

**CAPÍTULO 10**

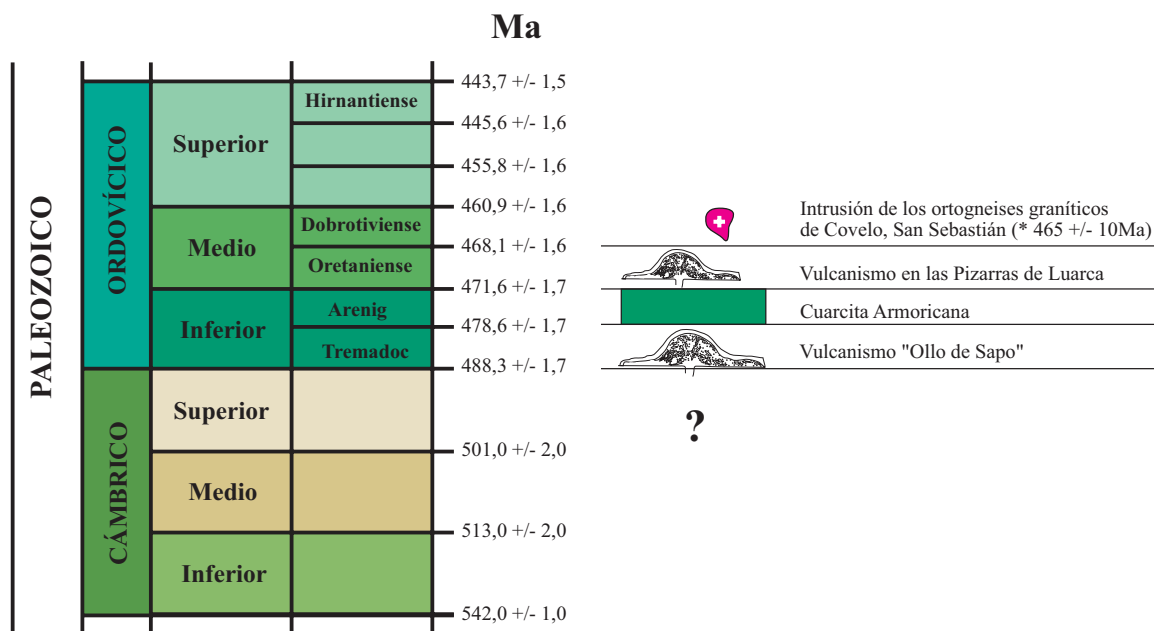
***DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES***



## 10.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### 10.1.- LA ACTIVIDAD ÍGNEA EN EL CÁMBRICO SUPERIOR-ORDOVÍCICO INFERIOR

El magmatismo del Cámbrico Superior al Ordovícico Inferior se encuentra muy extendido por todo el autóctono de la Zona Centroibérica, así como por las unidades alóctonas de la ZGTM. La gran mayoría de esta actividad magmática ocurrió en un periodo de tiempo relativamente corto y se centra en el Ordovícico Inferior, entre un intervalo de edades que varían desde 488 hasta 478 Ma (Figura 10.1).

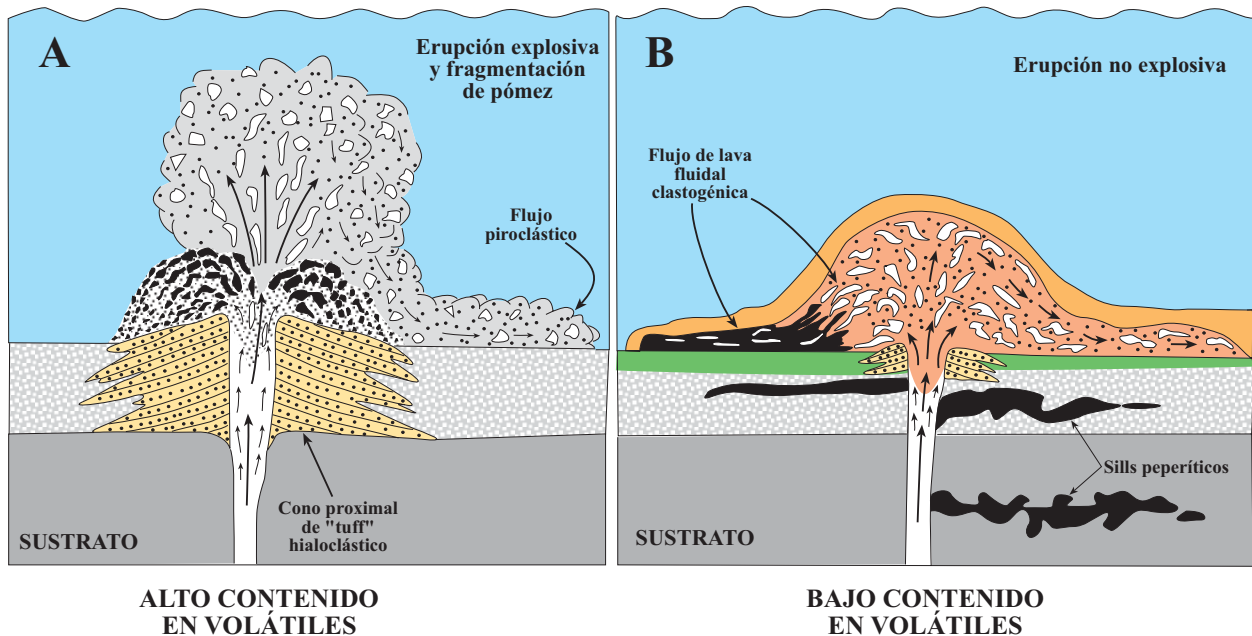


**Figura 10.1:** Escala cronoestratigráfica del Cámbrico-Ordovícico. Las edades de referencia corresponden a la tabla cronoestratigráfica de la "International Commission on Stratigraphy" (2004). Toda la actividad ígnea correspondiente a la Formación "Ollode Sapos" se sitúa en el Ordovícico Inferior, principalmente en el Tremadoc. (\*) Datación realizada por LANCELOT *et al.* (1985) en el Ortogneis de San Sebastián.

A partir de la cartografía geológica se deduce la existencia de dos grandes domos riolíticos separados, situados hacia el muro de los metasedimentos ordovícicos, por lo que la Formación "Ollode Sapos" de la comarca de Sanabria representa un importante episodio volcánico, de edad Ordovícico Inferior.

Las erupciones volcánicas submarinas en materiales ácidos pueden ser de dos modos (Figura 10.2), que dependen principalmente del contenido en volátiles del magma, aunque también intervienen factores como la profundidad (BUSBY, 2005). Las erupciones explosivas (Figura 10.2A) se caracterizan porque el magma tiene un contenido en volátiles muy alto, mientras que cuando el magma se caracteriza por contenidos muy bajos en volátiles (Figura 10.2B) existirá un cierto flujo del magma ácido. El magma que dio lugar a la Formación "Ollode Sapos" se caracterizaría por un

contenido muy bajo en volátiles, lo que le permitiría tener un cierto grado de fluidez, sin descartar episodios explosivos. Las rocas volcánicas intercaladas con cuarcitas de las Capas de Los Montes se caracterizarían, en cambio, por tener un alto contenido en volátiles, como lo atestiguan las texturas que se observan tanto en el campo como en lámina delgada (ver Fotos 3.50 a 3.53).

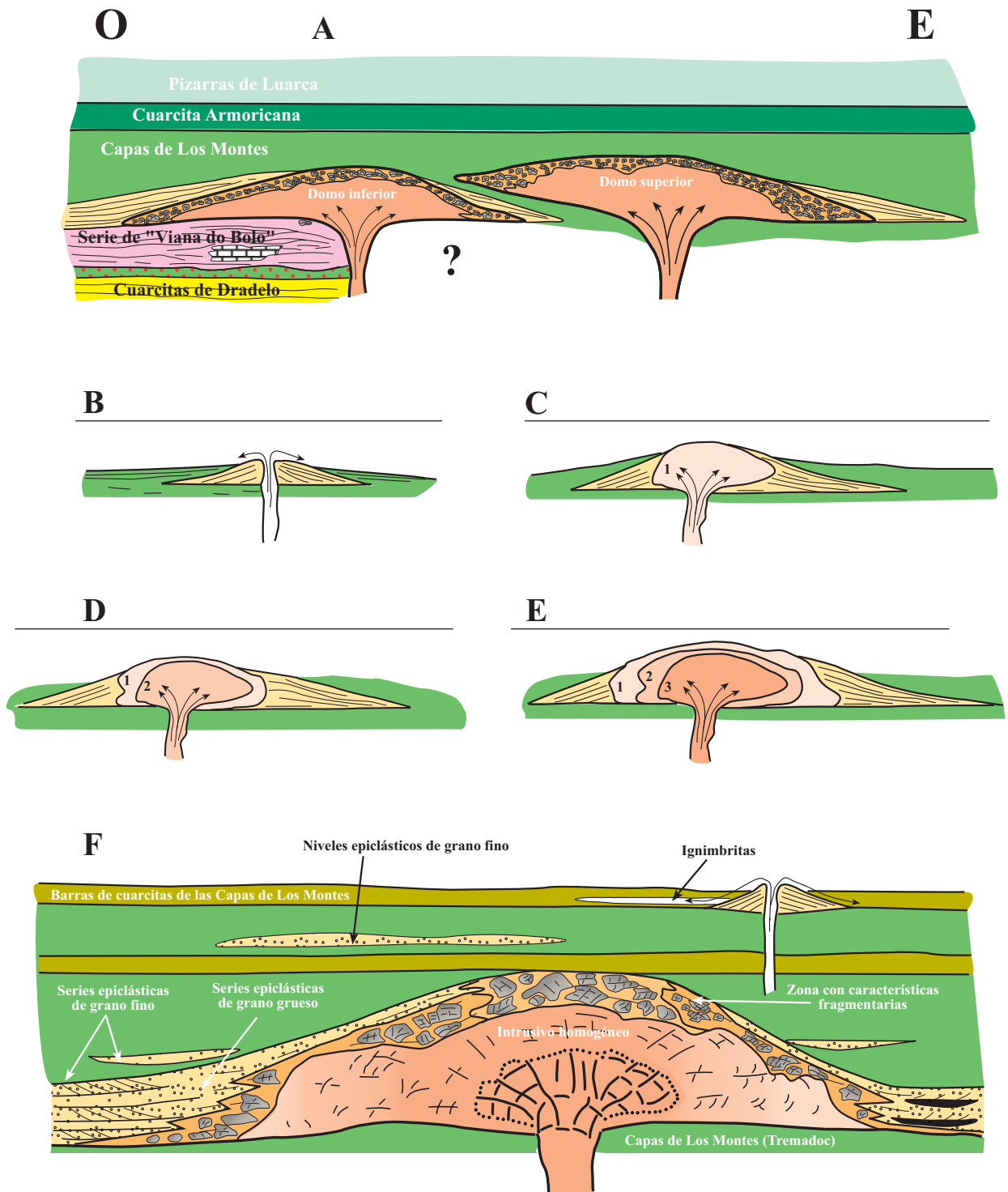


**Figura 10.2:** Principales características de un vulcanismo submarino, explosivo y efusivo, de carácter ácido (Basado en BUSBY, 2005).

