrional y meridional de la cuenca, respectivamente. Estas últimas unidades están constituidas principalmente por esquistos con intercalaciones de cuarcitas (Fig. 2.2-a,b).

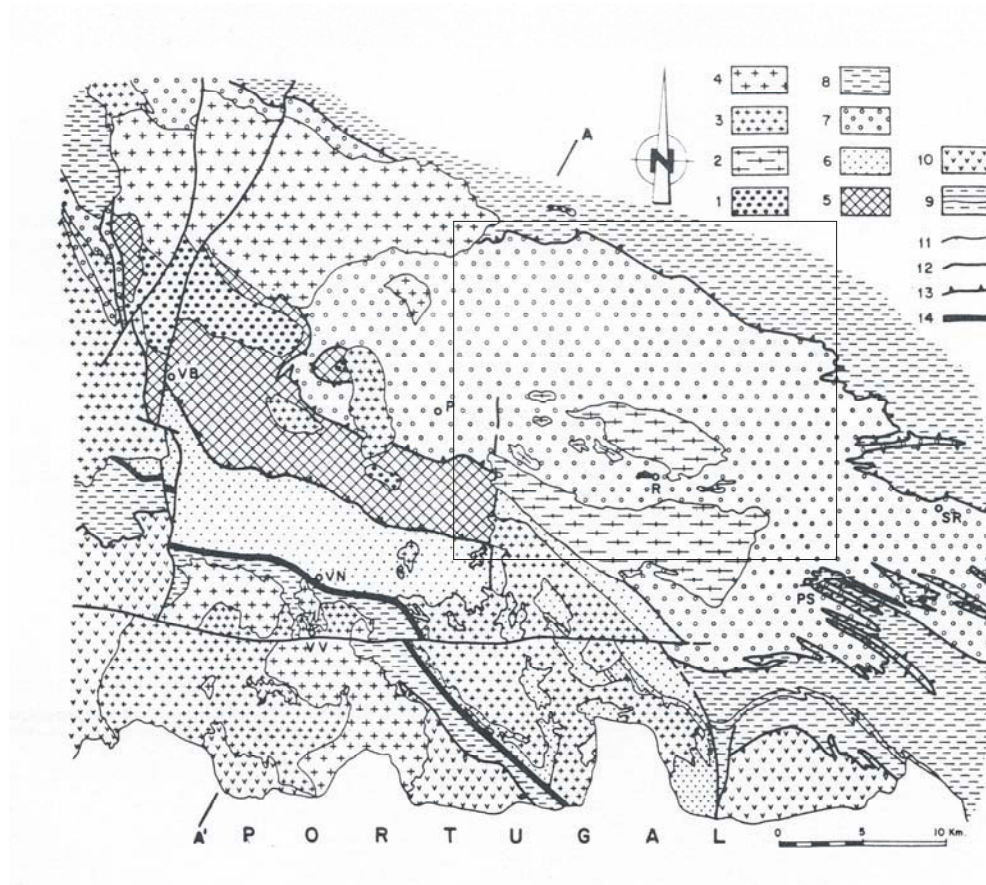


Fig. 2.2 a

Mapa geológico esquemático de la ventana de Sanabria (Zamora, Ourense, León), 1.- Ortogneis (San Sebastián, Covelo), 2.- Granodioritas precoces, 3.- Granitos de dos micas deformados, 4.- Granitos de dos micas sin deformar, 5.- Unidad de Viana (Serie de Porto), 6.- Unidad de Villanueva, 7.- Unidad de Ribadelago (Ollo de Sapo), 8.- Unidad de Peña Trevinca, 9.- Cuarcita ordovícica, 10.- Unidad de Aliste, 11.- Contacto estratigráfico, 12.- Falla, 13.- Cabalgamiento, 14.- Falla de Valdoviño.

(Martínez-García & Quiroga, 1993).