La Figura 10.3A muestra esquemáticamente los dos domos riolíticos de la comarca de Sanabria y su relación con la sucesión sedimentaria. En la Figura 10.3 (B a E) se explica la evolución de uno de estos domos con un crecimiento de tipo endógeno. Probablemente, el conjunto de la Formación "Olló de Sapo" representa la yuxtaposición de varios grandes domos como estos, identificados por primera vez ahora en la comarca de Sanabria, en parte por ser éste el mayor afloramiento de la formación.

El significado tectónico de este importante magmatismo puede entenderse asociado a la ruptura del margen peri-gondwánico del océano Iapetus durante el Ordovícico Inferior y la apertura del océano Rhéico (WINCHESTER *et al.*, 2002). Este magmatismo, como se ha visto en el capítulo de Geoquímica, es peraluminoso, rico en K y puede mostrar características de arco volcánico, dentro de un contexto de "rifting". Estas características geoquímicas también las presentan algunos de los cuerpos ortognésicos de las unidades superiores de los complejos alóctonos del NO de Iberia y muchos de los granitoides de las unidades basales (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, en prensa).

Por otra parte, es difícil encajar la estabilidad registrada por los sedimentos del Ordovícico Inferior-Medio del autóctono de la ZCI, los cuales caracterizan un margen pasivo en proceso extensional, junto con el magmatismo asociado a un "rift" de las unidades basales de los complejos



**Figura 10.3:** A: Corte interpretativo de la Formación “Ollo de Sapo” en la comarca de Sanabria, donde se pueden deducir dos domos volcánicos a partir de la cartografía. B, C, D, y E: Formación, desarrollo y evolución de un domo de carácter ácido, basado en FINK (1993) y NAKADA *et al.* (1995). F: Estado final del crecimiento de un domo volcánico, basado en el domo oriental de la región de Sanabria, cuyo bajo grado metamórfico ha preservado muchas de las texturas volcánicas.

alóctonos, la dispersión de terrenos durante el Paleozoico Inferior en el margen peri-gondwánico y las afinidades calcoalcalinas y de arco, tanto en el autóctono como en las unidades superiores de los complejos, sugiere que el “rifting” estaba localizado probablemente en una cuenca donde se estaba produciendo una importante extensión cortical (Figura 10.4). Esta hipótesis es coherente con las reconstrucciones de los terrenos peri-gondwánicos de MATTE (2001), STAMPFLI *et al.* (2002), WINCHESTER *et al.* (2002) y VON RAUMER *et al.* (2003).

Tradicionalmente, el magmatismo del Ordovícico Inferior en el Macizo Ibérico (QUESADA, 1991; SÁNCHEZ-GARCÍA *et al.*, 2003) y en el cinturón orogénico Varisco ha sido atribuido a un “rifting” en el margen de Gondwana, presentando las mismas características geoquímicas en todos los casos. Además, en el margen gondwánico del océano Iapetus, preservado en el terreno Avalonia en los Apalaches y las Caledónides, existe un magmatismo de arco de edad Arenig, seguido por un evento de “rifting” en el Arenig-Llanvirn Inferior, que resulta de la separación de Avalonia de Gondwana (WINCHESTER Y VAN STAAL, 1995; VAN DER PLUIJIM *et al.*, 1995; O'BRIEN *et al.*, 1997). Estos datos indican la presencia de un margen activo a lo largo del borde de Gondwana durante el Ordovícico Inferior.

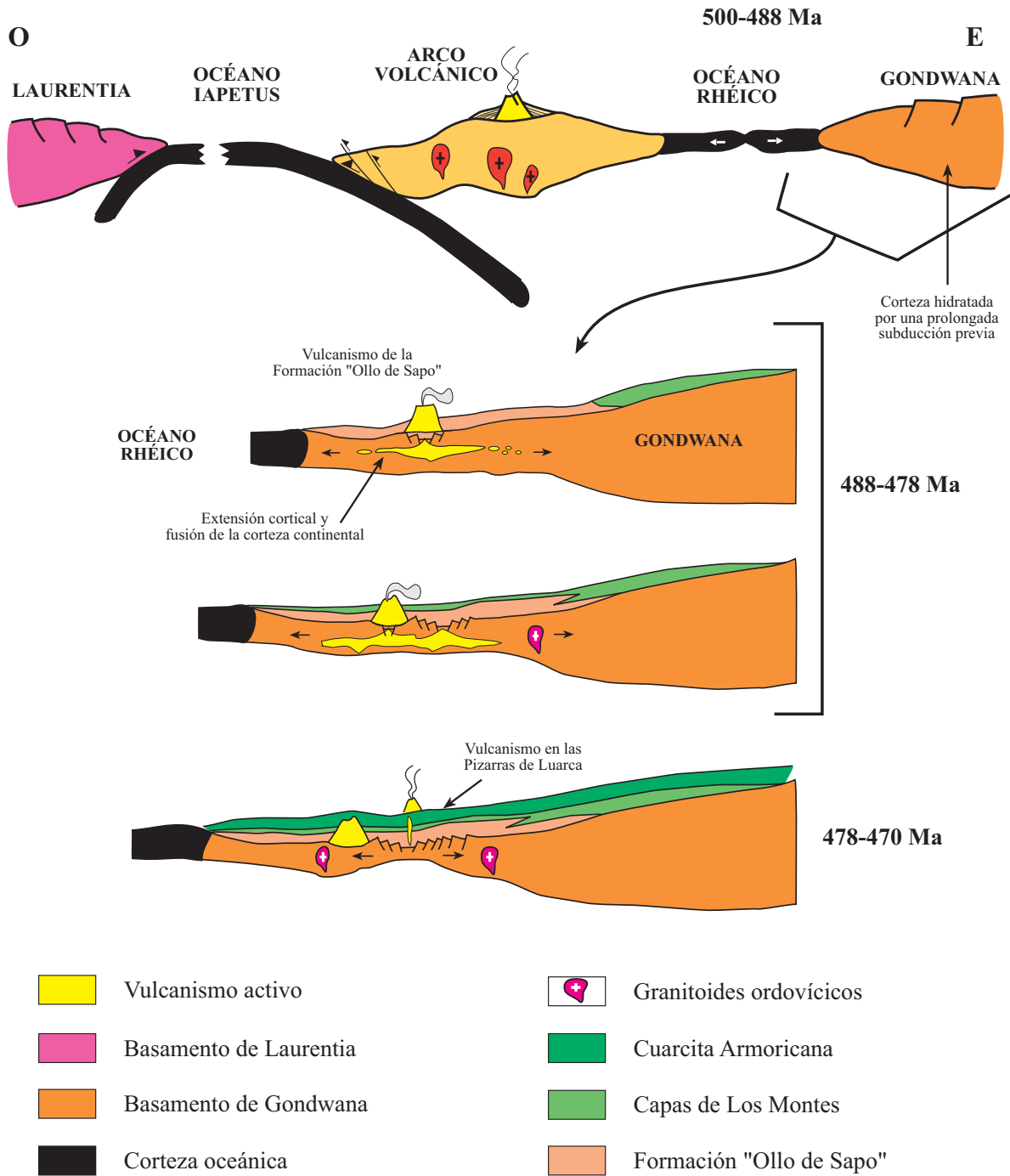
El enorme volumen de granitoides y rocas volcánicas, siempre de carácter ácido, que representan la Formación “Ollo de Sapo” y los ortogneises de la misma edad intruidos en las series infrayacentes, indica un importantísimo episodio de fusión cortical que no ha sido explicado de forma convincente. La aparente estabilidad del margen continental, indicado por los depósitos contemporáneos de edad Ordovícico Inferior y Medio, sugiere un margen pasivo, pero la ausencia de rocas básicas y alcalinas no apoya un reflejo del “rifting” ordovícico. VALVERDE VAQUERO Y DUNNING (2000) sugieren una combinación de ambas interpretaciones: un margen de cuenca trasera de arco, relacionado con la separación del microcontinente Avalon y la creación del océano Rhéico, provocadas ambas por una subducción localizada inicialmente cerca del margen de Gondwana.

VIALETTE *et al.* (1987) señalan que en los ortogneises graníticos del SCE el estrecho rango de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  (0,7069-0,7094), sugieren una fuente con una relación Rb/Sr baja. Estos datos son interpretados por VALVERDE-VAQUERO Y DUNNING (2000) como que estos ortogneises pueden derivar de la corteza inferior y de sedimentos, con la adición de material derivado del manto.

HAMILTON (1995) señala que los arcos magmáticos continentales pueden tener un predominio en rocas de carácter ácido, no siendo necesaria la presencia de rocas básicas. El magmatismo ordovícico sería comparable al abundante magmatismo félsico del Jurásico de Suramérica y la Antártida, asociado a la extensión en una cuenca trasera de arco (“back-arc”), dentro de la evolución de la zona de subducción del E del Pacífico.

La aparición de grandes volúmenes de magmas de carácter ácido es conocida en dos ambientes geotectónicos muy contrastados. Así, BRYAN *et al.* (2002) hacen una revisión de las grandes provincias ígneas desde las mesozoicas a las cenozoicas del planeta y prestan especial atención a las grandes zonas con un magmatismo de carácter ácido, distinguiendo dos ambientes geotectónicos con rocas volcánicas silíceas. El primero está asociado a un magmatismo intraplaca y a la ruptura continental, mientras que el segundo se encuentra tectónica y geoquímicamente asociado con ambientes de “back-arc” ligados a la subducción de corteza oceánica, tanto bajo márgenes continentales como arcos de islas. Por lo tanto, aunque las provincias o regiones con

grandes volúmenes de rocas ácidas pueden formarse en distintos ambientes tectónicos, suelen estar restringidos a contextos de márgenes continentales.



**Figura 10.4:** Esquema de la evolución tectónica para el desarrollo del vulcanismo de la Formación "Olló de Sapo".

La clave para la generación de grandes volúmenes de magmas de carácter ácido en un contexto de intraplaca es la existencia de una corteza inferior-media, altamente hidratada, además de un alto flujo de calor, posiblemente causado por magmas máficos. El mejor camino para

producir grandes volúmenes de magmas peraluminicos es la fusión de una fuente de composición cercana al fundido mínimo granítico, tales como rocas sedimentarias inmaduras (arcosas, grauvacas) u ortogneises, aunque magmas peraluminicos también pueden formarse a partir de la fusión de rocas metaaluminosas (HELZ, 1976). La fusión parcial ( $\approx$  20-25%) de este tipo de corteza generaría fundidos de composición ácida a intermedia (ROBERTS Y CLEMENS, 1993; RAPP Y WATSON, 1995). Estos autores concluyen que una subducción temprana y prolongada es crucial para el desarrollo de una corteza inferior hidratada que puede fundirse masivamente.

Según HUPPET Y SPARKS (1988) y BINDEMAN Y VALLEY (2003), la formación de grandes volúmenes de fundidos silíceos intracorticales puede actuar como una barrera viscosa, impidiendo el ascenso a los magmas máficos, dentro de los ambientes volcánicos. La misma explicación es aportada por el trabajo de PANKHURST *et al.* (1998) para explicar la escasez o ausencia de rocas de carácter básico en la gran provincia silícea de Chon Aike (América del Sur-Antártida).

En resumen, este tipo de zonas con grandes volúmenes de rocas de carácter ácido reflejan procesos de fusión cortical a gran escala, como respuesta a una importante extensión litosférica (“rifting”) dentro de márgenes continentales, y al alto flujo térmico proporcionado por el manto o por la intrusión masiva de rocas básicas (“underplating”). El hecho de que en toda la ZCI se encuentren materiales ígneos de carácter ácido, semejantes a la Formación “Ollo de Sapo”, y en la misma posición estratigráfica induce a pensar que se podría definir una provincia silícea semejante a las descritas por BRYAN *et al.* (2002), de edad Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, que abarcaría el magmatismo de carácter ácido de la Zona Centroibérica, los Pirineos, el Macizo Armoricano Francés y Cerdeña. Su origen estaría asociado a la ruptura del margen de Gondwana.

## **10.2.- EL DOMO GNÉISICO MIGMATÍTICO DE SANABRIA-VIANA DO BOLO**

### **10.2.1.- Origen y características de los domos gnéisicos**

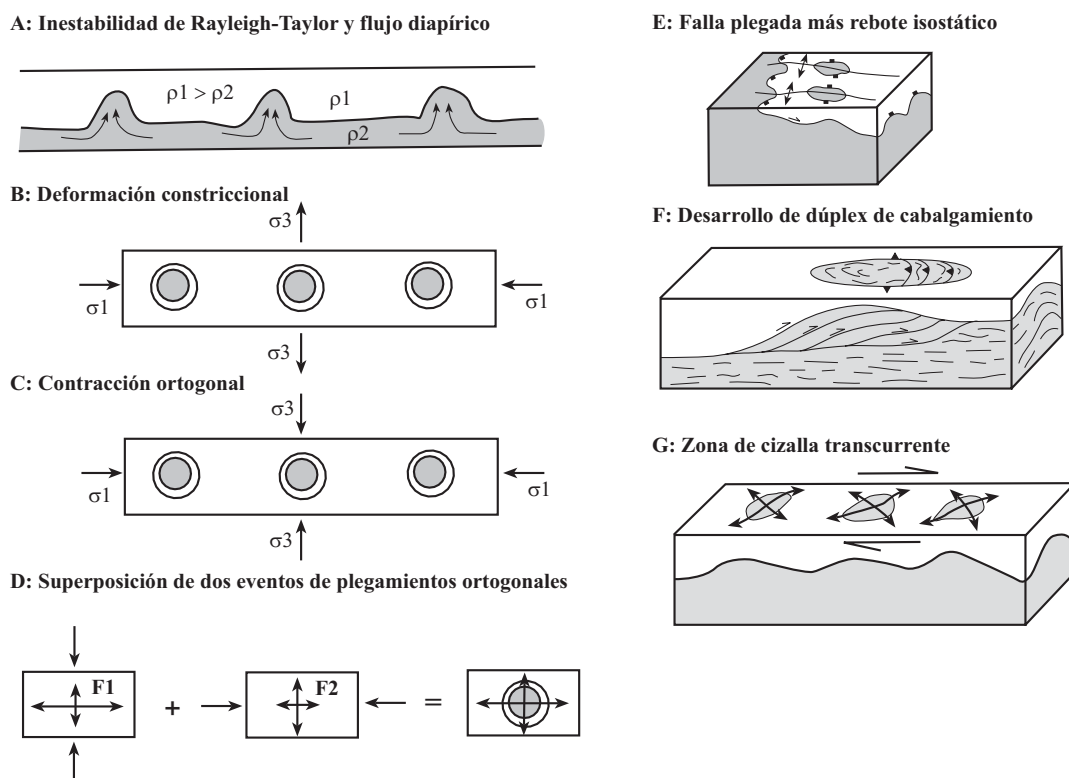
Los domos gnéisicos son estructuras presentes en todos los orógenos exhumados y su formación representa un proceso tectonotermal de primer orden que se ha dado en todos los tiempos geológicos. El flujo vertical desde abajo contribuye al desarrollo de estructuras domáticas y es un factor importante en la redistribución de calor y material en los orógenos y, por lo tanto, en la evolución de los continentes (TEYSSIER Y WHITNEY, 2002; YIN, 2004, WHITNEY *et al.*, 2004).

Fue ESKOLA (1949) quien primero estudió de forma sistemática el contexto geológico y las características de los domos gnéisicos en los grandes cinturones orogénicos. Su desarrollo por un proceso diapírico ha sido ampliamente discutido en gran número de trabajos (BERNER *et al.*, 1972; FLETCHER, 1972; DIXON, 1975; RAMBERG, 1980; BRUN *et al.*, 1981; BOUHALLIER *et al.*, 1995; BURG Y VANDERHAEGHE, 1993; CHARDON *et al.*, 1998; CALVERT *et al.*, 1999; VANDERHAEGHE Y TEYSSIER, 2001), y han propuesto que pueden darse tanto en contextos compresivos (BURG *et al.*, 1984; AMATO *et al.*, 1994; LEE *et al.*, 2000; TAKESHITA Y YAGI, 2004) como extensionales, en cuyo caso están relacionados con la fusión parcial de la corteza durante el colapso orogénico (CONEY, 1980; DAVIS, 1988; LISTER Y DAVIS, 1989; VANDERHAEGHE *et al.*, 1999; HARRIS *et al.*, 2002).



En contextos de acortamiento cortical, las causas pueden ser la interferencia de pliegues (RAMSAY, 1967; BURG *et al.*, 1984; ROLLAND *et al.*, 2001), un proceso de “buckling” (STIPSKA *et al.*, 2000) o apilamientos antiformales. En el campo de la extensión, se han relacionado con la formación de “metamorphic core complex” (CHEN *et al.*, 1990; BRUN Y VAN DER DRIESSCHE, 1994; ESCUDER VIRUETE *et al.*, 2000, YAN *et al.*, 2003). Modelos recientes implican en su evolución la eficacia de procesos erosivos unidos con otros procesos (BURG *et al.*, 2004; TAKESHITA Y YAGI, 2004; WHITNEY *et al.*, 2004), ya que la denudación por erosión no es lo suficientemente eficaz para explicar las proporciones del ascenso de material de la corteza media-inferior. También hay modelos que implican procesos tanto contractivos como extensionales (LEE *et al.*, 2000) y flujo cortical con extrusión de la corteza orogénica (BEAUMONT *et al.*, 2001).

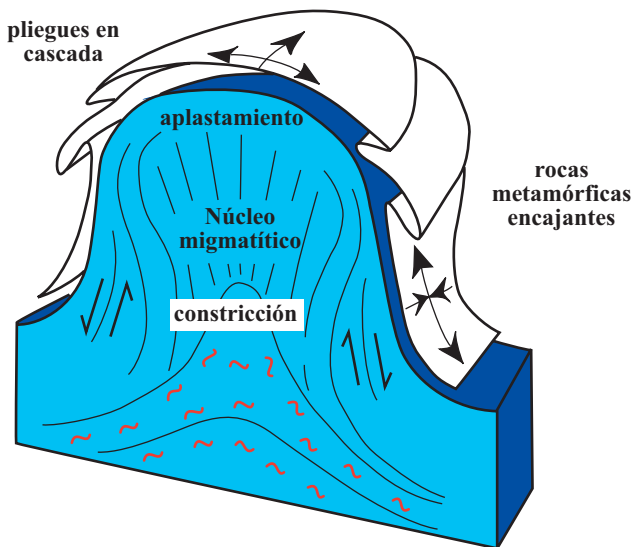
La Figura 10.5 esquematiza los principales mecanismos propuestos para las causas dinámicas y el desarrollo cinemático de los domos gnéisicos (YIN, 2004). Estos son: (A) flujo diapírico inducido por una inversión en la densidad de los materiales (inestabilidad de Rayleigh-Taylor); (B) proceso de “buckling” en un campo de deformación constrictional; (C y D) compresión ortogonal coetánea o superposición de múltiples fases de plegamiento con orientaciones diferentes; (E) arqueamiento de un despegue extensional plegado por un rebote isostático inducido por la extensión; (F) formación de apilamientos antiformales inducidos por el desarrollo de cabalgamientos imbricados; y (G) pliegues en escalón desarrollados en zonas de cizallas transcurrentes.



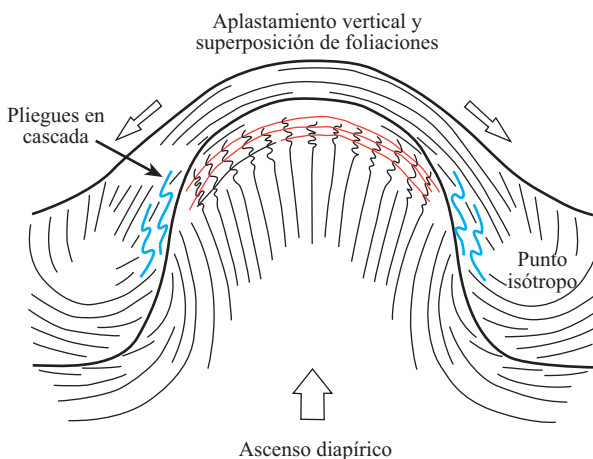
**Figura 10.5:** Principales procesos geológicos y modelos mecánicos para la formación de domos gnéisicos (Según YIN, 2004).

Los datos que proporcionan evidencias sobre las trayectorias, condiciones y mecanismos del flujo son importantes para evaluar los mecanismos por los que se forman los domos. La interpretación de los elementos estructurales debe de considerar la relación de las estructuras en las tres dimensiones del domo y evaluar la cinemática del flujo de materia en el domo y en las rocas metasedimentarias circundantes. Las trayectorias de la foliación pueden revelar la existencia de subdomos, y hay que tener en cuenta también la lineación para diferenciar entre procesos de flujo diapírico e interferencias de pliegues.