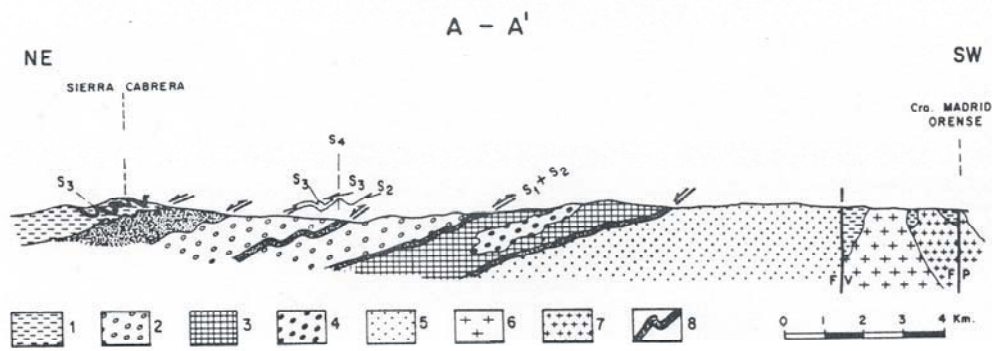


Fig. 2.2. b. Corte estructural esquemático de la ventana de Sanabria (según línea A-A' de Fig. 2.2. a). 1.- Unidad de Peña Trevinca, 2.- Unidad de Ribadelago (Ollo de Sapo), 3.- Unidad de Viana (Serie de Porto), 4.- Ortogneis de San Sebastián, 5.- Unidad de Villanueva, 6.- Granitos de dos micas sin deformar, 7.- Granitos de dos micas deformados, 8.- Milonitas, ultramilonitas y blastomilonitas (Martínez-García & Quiroga, 1993).

2.2. Estratigrafía general de la región de Sanabria.

La región del Lago de Sanabria se encuentra situada en el antiforme del Ollo de Sapo, donde se encuentran materiales pertenecientes desde el Precámbrico-Cámbrico inferior hasta el Silúrico superior. Pertenecen a una zona de metamorfismo regional profundo, ya en contacto con las rocas graníticas.

La **Fig. 2.3** muestra una columna estratigráfica general de los materiales existentes en la región de Sanabria. Su descripción sintética se detalla a continuación.

Precámbrico superior-Cámbrico inferior.

La secuencia basal comienza con unos materiales arenosos y metapelíticos, el denominado complejo esquisto-grauváquico. Representado en la serie de Porto y en la serie de Viana, está constituido por cuarcitas, esquistos, rocas carbonatadas, gneises y anfibolitas. En la parte superior de la serie predominan los gneises migmatizados, y constituyen el tránsito a la formación Ollo de Sapo. Este complejo esquisto-grauváquico está constituido principalmente por sedimentos depositados en una plataforma continental, y su espesor supera los 1.500 m de potencia (Martínez-García, 1973). La serie de Porto está constituida por los siguientes tramos:

- Tramo inferior de areniscas y cuarcitas, con intercalaciones pelíticas.
- Tramo intermedio constituido por esquistos y anfibolitas.
- Tramo superior de gneises biotíticos, con intercalaciones de: cuarcitas, anfibolitas, gneises anfibólicos y capas de caliza dolomítica.

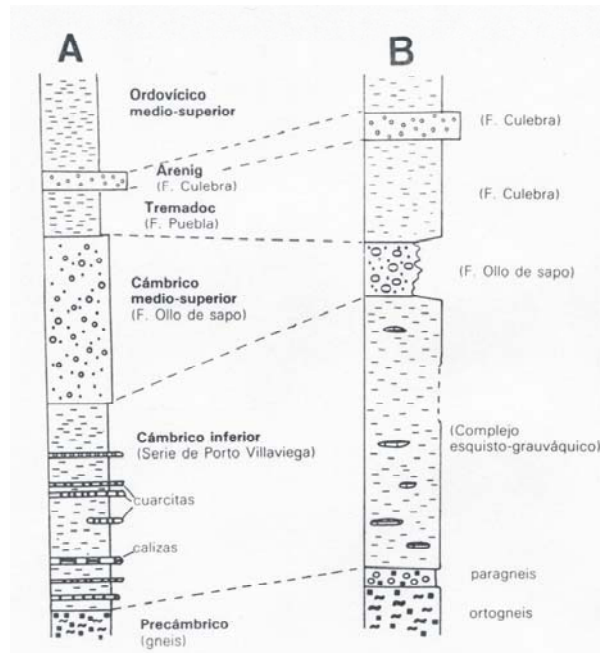


Fig. 2.3. Columna estratigráfica sintetizada de las rocas del macizo Ibérico en Puebla de Sanabria (A) y Miranda do Douro (B). El Cámbrico inferior está constituido por la serie de Porto-Villavieja y el complejo esquistó-grauváquico. El cámbrico medio-superior está representado por la formación Olló de Sapo. El Ordovícico lo constituye la formación Puebla, la formación Culebra y la formación San Pedro de las Herrerías (extraído de Vega & Aldasoro (1994)).

Cámbrico medio-Cámbrico superior.

En contacto gradual se encuentra la formación Olló de Sapo, formada por el metamorfismo de rocas volcánicas ácidas e intermedias. Las rocas volcánicas estaban constituidas fundamentalmente por material tobáceo de composición riolítica. Durante el metamorfismo pre-hercínico tuvo lugar el crecimiento de megacristales idiomorfos de feldespato. La potencia estimada para la formación Olló de Sapo es de 1.500-2.000 m (Martínez García, 1973). La cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria está situada en esta formación, constituida por un substrato cristalino de gneises glandulares. La formación Olló de Sapo cambia de forma gradual a la formación Puebla.

Ordovícico inferior (Tremadoc)

La formación Puebla es una sucesión monótona constituida por esquistos en su casi totalidad. Presenta, además, algunas intercalaciones de cuarcitas en la parte inferior. El tránsito desde la formación de Olló de Sapo a la formación Puebla se produce de forma gradual, y generalmente se realiza en contacto con la facies de gneises microglandulares. Los esquistos están constituidos por cuarzo, moscovita, biotita, circón y óxidos de hierro: a veces se observa la presencia de cloritoide. En las rocas cuarcíticas se encuentra cuarzo, sericita, moscovita y clorita.

La serie estratigráfica de la formación Puebla se puede resumir como (de base a techo):

- 50 m: Pizarras grises o azul oscuro con filoncillos de cuarzo. Intercalaciones muy delgadas de cuarcitas blancas.
- 100 m: Esquistos azul oscuro con intercalaciones de cuarcitas blancas.
- 350 m: Esquistos de diversas coloraciones, con algunas intercalaciones cuarcíticas delgadas. Las pizarras grises de esta formación suelen presentar con frecuencia huecos paralelepípedos teñidos de hierro por alteración de cristales de *pirita* (Peña Trevinca).

Ordovícico inferior (Arenig).

A continuación se encuentra la formación Culebra, cuyo espesor no sobrepasa los 50 m de potencia (Martínez-García, 1973). Está constituida fundamentalmente por cuarcitas armoricanas, y forman los relieves de las sierras de la Culebra y de la Cabrera.

Por encima de esta secuencia se encuentran pizarras y esquistos pertenecientes al Ordovícico medio-superior (formación San Pedro de las Herrerías). En discordancia angular se encuentra por último la serie molásica de San Vitero, de edad Wenlock.

2.3. Formación Ollo de Sapo.

Esta formación ha sido descrita desde antiguo. Sampilayo (1922) cita el nombre gallego que da nombre a la formación, refiriéndose a los grandes cuarzos de color azul que caracterizan este tipo de materiales. La primera descripción importante a escala regional fue realizada por diversos autores, entre los cuales cabe destacar los trabajos de Parga Pondal et. al. (1964), Matte (1968) y Capdevila (1969). Estos trabajos atribuyen un origen detrítico a la formación Ollo de Sapo, con megacrystales de feldespato potásico procedentes de la disgregación de granitos porfiroides. Por otra parte, Riemer (1966) y Martínez García (1973) atribuyen un origen fundamentalmente volcánico a esta formación, con la existencia de aporte de sedimentos depositados en un mar somero, y procedentes de tierras emergidas próximas a este mar.

La formación Ollo de Sapo presenta dos facies principales: una facies de megacrystales, y una facies de grano fino.