En la Figura 10.6 se puede ver un esquema general de un domo gnéisico de origen esencialmente diapírico, con morfología simétrica. Las estructuras más representativas son un núcleo migmatítico, rocas circundantes metasedimentarias de menor grado metamórfico y pliegues en cascada desarrollados en las zonas externas de los domos. Los domos gnéisicos están definidos por una foliación, que puede presentar buzamientos radiales en sus partes relativamente externas, mientras que en los niveles más profundos las trayectorias de la foliación pueden mostrar una forma en embudo. En la parte central y superior del domo, la foliación suele mostrar disposiciones subhorizontales o con buzamientos bajos debido al ascenso y aplastamiento de la foliación previa. Además, la deformación por cizalla dentro del núcleo metamórfico tiene sentidos de movimientos contrarios a lo largo de los flancos opuestos del domo.



**Figura 10.6:** A.- Esquema general de un domo gnéisico simétrico formado por ascenso diapírico, mostrando algunas de las principales características que presentan este tipo de estructuras: núcleo migmatítico, rocas encajantes metasedimentarias de menor grado metamórfico y pliegues en cascada en las partes externas al domo (Según WHITNEY *et al.*, 2004). B.- Sección de un domo de este tipo según BURG *et al.* (2004). Nótese la superposición de foliaciones originada por el ascenso diapírico.



La mayoría de los domos gnéisicos tienen una forma alargada, elíptica y están dispuestos de forma paralela a la dirección de la cadena orogénica, como es el caso de Sanabria. La forma elíptica sugiere que su morfología y, por lo tanto su génesis, está controlada por la dinámica de un flujo cortical, que incluye diferentes proporciones, tanto en flujo vertical como horizontal.

Los domos tienen su propia dinámica y se pueden formar durante contracción o extensión. Generalmente, la corteza orogénica puede fluir en un canal independiente en condiciones límites y los domos representan la componente vertical del flujo a través de canales corticales. En los núcleos de los domos gnéisicos, la lineación puede ser muy difícil de identificar en el campo, debido a la fuerte recristalización que sufren los materiales por el alto grado metamórfico.

La complejidad estructural que presentan los domos gnéisicos puede deberse en gran parte a que son varios los mecanismos responsables del “doming”, o que la deformación finita no sólo refleja la dinámica interna de los domos, sino también su interacción con el flujo cortical al mismo tiempo que se está formando el domo gnéisico.

Desde un punto de vista petrológico, los domos gnéisicos son núcleos compuestos de rocas de alto grado metamórfico que se encuentran bajo unas condiciones metamórficas de facies de las anfibolitas o de las granulitas (metasedimentos, migmatitas, ortogneises, granitoides migmatíticos), cuyas rocas registran una componente de descompresión isotérmica y muestran asociaciones metamórficas de baja presión y alta temperatura, al contrario que las rocas circundantes.

En el caso de domos migmatíticos, el porcentaje de fundido representado por neosomas y granitos es mayor en el núcleo que en las rocas encajantes. Otra característica importante es que los núcleos de los domos registran mayores presiones que las rocas que los circundan, y han experimentado una descompresión casi isotérmica, desde condiciones de la zona de distena a la zona de sillimanita. En el domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo, esto queda patente a partir de la trayectoria P-T deducida para la unidad metamórfica inferior (UMI), dentro de la Serie de “Viana do Bolo”. Las rocas metamórficas circundantes también pueden experimentar un metamorfismo de alta temperatura, pero en ese caso la trayectoria P-T implica un calentamiento durante la formación del domo (ESCUDEIR VIRUETE *et al.*, 1994). Este tipo de metamorfismo queda reflejado en la Figura 6.6, donde quedan recogidas todas las trayectorias obtenidas para la zona de estudio.

En relación con la descompresión a altas temperaturas, las texturas de reacción que implican polimorfos de  $Al_2SiO_5$ , granate + cordierita, granate + plagioclasa, incluyendo coronas y simplectitas alrededor del granate, resultan sumamente útiles. Las evidencias de polimetamorfismo también pueden ser útiles para determinar que las texturas, asociaciones metamórficas y condiciones están asociadas con los procesos de “doming”.

La obtención de la edad o intervalo de tiempo del metamorfismo y de la deformación del núcleo de los gneises y los granitoides es esencial para unir la información proporcionada por las trayectorias P-T y la deformación y, en definitiva, para ver qué mecanismos han desarrollado los domos. La geocronología puede unirse a los resultados de los termobarómetros para interpretar los índices de enfriamiento y mecanismos en el contexto de toda la historia P-T-t sufrida por las rocas. Es importante conocer si el enfriamiento post-pico metamórfico fue de lento a moderado

(<50°C/Ma), pues tal cosa significaría que los mecanismos de formación del domo no implican un transporte en vertical, muy lejos de la corteza media orogénica, y la exhumación ocurriría a velocidad lenta. El enfriamiento rápido puede indicar, en cambio, el emplazamiento superficial de la corteza caliente, una descompresión fuerte, el subsiguiente enfriamiento rápido y la rápida erosión.

El flujo cortical es un proceso significativo en una orogenia, ya que controla la redistribución de calor y masa y el espesor de la corteza a través del tiempo. La cantidad relativa y el índice de flujo vertical (diapírico), frente al flujo lateral (canales corticales), son función de la reología de la corteza y del balance entre las fuerzas gravitacionales y otros mecanismos de conducción para el flujo cortical, como pueden ser los gradientes de presión lateral. De esta forma, los diapiros representan la última expresión del flujo vertical, mientras que para el flujo lateral se genera una foliación subhorizontal, típicamente migmatítica.

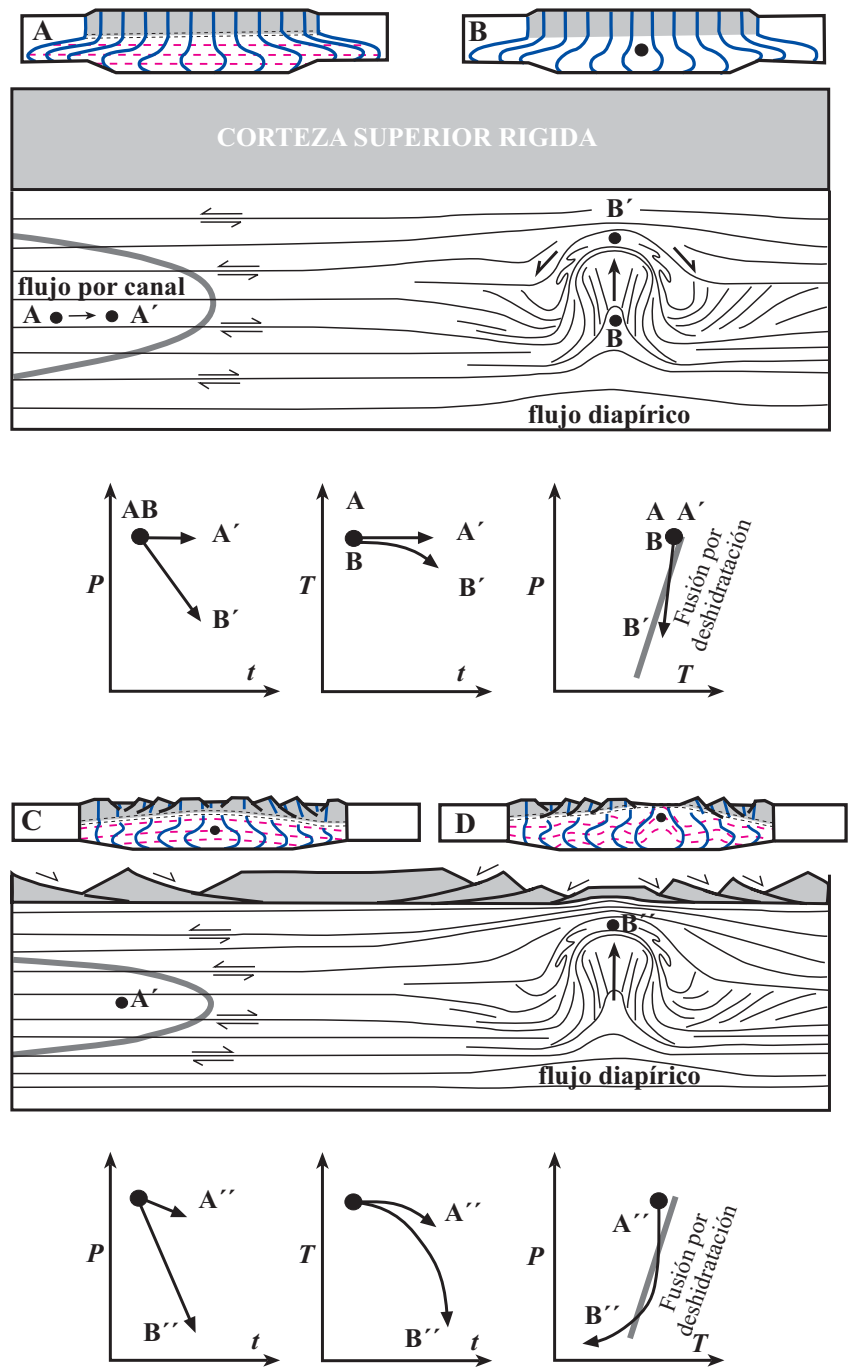
Un flujo vertical con componente lateral puede resultar de la extrusión de material (RAMSAY Y HUBER, 1987; BEAUMONT *et al.*, 2001; REY, 2001), y los rasgos estructurales mostrados por la corteza orogénica exhumada varían en función de los índices relativos del flujo cortical vertical y lateral. Si la magnitud del flujo lateral es mayor que el flujo diapírico, los domos no pueden formarse. En cambio, si la inestabilidad diapírica es relativamente rápida o mayor que el flujo lateral, los domos pueden formarse y alcanzar niveles superficiales donde se enfrían rápidamente y preservan su estructura diapírica.

Las trayectorias P-T-t de las rocas en el núcleo y en la cobertera metamórfica son críticas para evaluar los procesos de formación de los domos, igual que para fijar las relaciones de metamorfismo, deformación y fusión. Las diferentes trayectorias P-T-t caracterizan el diapirismo frente a otros mecanismos de formación de los domos (TEYSSIER Y WHITNEY, 2002).

Las mayores diferencias entre flujo por canal y flujo diapírico pueden verse en las trayectorias P-t, T-t, P-T (Figura 10.7). El flujo por canal (punto A) por sí mismo no resulta de un cambio de la temperatura o presión (trayectorias horizontales en los diagramas P-t y T-t que acompañan a la corteza superior rígida), pero puede ir acompañado de enfriamiento y descompresión si la corteza superior sufre extensión y la corteza dúctil es adelgazada y enfriada (A''). El flujo vertical (punto B) produce descompresión en ambos casos. Las trayectorias de enfriamiento difieren según los casos. Así, la región de la corteza con flujo vertical, que puede sufrir procesos de fusión parcial, interacciona con la corteza superior, provocando la inclinación casi vertical del diagrama T-t y del segmento de enfriamiento de la trayectoria P-T hacia B'', cuando la corteza superior se adelgaza, pero no cuando se mantiene rígida (WHITNEY *et al.*, 2004).