2.3.1. Gneis macroglandular: facies de megacrystales.

Este gneis aparece ampliamente en la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria, en el núcleo migmatítico de Ribadelago. Se trata de una roca cristalina, de grano grueso y aspecto gneísico, con gran cantidad de megacrystales de feldespato idiomorfo. Generalmente este feldespato es *ortosa*, que es transformada con frecuencia en *albita*. Este gneis está constituido por *biotita* y *cuarzo*, y en menor cantidad por *moscovita*. En las zonas afectadas por una migmatización más intensa se observan cristales de *sillimanita*. El gneis presenta abundantes filones de cuarzo.

2.3.2. Gneis microglandular: facies de grano fino.

El gneis microglandular aflora en la zona alta de la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria. Constituye una franja de materiales, de aproximadamente 4 km de anchura, situados entre los gneises macroglandulares y la Unidad Peña Trevinca (pizarras y cuarcitas). Las facies de Ollo de Sapo de grano fino ha sido originada por la milonitización de las facies con megacrystales, como queda demostrado por la existencia esporádica de bandas estrechas de esta última facies intercaladas en las

primeras, así como por el contacto directo de la facies con megacrístales con la unidad superior (en las áreas en que la milonitización ha sido menos intensa).

Los minerales que constituyen el gneis microglandular son esencialmente los mismos que los presentes en el macroglandular. Dependiendo de las diferentes cantidades en que aparece cada uno de estos minerales, se pueden observar diferentes tipos de subfacies. Las diferentes subfacies observables son dos: la feldespática y la esquistosa.

La subfacies feldespática es muy similar a la matriz del gneis macroglandular, y contiene grandes cantidades de feldespato, *cuarzo* azulado y *biotita*. Algunas variedades son más micáceas, sobre el que resaltan las manchas blancas del feldespato. La subfacies esquistosa se caracteriza por el predominio de *biotita*, *moscovita* y *clorita*, generalmente con baja proporción de feldespatos y proporciones variables de *cuarzo*. La subfacies esquistosa se encuentra en contacto con las pizarras del Ordovícico inferior (Unidad Peña Trevinca).

En las zonas asociadas a un metamorfismo menos intenso, la formación Olló de Sapo presenta la siguiente paragénesis mineral:

cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-clorita-epidota-feldespato potásico

En las zonas donde el metamorfismo es más intenso, se aprecia un aumento en la proporción de *biotita* y feldespato potásico, con la aparición de la *sillimanita*. Los grandes feldespatos presentes en los gneises macroglandulares aparecen con frecuencia albitizados. En la zona migmatítica de Ribadelago existe substitución de las plagioclasas por feldespato potásico.

La característica principal de los gneises que afloran en Ribadelago es la casi total desaparición de la *plagioclasa* con respecto a los gneises que constituyen la Serie de Porto y la formación Olló de Sapo, que son indudablemente los que han sido afectados por la migmatización. Por otra parte, aumenta considerablemente el *feldespato potásico*. Se observa la existencia de numerosos restos de cristales de *plagioclasa* parcialmente substituidos por *microclina*. Las micas son *biotita* y *moscovita*, y en muchos casos la primera se encuentra alterada a *clorita*. La *moscovita* es de forma tardía y no suele guardar relación con la foliación principal, marcada por la *biotita* y *clorita*. Se observa, asimismo, la existencia de agregados de *sericita* y *moscovita* que probablemente procedan de la transformación de silicatos aluminicos, como *sillimanita* o *distena*. La *sillimanita* se encuentra en proporción elevada, sobre todo asociada a las bandas melanocráticas, junto con *moscovita*, *biotita*, *apatito* y *circón*. El *feldespato potásico* (*microclina* y *ortosa*) forma casi siempre cristales xenoblásticos de 3-5 mm, aunque también se presenta en grandes glándulas de varios cm, probablemente substituyendo a plagioclasas.