Para temperaturas superiores a 700°C en el Moho, una litosfera engrosada puede fácilmente sufrir colapsos extensionales (ENGLAND Y BICKLE, 1984; SONDER *et al.*, 1987; GAUDEMER *et al.*, 1988; RANALLI, 1997). Además, la cohesión interna de un orógeno puede variar radicalmente si se producen fenómenos de fusión parcial en su interior. Se ha demostrado que a partir de un determinado porcentaje de fundido (30-50%; ARZI, 1978) se produce un cambio drástico en la reología, transformándose, desde una roca rígida, en una roca plástica que puede comportarse como un fundido. De esto se deduce la importancia que adquiere el estudio de la estructura tectonotermal de un orógeno, ya que esto afecta a sus propiedades reológicas y en definitiva marca los procesos por los cuales un orógeno se va a deformar en sus estadios avanzados.

**Figura 10.7:** Esquema que representa el flujo cortical, debajo de una corteza superior rígida (A, B) y durante la extensión cortical (C, D), a través de un canal de flujo cortical (punto A) y de un diapiro (punto B). También se muestran las trayectorias P-T-t para un flujo por canales corticales y por medio de un diapiro (Según WHITNEY *et al.*, 2004).



TIREL *et al.* (2004) realizan una modelización termomecánica del desarrollo de domos gnéissicos extensionales en una corteza litosférica engrosada y relajada térmicamente. Estos autores demuestran que las zonas de despegue extensionales a escala cortical resultan de la interacción entre fallas, adelgazamiento extremo y ruptura de la corteza superior, y esto permite el flujo de la corteza media-inferior hacia zonas más superficiales. En los estadios iniciales del desarrollo, la deformación da lugar a un sistema de zonas de cizalla conjugadas, correspondiendo a un modelo de cinemática simétrica donde aún no está desarrollado el despegue. Con el incremento de la extensión, el modelo para el domo gnéissico pasa a ser asimétrico, con el desarrollo de la zona de despegue.

El despegue se desarrolla enteramente en la corteza media, cuya parte superior es progresivamente exhumada durante la extensión. Los resultados muestran la conexión entre una zona de cizalla plana-subhorizontal en la base del “graben” que se propaga hacia abajo, y una zona de cizalla en la base de la corteza media que se propaga hacia arriba, resultando una forma sigmoidal a escala cortical. La zona de cizalla basal en el “graben” corresponde a una deformación dúctil, cercana a la transición de la interfase frágil-dúctil, que acomoda una extensión frágil dentro del graben abierto.

En la gran mayoría de los orógenos, la estructura de la corteza por debajo de los domos gnéísicos no es muy conocida, pero en perfiles sísmicos se puede observar cómo el límite inferior de la corteza (Moho) tiene una geometría plana que se encuentra parcialmente fundida, con alta conductividad y baja velocidad sísmica en orógenos recientes (NELSON *et al.*, 1996). Los orógenos se caracterizan, a escala cortical, por tener una gruesa capa (entre 20 y 30 km) donde la corteza está fundida parcialmente, puede fluir de forma lateral para construir un “plateau” orogénico (ROYDEN, 1996), y conduce o acomoda el colapso gravitacional (REY *et al.*, 2001).

De esta forma, en un contexto de post-convergencia, una característica importante es la geometría plana que tiene el Moho debajo de los domos gnéísicos extensionales. Según MCKENZIE *et al.* (2000), esto requiere un flujo cortical bajo a escala regional, conducido por gradientes de presión laterales causados por un adelgazamiento diferencial de la corteza superior (< 2 cm/año). TIREL *et al.* (2004) confirman que en la corteza inferior el flujo se realiza a través de canales de escala cortical. Estos canales son necesarios, y con una escala mucho mayor que en los domos gnéísicos, para poder mantener una geometría plana de Moho (BLOCK Y ROYDEN, 1990; BUCK, 1991; WDOWINSKI Y AXEN, 1992).

#### 10.2.2.- Formación del domo gnéísico de Sanabria-Viana do Bolo

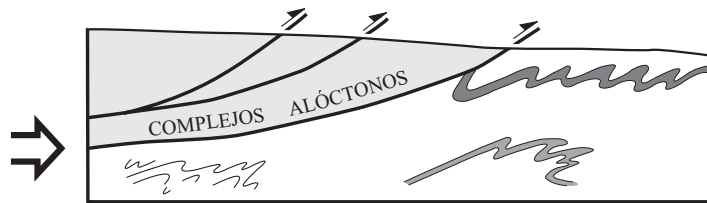
El orógeno Varisco está asociado a la subducción y cierre de cuencas oceánicas, seguido por la colisión entre Laurentia y Gondwana desde el Devónico al Carbonífero Superior-Pérmico. Esto hizo que se desarrollara una corteza engrosada, inestable, en la cual se produjeron reajustes corticales, entre los cuales cabe incluir el desarrollo de domos gnéísicos-migmatíticos. La historia de la formación del domo de Sanabria-Viana do Bolo, después de que la corteza sufriera un proceso de engrosamiento, no se debe a un único proceso o causa, sino que intervinieron a lo largo de su historia distintos procesos que pueden ser divididos en varias etapas sucesivas, y que están reflejadas en la Figura 10.8.

- *Engrosamiento orogénico*

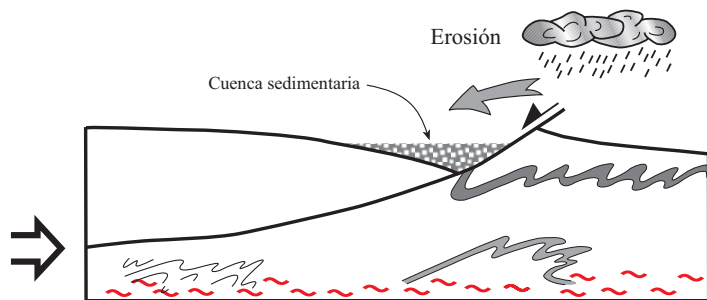
La historia comienza con dos episodios de deformación compresivos, D1, responsable de los primeros pliegues tumbados con vergencia NE, y D2, producido por el emplazamiento de los complejos alóctonos (Figura 10.8A). De acuerdo con los datos isotópicos, el primero ocurrió en la zona hace unos 360 Ma, en el límite Devónico-Carbonífero, y el segundo culminó hace unos 325 Ma, en el límite Carbonífero Inferior-Medio (DALLMEYER *et al.*, 1997; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a).

**Figura 10.8:** Esquema evolutivo del domo gnésico-migmatítico de Sanabria-Viana do Bolo. A.- Engrosamiento cortical durante D1+D2. B.- Adelgazamiento cortical a través de un sistema de fracturación en la corteza superior y del aumento en la corteza media-inferior de la temperatura, alcanzándose condiciones de fusión parcial. C.- Colapso cortical y flujo lateral, lo que provoca una descompresión isotérmica. D.- Plegamiento durante el desarrollo de D3 varisca. E.- Las rocas fundidas parcialmente, así como el gran volumen de rocas ígneas que se han generado, sufren un proceso diapírico por la diferencia de densidades. Se desarrolla el domo y finalmente la actividad de la falla de Chandoiro y el conjunto de fallas tardivariscas dan a la zona de estudio su configuración casi actual. En los esquemas C, D y E, la zona sombreada corresponde a la parte de la corteza que se comporta de forma frágil. Los esquemas no mantienen la escala. Los números (1 y 2) indican la evolución de un marcador ideal a lo largo del desarrollo del domo.

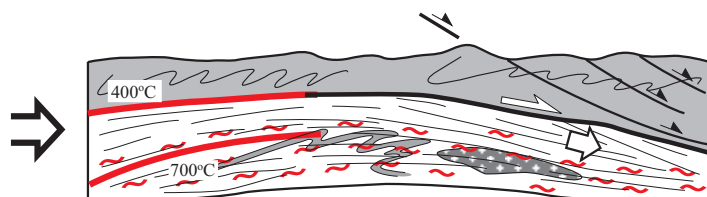
### A: Engrosamiento orogénico



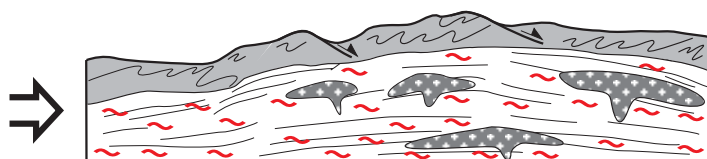
### B: Adelgazamiento cortical



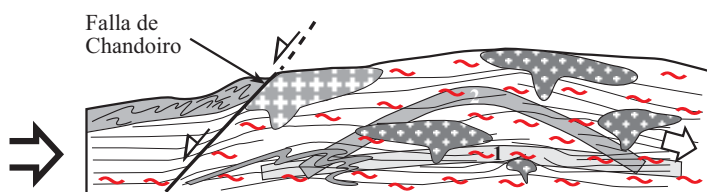
### C: Colapso cortical/adelgazamiento



### D : Plegamiento D3



### E : Formación del domo y fracturación



- *Colapso gravitacional y adelgazamiento cortical*

La inestabilidad gravitatoria empezó a hacerse patente poco después (Figura 10.8B y C), incluyendo entre sus primeras manifestaciones el desarrollo de fallas normales en la corteza superior, constituida en buena parte por la lámina alóctona y la fusión parcial de la corteza media e inferior.

Entre las fallas normales cabe mencionar el despegue de Pico Sacro, en el Complejo de Órdenes, acotado entre  $323 \pm 11$  y  $314 \pm 6$  Ma, en base a relaciones de superposición con granitos datados isotópicamente (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1996, 2002). En el caso de Sanabria-Viana do Bolo, la edad de 314-311 Ma, obtenida para la migmatización, data probablemente el pico térmico de la fusión parcial de la corteza media.

En el proceso de adelgazamiento inicial de un orógeno, no hay que descartar fenómenos de extrusión de material como los propuestos para el orógeno Himalayo-Tibetano (BEUAMONT *et al.*, 2001), donde se desarrollan procesos de fusión parcial en la corteza media (NELSON *et al.*, 1996) y el acercamiento hacia la corteza superior de material parcialmente fundido, o con unas condiciones metamórficas en facies de anfibolitas. Este tipo de procesos crea una inestabilidad cortical importante que ayuda al posterior desarrollo del colapso extensional de la corteza.

En nuestro caso, la extrusión de material fundido hacia niveles superiores de la corteza está documentada al menos por la abundancia de granitoides sincinemáticos con edades semejantes a las de la migmatización (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000a, para los granitoides equivalentes del Domo de Lugo). Hay que tener en cuenta que la relajación térmica, en las zonas de raíz de las cadenas montañosas da lugar a temperaturas de la corteza inferior-media de  $700^{\circ}\text{C}$  (ENGLAND Y THOMPSON, 1984). Como la resistencia de las rocas depende de la temperatura, la capacidad de la corteza profunda a fluir está aumentado por el debilitamiento térmico, en particular si se generan grandes volúmenes de líquido granítico.

Durante esta etapa que hemos denominado D2 extensional, se produjo una fuerte descompresión isotérmica. El adelgazamiento extremo y ruptura de la corteza superior permitirá el ascenso de la corteza media-inferior, la cual pudo acercarse a la superficie. Es la etapa de cizallamiento subhorizontal en las unidades metamórficas central e inferior (UMC y UMI) y la generación de la foliación S2 y la lineación de estiramiento desarrollada en el bandeado gnéisico.

Es evidente que en esta etapa, el flujo lateral o subhorizontal del material parcialmente fundido y de baja viscosidad dominaba sobre el vertical. La macroestructura formada no es todavía un domo, sino un tipo de despegue extensional entre la UMC y la UMS, con una cinemática de bloque superior hacia el E o SE, lo que implica ya un cierto ascenso de la corteza media hacia el O-NO.

ELLIS Y WATKINSON (1987) propusieron un modelo orogénico de colisión continental, donde las estructuras desarrolladas en el bloque de muro durante la subducción reflejan el movimiento relativo de las placas tectónicas. Una extensión paralela al orógeno se interpreta como la signatura de una convergencia de placas oblicua, mientras que las estructuras posteriores reflejan el ascenso isostático de la corteza engrosada. Por lo tanto, según ellos, las lineaciones de estiramiento paralelas al orógeno estarían asociadas a los estadios iniciales de la tectogénesis en el contexto de



una placa continental que subduce de forma oblicua. Su modelo no es de aplicación en nuestro caso, ya que las lineaciones paralelas al cinturón orogénico postdatan claramente los estadios iniciales de la colisión, reflejando en cambio los reajustes posteriores de la corteza engrosada.

En toda la evolución hay que tener en cuenta, además, los procesos de erosión (BURG *et al.*, 2004; TAKESHITA Y YAGI, 2004), aunque algunos autores sólo los consideran efectivos cuando hay procesos de glaciación o la zona se encontraba bajo un casquete glaciar (WHITNEY *et al.*, 2004).

- *Plegamiento superpuesto*

La extensión relacionada con el colapso gravitacional se vio interrumpida por una fase de plegamiento, generalizada en el NO peninsular, y relacionada con una dinámica transcurrente (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE, 1980). En la comarca de Sanabria se produjo un tren de pliegues subverticales en las áreas epizonales, e inclinados en las más profundas, donde tienen una cierta vergencia al NNE.

Los pliegues D3 doblan a las fábricas extensionales previas, el clivaje de crenulación de las pizarras ordovícicas y al bandeado gnéisico del gneis glandular y de la Serie de "Viana do Bolo". El enfriamiento de las zonas profundas fue relativamente lento, manteniendo las rocas del núcleo del domo la temperatura suficiente durante el inicio y buena parte de la deformación D3 como para permitir la neoformación como mínimo de biotita. Ello se deduce de que la crenulación en los gneises bandeados, marcada principalmente por bandas biotítico-moscovíticas, tiene cristales de biotita y de moscovita sin señales de deformación. De hecho, puede observarse cómo esos cristales han crecido durante el desarrollo de D3.

La edad de la tercera fase se estima, en base a dataciones isotópicas, entre 315 y 305 Ma (RIES, 1979; VALLE AGUADO *et al.*, 2005), es decir, abarca aproximadamente la mitad superior del Carbonífero Medio.

- *Formación del domo y últimos efectos de la extensión*

Los fenómenos de fusión parcial continuados provocaron un fuerte cambio de densidades en los materiales de la corteza media-inferior, y unidos al importante volumen de rocas ígneas generado, crearon una fuerte inestabilidad cortical por inversión de densidades (inestabilidad de Rayleigh-Taylor). Esto, unido a un último pulso extensional, desencadenó la formación del domo y de la Falla de Chandroiro y otras fallas normales asociadas

La componente vertical del flujo fue esta vez significativa, y produjo un fuerte aplastamiento en la parte superior del domo, evidente en la horizontalización de las superficies axiales de los pliegues D3 a todas las escalas (Corte V-V' y Foto 10.1). Sin embargo, el diapirismo no alcanzó el estadio de un domo estrangulado o desenraizado, y el ascenso de los materiales migmatíticos se puede considerar moderado. Esto se deduce de los granitoides sincinemáticos de dos micas, como el macizo de Hermisende-Padornelo que en su mitad N muestra un paso gradual desde el ortogneis glandular hacia un granitoide inhomogéneo, mientras que en el contacto S intruye en materiales de la zona de la estauroлита-andalucita. Esta situación se repite en la gran mayoría de granitoides sincinemáticos del NO peninsular.



**Foto 10.1:** Foliación subhorizontal S3 que afecta y crenula a la foliación previa S2, dentro del ortogneis migmatizado. La horizontalización de S3 se produjo durante el ascenso diapírico de las rocas de alto grado metamórfico (migmatíticas, ortogneises y granitoides). Este afloramiento se encuentra en la carretera que va desde Villavieja a Porto, en la orilla del embalse de San Sebastián. La fotografía representa un plano vertical.

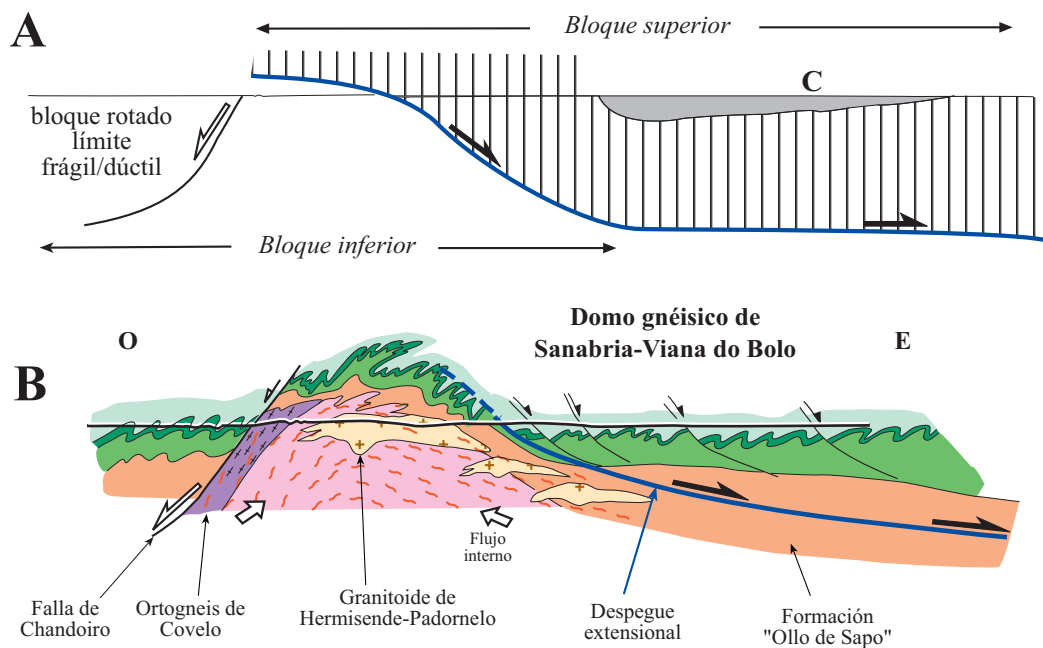
En la Figura 10.9 se muestra un esquema general del domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo, con el núcleo ocupado por las rocas de alto grado y por los granitoides de Hermisende-Padornelo. La edad de formación del domo es probablemente Carbonífero Superior o Pérmico Inferior, ya que la Falla de Chandoiro corta a la granodiorita de Veiga, datada en  $286 \pm 6$  Ma (ORTEGA CUESTA *et al.*, 2000a y b).

### 10.2.3.- Relación entre los domos gnéisicos (núcleos migmatíticos) y los granitoides del NO de la Península Ibérica

Muchos modelos conceptuales sobre domos gnéisicos postulan su asociación con granitoides en niveles mesocorticales. Así, determinar las relaciones temporales y espaciales de un domo gnéisico con las intrusiones graníticas y con las estructuras mayores (fallas, zonas de cizalla dúctiles y pliegues) es indispensable para definir la naturaleza de un domo gnéisico y relacionarlo con el resto de los domos asociados, ya que los domos gnéisicos raramente aparecen como estructuras aisladas, y es muy frecuente que se encuentren como un grupo de estructuras con una variedad de tamaños y disposiciones cartográficas. Uno de los aspectos más importantes de los sistemas de domos gnéisicos es si afloran en cinturones aproximadamente lineales a lo largo del orógeno y definir el espaciamiento entre los domos individuales.

A este respecto, YIN (2004) establece una clasificación para los sistemas de domos gnéisicos, donde intenta relacionar su disposición cartográfica con los procesos de formación. Sus modelos

sugieren que la disposición cartográfica de los domos puede estar asociada con la relación entre la anchura y la longitud de una región, y con la influencia de algún tipo de inestabilidad reológica.