2.4. Rocas plutónicas.

Las rocas plutónicas presentes en la región de estudio están asociadas a la migmatización y anatexia que ha sufrido la formación Olló de Sapo en el área de Ribadelago. Se encuentran tres tipos principales de rocas plutónicas, cada una de ellas emplazadas en diferentes episodios: las dioritas y cuarzodioritas de Ribadelago, las granodioritas de Ribadelago y Quintana, y el granito de Calabor.

2.4.1. Dioritas y cuarzodioritas de Ribadelago.

Las dioritas y cuarzodioritas de Ribadelago son los primeros cuerpos plutónicos en emplazarse (Martínez García, 1973). Se presentan en afloramientos de pocos metros cuadrados, aflorando en pequeños bloques dentro de la granodiorita de Quintana y en la Sierra Segundera. Existen diferentes variedades: cabe destacar las cuarzodioritas biotíticas y las anfibólicas. Se trata, por lo general, de cuarzodioritas ricas en *biotita*.

2.4.2. Granodioritas de Ribadelago y Quintana: granodioritas precoces.

Las granodioritas de Ribadelago y Quintana representan los cuerpos intrusivos emplazados en las primeras fases de la orogénesis hercínica (granodioritas precoces), durante el Devónico superior. En la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria, la granodiorita de Ribadelago está presente en extensos afloramientos. La paragénesis mineral que constituye estas rocas es:

cuarzo-biotita-plagioclasas-feldespato potásico.

El filosilicato más abundante es la biotita, aunque la *moscovita* está también presente. Los feldespatos potásicos están representados por cristales de *ortosa* y *microclina*. Aspectos adicionales sobre la petrología de estas rocas están descritos en Martínez García (1973).

2.4.3. Granito de Calabor: granito deformado de dos micas.

Este granito ha sido emplazado posteriormente a las granodioritas de Ribadelago y Quintana, durante el Carbonífero inferior-medio (Martínez García, 1973). Está formado principalmente por *plagioclasa* y *ortosa*, además de *cuarzo* y micas (con predominio de la *moscovita*). Este cuerpo plutónico no aflora en la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria, situándose pocos kilómetros al sur.

2.5. Las rocas migmatíticas.

El área de estudio es una zona de migmatización avanzada, complicada por la introducción de diversas rocas graníticas. La mayor parte de estas rocas muestra una marcada orientación y señales de haber sufrido una deformación relativamente intensa.

En la región de Sanabria existen dos tipos de núcleos de migmatitas: el núcleo de la serie de Porto, y el núcleo de Ribadelago. Las migmatitas del núcleo de Ribadelago, las existentes en la zona de estudio, se encuentran en los alrededores de dicha localidad. Las migmatitas se extienden río Tera arriba hacia el NW, unos 4 km penetrando en la provincia de Ourense. Antes de Ribadelago existen rocas de tipo diatexítico, mezcladas con gneises glandulares y granodioritas.

Las rocas migmatíticas se han formado por una migmatización como consecuencia de un metamorfismo regional intenso. Las migmatitas se disponen principalmente en dos zonas paralelas y de dirección NW-SE. En la situada más al N (zona de Ribadelago) las migmatitas son más evolucionadas (agmatitas, diatexitas, nebulitas) que en la zona de Porto (flebitas y metatexitas). La migmatización ha tenido lugar al final de la fase II de plegamiento y antes de la fase III, dentro del ciclo hercínico. Esta migmatización ha afectado principalmente a rocas sedimentarias y volcánicas.

2.6. Geología estructural.

La tectónica de la zona de Sanabria se caracteriza por presentar cuatro fases principales de plegamiento, dos de las cuales acompañadas por procesos de metamorfismo regional (Martínez García, 1973; Martínez García & Quiroga, 1993). La región se caracteriza por la existencia del antiformal del Olló de Sapo. Martínez García & Quiroga (1993) han reinterpretado este antiformal, en el sector de Sanabria, como una ventana tectónica en la que afloran cuatro unidades alóctonas superpuestas. La estructura de la ventana de Sanabria está caracterizada por la presencia de una esquistosidad generada durante la segunda fase de deformación. Generalmente, las estructuras tectónicas presentan una dirección NW-SE. El apilamiento de estas unidades tuvo lugar durante las fases de deformación de la orogénesis Hercínica. Estas unidades son, denominadas de abajo a arriba:

- Unidad de Villanueva: Cámbrico-Ordovícico
- Unidad de Viana: Serie de Porto *sensu stricto*, Precámbrico-Cámbrico
- Unidad de Ribadelago: formación Olló de Sapo
- Unidad de Peña Trevinca: Cámbrico-Silúrico

Los datos que apoyan esta interpretación son de tipo estructural, principalmente la existencia de niveles de milonitas y blastomilonitas entre cada una de estas unidades alóctonas, así como la existencia de diferencias litológicas y metamórficas observables en la región (Martínez García & Quiroga, 1993).

Las principales rocas ígneas de la región fueron emplazadas, también, durante esta orogénesis, y constituyen las intrusiones de las granodioritas de Ribadelago, las granodioritas de Quintana, y el granito de Calabor. La granodiorita de Ribadelago representa una amplia extensión de afloramientos en la cuenca del lago.

Las cuatro fases de deformación se sintetizan a continuación (Martínez García & Quiroga, 1993):

Fase 1. La primera fase de deformación quizá no está presente en todas las unidades, y su vergencia parece haber sido hacia el SW. La edad de esta deformación es pre-hercínica, y probablemente pre-Devónica inferior.

Fase 2. Esta fase está asociada a la deformación hercínica, y provoca la deformación más importante e intensa en la región. Con vergencia hacia el NE, originó una fuerte esquistosidad de plano axial de pliegues muy aplastados. La deformación está asociada al metamorfismo de alta temperatura, originándose migmatitas al final de la misma. Posteriormente, las migmatitas son plegadas por la tercera fase de deformación.

Fase 3. La tercera fase de deformación es de menor penetratividad, originando micropliegues y mesoplegues asimétricos de plano axial. Deforma las migmatitas generadas durante la fase 2, además de los diques aplíticos de granitos intruidos al final de la etapa de metamorfismo.

Fase 4. La cuarta fase genera las grandes estructuras, como el antiformal del Olló de Sapo. Fase retrovergente, forma pliegues amplios de plano axial muy inclinado hacia el NE.

2.7. El origen glacial del Lago de Sanabria.

En la zona de estudio (Sierra Segundera y Sierra Cabrera) existen numerosas evidencias de la existencia de procesos glaciales durante el Pleistoceno. Durante el último ciclo glacial de este periodo, se establece en la zona un clima glacial con límite de las nieves perpetuas en 1.600 m de altitud (Schmitz, 1969). La acumulación de nieve en estas sierras originó el establecimiento de un glaciar de meseta (casquete), que dirigió sus lenguas glaciares hacia los diversos valles existentes en la zona: valle del Xarés, del Survia, de la Baña y del Tera (Schmitz, 1969; Vega et al., 1991) (**Fig. 2.4**).

La actividad glacial generada ha dejado un conjunto de sistemas morrénicos en estos valles. La principal lengua glacial que existió en la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria discurrió a lo largo del valle del río Tera (Schmitz, 1969; Vega et al., 1991) (**Fig. 2.4**). Esta lengua glacial debió unirse a las existentes en el valle del río Segundera y río Cárdena, afluentes del río Tera, uniéndose en una única lengua para ocupar el valle en el que hoy se encuentra el Lago de Sanabria (Vega et al., 1991; Vega et al., 1992; Vega & Aldasoro, 1994).