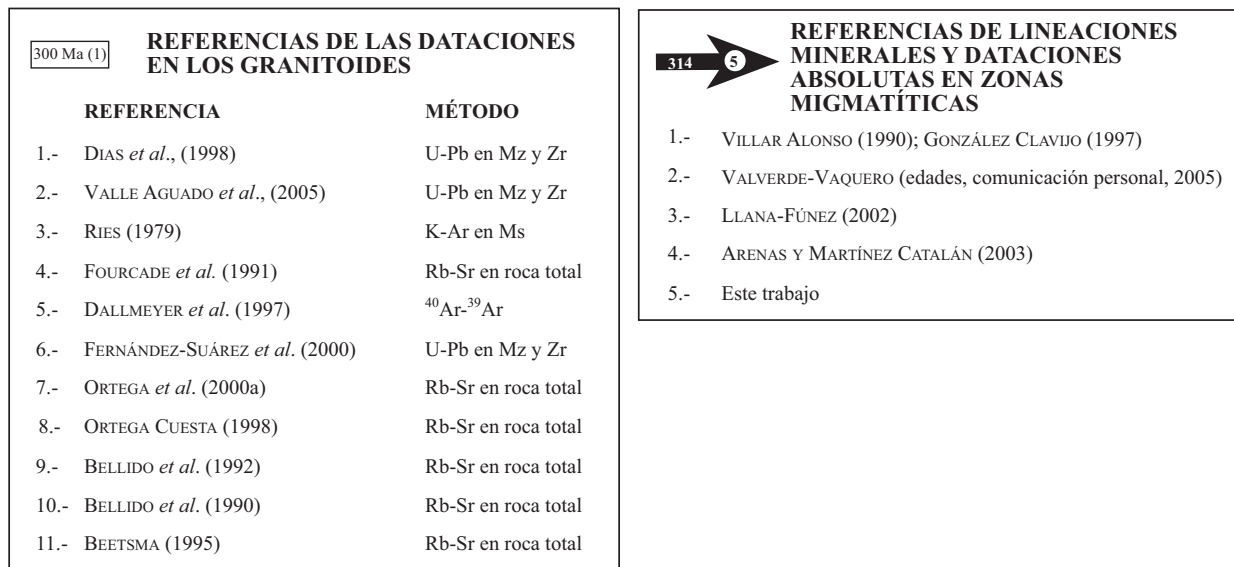
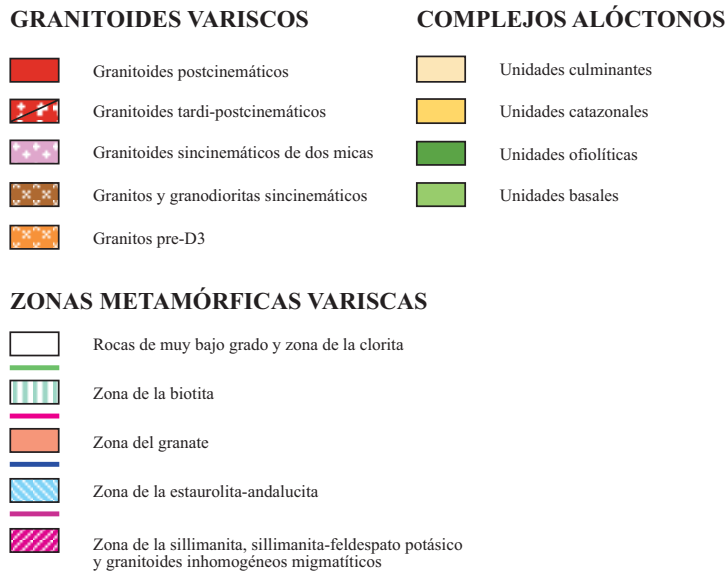
**Figura 10.9:** A.- Esquema muy simplificado de un domo gnéisico-migmatítico asociado a un despegue (Según BURG *et al.*, 1994b. C: cuenca sinsedimentaria supradespegue). B.- Corte geológico esquemático del domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo. La línea gruesa de color azul representa el límite superior de la banda de materiales afectados por la segunda esquistosidad. (~ = Zona de alto grado metamórfico, parcialmente fundida).

En la Figura 10.10 se han representado los principales domos gnéisicos de alto grado metamórfico junto con las isograsas metamórficas y las familias de granitoides del NO Peninsular. Es evidente la estrecha relación entre los domos gnéisicos-migmatíticos y los granitoides sincinemáticos en todo el NO del Macizo Ibérico. Las áreas estructuralmente deprimidas entre los domos forman cubetas cuyo núcleo está ocupado por rocas metamórficas de bajo grado o por los complejos alóctonos. Pero el conjunto, con una proporción muy elevada de rocas de alta temperatura aflorando, define la zona axial del Cinturón Varisco.

Como se aprecia en la Figura 10.10, los granitoides sincinemáticos intruyen principalmente en los materiales de facies de las anfibolitas, concretamente en las isograsas de la sillimanita-feldespatos potásico, sillimanita y estauroлита-andalucita, por lo que la gran mayoría de los granitoides se han movido poco con respecto a su encajante, al menos cuando éste es de alto grado.

Si intentamos aplicar la clasificación de YIN (2004) a los sistemas de domos gnéisicos del NO peninsular, estos entran en la categoría de los domos que no están distribuidos a lo largo de una línea, y muestran un espaciamiento desigual y una distribución algo irregular. Pese a ello, se aprecia una cierta alineación marcada sobre todo por domos alargados. Además, las alineaciones muestran un espaciado bastante regular, lo que sugiere una relación con algún tipo de inestabilidad reológica.

### LEYENDA



**Figura 10.10:** Distribución de los principales núcleos migmatíticos junto con la zonación metamórfica varisca y su relación con los principales grupos de granitoides del NO de la Península Ibérica, así como con las principales lineaciones minerales y criterios de movimiento en las zonas migmatíticas. La geología está basada en RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (2004) y la zonación metamórfica en MARQUÍNEZ Y KLEIN (1982), MARTÍNEZ Y ROLET (1988), BARRERA MORATE *et al.* (1989) y ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN (2003).

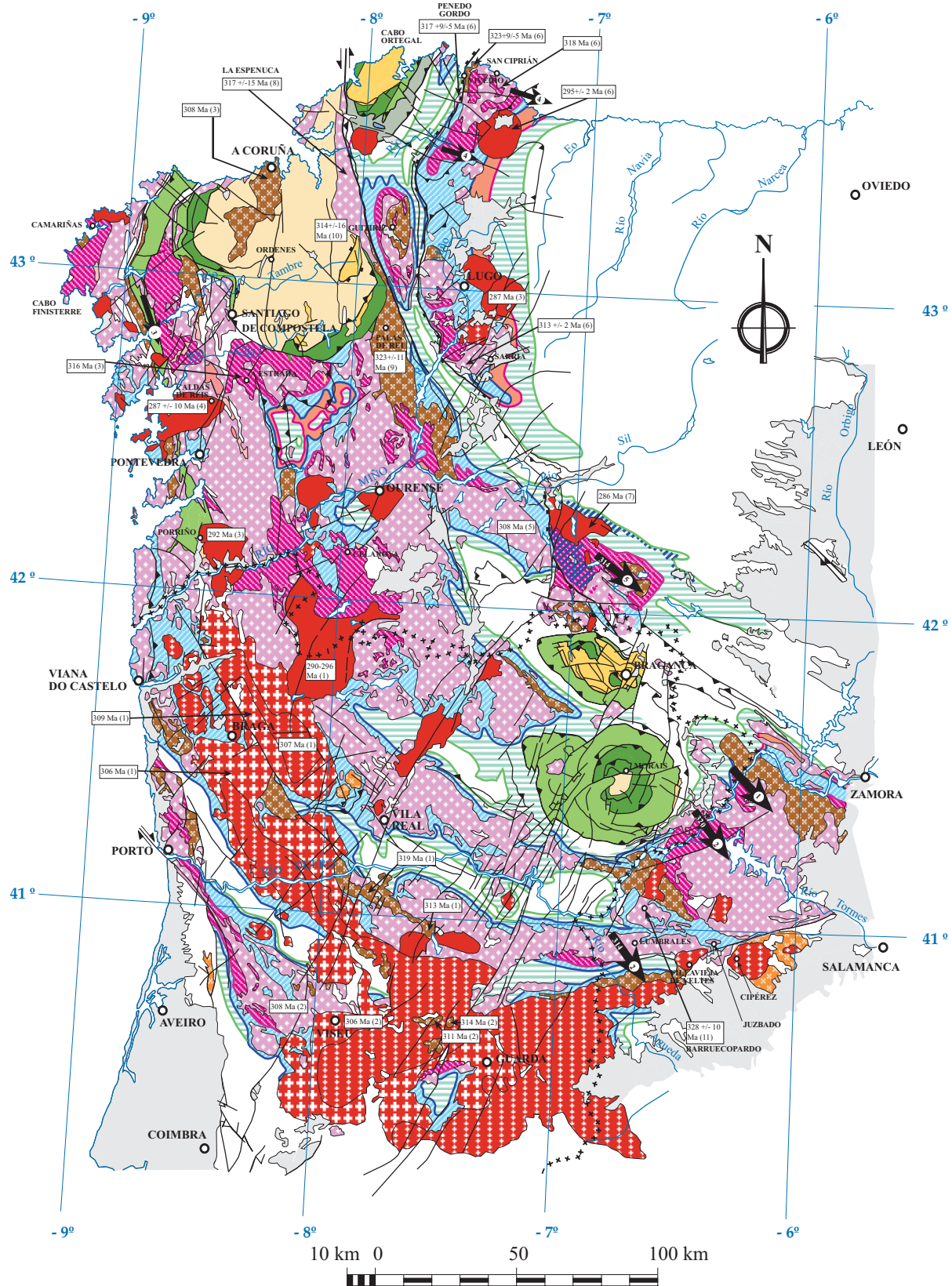


Figura 10.10 (continuación)



Los domos gnéisicos están compuestos por un núcleo de rocas migmatíticas y granitoides con una densidad de las rocas de 2,5-2,7 g/cm<sup>3</sup>, recubierto estructuralmente por rocas metasedimentarias con densidades de 2,7-2,8 g/cm<sup>3</sup>. La inestabilidad gravitacional que se genera a partir de este tipo de situaciones en la que un material pesado se encuentra sobre un material menos denso es llamada de Rayleigh-Taylor, y en su forma pura es independiente de los procesos previos de compresión y extensión.

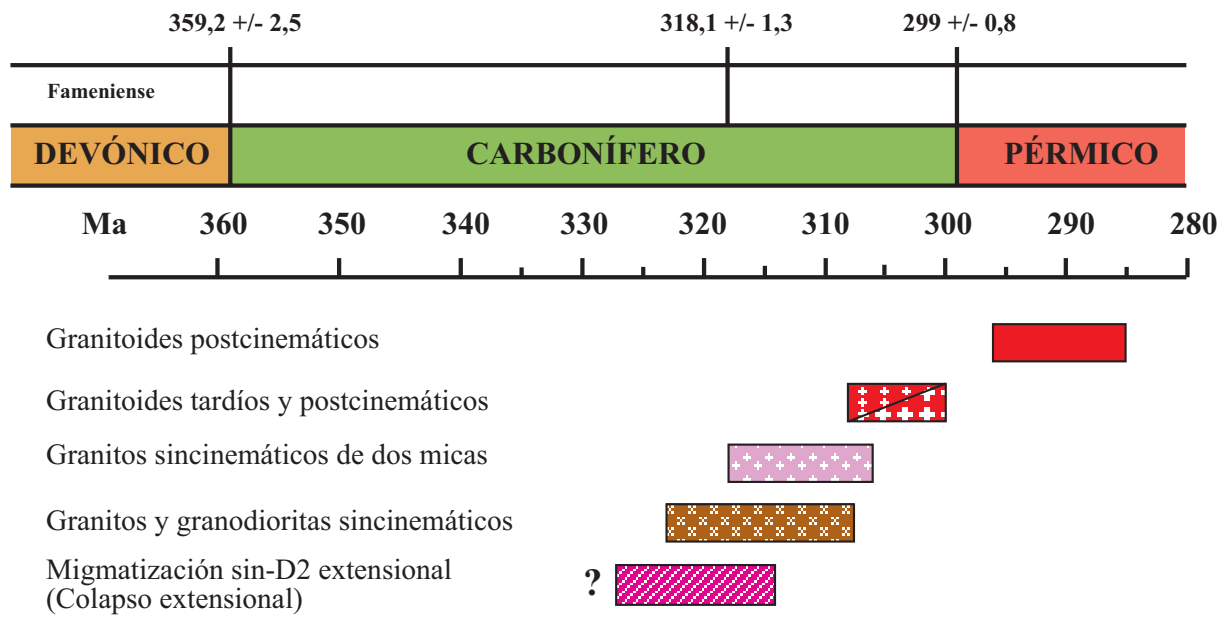
La evolución metamórfica de los domos, con una exhumación de las rocas profundas, y mucho menor de las superiores, no deja duda alguna sobre el carácter extensional de los sistemas de domos y su asociación con despegues.