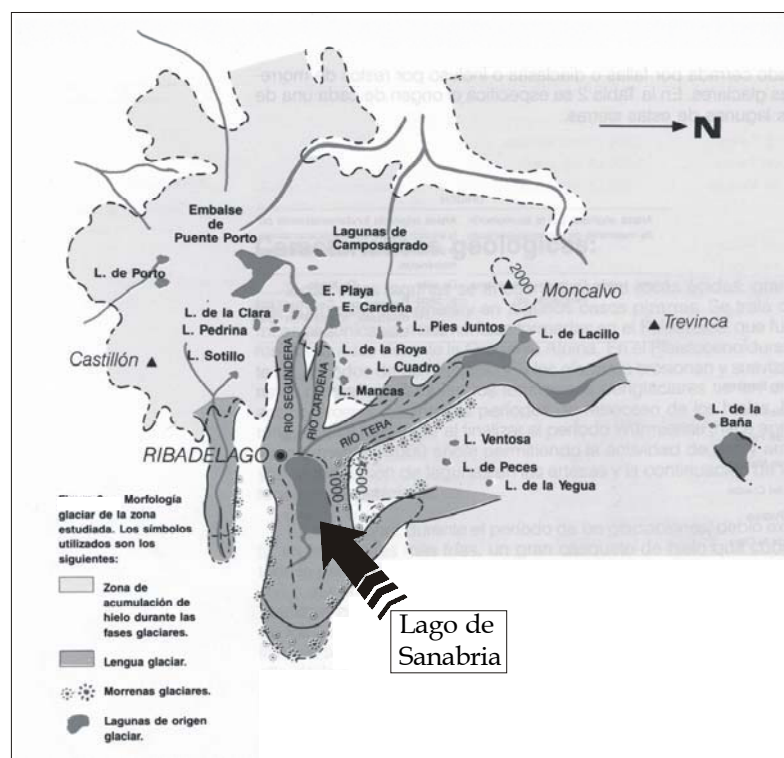


Fig. 2.4. Morfología glacial de los alrededores del Lago de Sanabria. Extraído de Vega et al. (1991).

El valle glacial de Ribadelago evidencia todo un conjunto de morrenas laterales y frontales (IGME, 1981; Vega et al., 1991). En las cercanías de Galende se encuentra una gran morrena frontal que representa la máxima extensión de la lengua glacial en esta zona. Las diferentes oscilaciones de retroceso del glaciar durante la terminación del periodo Glacial originaron la acumulación de sucesivos arcos morrénicos frontales a lo

largo del valle. El Lago de Sanabria está cerrado por la última de estas morrenas terminales de retroceso de la lengua glacial (IGME, 1981; Vega et al., 1991).

Asimismo, en el sistema morrénico frontal del Lago de Sanabria se encuentran pequeños afloramientos de depósitos fluvio-glaciares y fluvio-lacustres situados entre las depresiones de las morrenas (IGME, 1981). Estos sedimentos son arcillosos y limosos, con un cierto contenido en fracción arenosa silícica (cuarzo). Con frecuencia, en estas áreas se acumulan grandes cantidades de restos vegetales y el consiguiente desarrollo de depósitos de turba.

Ciertos depósitos fluvio-lacustres se encuentran situados también rellenando cubetas y depresiones detrás o al lado de morrenas (IGME, 1981; Vega et al., 1991). Un ejemplo de estos depósitos está situado en la localidad de San Martín de Castañeda, en la orilla septentrional del Lago de Sanabria. Asimismo, la orilla occidental del lago está parcialmente rellenada por sedimentos fluvio-glaciares acumulados en la entrada del río Tera; este relleno ha generado una llanura, relativamente extensa, donde se sitúan las localidades de Ribadelago Viejo y Ribadelago de Franco.

En el valle del río Tera existe una morrena lateral, de varios kilómetros de longitud, situada en el margen izquierdo del valle (**Fig. 2.4**). Dentro de los límites de la cuenca hidrográfica, esta morrena aparece en las proximidades de Peña Cabrita, pasando por las cercanías del Gencianal (1.734 m), hasta llegar a la localidad de San Martín de Castañeda, ya bordeando la orilla septentrional del Lago de Sanabria. En esta localidad, la morrena se encuentra parcialmente afectada por procesos erosivos (movimiento de masa).

La fusión del hielo de la lengua glacial originó la aparición de un sistema lacustre represado por la morrena terminal, lo que actualmente constituye el Lago de Sanabria (Vega et al., 1991; Vega et al., 1992; Vega & Aldasoro, 1994). Asimismo, la retirada de los hielos en las zonas altas montañosas originó la aparición de todo un conjunto de pequeños sistemas de lagunas distribuidos en las sierras Segundera y Cabrera (Vega et al., 1991).