En la Figura 10.11 se encuentran representadas las principales dataciones absolutas del NO Peninsular sobre los eventos metamórficos de alta temperatura y los granitoides que definen las grandes familias. En general, los análisis de los bordes de circones y monacitas de los leucosomas de los gneises bandeados y de los leucogranitos y granitos de dos micas proporcionan los mejores indicadores de edad de los últimos eventos metamórficos y magmáticos.

Los domos gnéisicos de la periferia de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes, de los cuales disponemos de dataciones absolutas sobre el metamorfismo asociado al colapso extensional sin-D2, son los de Lumbrales, Tormes (VALVERDE-VAQUERO, comunicación personal-2005) y las realizadas en este trabajo en el de Sanabria-Viana do Bolo. Estas dataciones nos proporcionan un intervalo de tiempo entre 320 y 314 Ma, en el cual las rocas de alto grado (baja presión-alta temperatura) sufrieron el proceso de enfriamiento y fluyeron de forma dúctil-plástica. Al NO de la zona de estudio, GÓMEZ BARREIRO (2004) establece un intervalo de tiempo entre 333 a 314 Ma, en el cual la deformación está asociada al régimen extensional y es contemporánea con la fusión de niveles corticales infrayacentes y con el desarrollo de un metamorfismo de baja presión y alta temperatura. Estos rangos coinciden con las edades publicadas para los granitoides sincinemáticos, en especial para los granitos de dos micas de todo el NO, lo que prueba la estrecha relación entre la formación de los domos gnéisicos y la generación de los granitoides sincinemáticos.

Por lo que respecta a los granitoides tardíos y postcinemáticos (Figura 10.10), muestran una polaridad con respecto a los granitoides sincinemáticos (granitos de dos micas y granodioritas precoces), que también queda reflejada en la Figura 7.1 a través de toda la Zona Centroibérica. Este tipo de granitoides muestra edades en un intervalo de tiempo que va desde 308 a 300 Ma. Ejemplos de estos granitoides son los plutones de Villavieja de Yeltes (DÍEZ MONTES *et al.*, 1990) y Cipérez-Garcirrey (DÍEZ MONTES Y GALLASTEGUI, 1992), los cuales cortan a la banda de cizalla sin-D3 de Juzbado-Penalva do Castelo. Además, es frecuente en ellos encontrar orientaciones de flujo de los fenocristales de feldespato potásico según direcciones norteadas (N-S a N 20°E), que pueden deberse a que estos macizos han intruido en un estado de esfuerzos correspondiente a la cuarta fase de deformación varisca descrita para esa zona (GIL TOJA *et al.*, 1985).

Por último, los granitoides postcinemáticos suministran edades entre 296 y 290 Ma, aunque se encuentran referencias bibliográficas con edades más modernas ( $\approx$  286 Ma) que se corresponden al método de Rb-Sr sobre roca total. Ejemplos de estos granitoides son los macizos de Porriño, Caldas de Reis, Lugo y A Tojiza.



**Figura 10.11:** Relación temporal de los procesos migmatíticos y de los principales tipos de granitoides diferenciados en la Figura 10.10. Las edades de referencia corresponden a la tabla cronoestratigráfica de “International Commission on Stratigraphy” (2004).

### 10.3.- CONCLUSIONES

#### Litoestratigrafía

- La Serie de “Viana do Bolo” representa la parte más baja en la sucesión estratigráfica aflorante de las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo, y puede correlacionarse con el Grupo Cándana de la Zona Asturoccidental-leonesa, de edad Cámbrico Inferior, y también con la Formación Angón del Sistema Central Español. Esta serie se compone de areniscas feldespáticas y cuarcitas (Dradelo), paragneises, gneises bandeados, anfibolitas, gneises anfibólicos, mármoles y rocas calcosilicatadas.

- Los materiales que componen la Formación “Ollo de Sapo”, incluyendo el ortogneis glandular, representan una importante actividad volcánica de edad Ordovícico Inferior (Tremadoc), reconocida en toda la Zona Centroibérica y en numerosas regiones de Europa, y que está asociada a un episodio extensional (“rifting”) en el margen pasivo de Gondwana, probablemente provocado por un proceso de desplome de una zona de subducción activa en el margen meridional del Océano Iapetus.

- Por primera vez, se han reconocido diferentes facies litológicas dentro de la Formación “Ollo de Sapo” (ortogneises glandulares, tobas de grano grueso, ignimbritas y una secuencia

volcanosedimentaria) que se han interpretado como asociadas al desarrollo de domos riolíticos yuxtapuestos. Se han identificado dos grandes domos en la región.

- Las ignimbritas conservan texturas primarias, como por ejemplo la foliación eutaxítica, marcada por vidrios volcánicos transformados en micas blancas (fengitas). Las tobas riolíticas representan conductos de emisión que están rellenos de material volcanoclástico riolítico.

- Las tobas epiclásticas, situadas a techo de la Formación “Ollo de Sapo” se encuentran interestratificadas con las pizarras y cuarcitas de las Capas de Los Montes, disminuyendo hacia el techo, al aproximarse a la Cuarcita Armoricana. Además, confirma la existencia de un vulcanismo félsico en el Ordovícico Inferior.

### **Deformación**

- Como en otros orógenos colisionales, se pueden distinguir dos grandes etapas de deformación. La primera corresponde al desarrollo de las fases de deformación D1 + D2, en las que se desarrollaron pliegues tumbados cuyos ejes son paralelos a la dirección del orógeno, el cabalgamiento de una potente lámina alóctona y un metamorfismo progrado. La segunda está asociada a una extensión subparalela al orógeno y cuya manifestación más importante es una zona de cizalla de bajo buzamiento que afecta a las zonas metamórficas de grados medio y alto. El cizallamiento tiene un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SE. Tras una fase de plegamiento D3, que refleja una renovación del acortamiento cortical, el colapso extensional del cinturón orogénico produjo el domo de Sanabria-Viana do Bolo y una familia de fallas normales de las cuales la más importante es la de Chandoiro.

- La zona de cizalla subhorizontal tiene las características de un despegue extensional dúctil en su parte superior, pero en profundidad corresponde más bien a un canal por el que habrían fluido las rocas parcialmente fundidas de la corteza media y, quizás, inferior. La componente horizontal del flujo fue dominante en esta etapa, pero una componente vertical se hace patente por la descompresión experimentada por las rocas más profundas. La componente vertical fue, además, dominante en estadios más tardíos, ya durante el desarrollo del domo.

### **Metamorfismo**

- Se han diferenciado tres unidades metamórficas, superior, central e inferior (UMS, UMC y UMI), para las cuales se han establecido las trayectorias P-T. La UMS está formada por aquellos materiales, tanto de la Formación “Ollo de Sapo” como del Ordovícico Inferior, que estructuralmente están por encima de la banda de cizalla subhorizontal de segunda fase extensional y sólo se hallan deformados por la primera y la tercera fases variscas. Se encuentra siempre en condiciones de la facies de los esquistos verdes. La UMC está formada, al igual que la UMS, por materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y del Ordovícico Inferior, encontrándose en las facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas. La UMI está compuesta básicamente por materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y por la Serie de “Viana do Bolo”, encontrándose los materiales dentro de la facies de la anfibolitas. Esta última unidad muestra una trayectoria P-T característica de una corteza cortical engrosada que sufre presurización y calentamiento y, posteriormente, una fuerte descompresión, casi isothermal, acompañada de procesos de fusión con generación de magmas graníticos. La UMC, en cambio, refleja un fuerte calentamiento provocado



por el ascenso de la UMI. Posteriormente, ambas unidades experimentaron un enfriamiento con suave descompresión, proceso controlado por el segundo episodio extensional, con la formación del domo y las fallas normales asociadas. Esto no tuvo repercusiones térmicas importantes, pero estructuralmente fue determinante en la configuración actual de las unidades metamórficas.

- En esta zona de Sanabria-Terra do Bolo se observa la estrecha relación que hay entre la evolución metamórfica de un orógeno colisional con la formación de domos gnéissicos migmatíticos y la fusión de material cortical para generar fundidos graníticos. En el NO de la Península Ibérica, el importante volumen de granitoides, en especial sincinemáticos, se encuentran íntimamente ligados a este proceso.

### Geoquímica

- Las rocas de la Formación “Ollo de Sapo” tienen un carácter peraluminico ( $A/CNK > 1$ ), con altos contenido en  $SiO_2$ ,  $K_2O$  y corindón normativo ( $C_{norm} > 3$ ), lo que indica que proceden de la fusión de materiales corticales, que se corrobora por la buena correlación existente en la normalización de los datos geoquímicos con respecto a valores de la corteza continental superior. La escasa variación composicional de estos materiales fue controlada por la cristalización de plagioclasa (CaO, Sr, Eu/Eu\*), biotita ( $Al_2O_3$ , MgO, FeO), circón (Zr) y monacita (REE).

- Por lo que respecta a los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián, el primero presenta características geoquímicas semejantes a las de la Formación “Ollo de Sapo”, mientras que el segundo tiene unas características distintas, reflejando una fuente distinta, además de tener un cierto grado de alcalinidad.

### Geocronología

- Los procesos magmáticos responsables de la génesis de la Formación “Ollo de Sapo”, en la comarca de Sanabria, tiene una edad Ordovícico Inferior, según las edades U-Pb obtenidas en circones entre  $472 \pm 4$  Ma y  $488 \pm 6$  Ma.

- Los procesos metamórficos de baja presión y alta temperatura correspondientes al primer episodio extensional, han sido datados en 311 y 314 Ma, por el método de U-Pb en monacitas. Esta edad es muy semejante a la de los granitoides sincinemáticos del NO peninsular.

