

Interpretación tectónica de la sección cortical del orógeno Varisco en el noroeste de la península Ibérica

Tectonic interpretation of the crustal section of the Variscan orogen in the Northwest of the Iberian Peninsula

SERGIO LLANA FÚNEZ, ALBERTO MARCOS, JUAN LUIS ALONSO
Y GABRIELA FERNÁNDEZ VIEJO

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, calle Jesús Arias de Velasco s/h, 33005 Oviedo.
Email: llanasergio@uniovi.es

Resumen El noroeste de la península Ibérica muestra en superficie diversos tipos de rocas y formaciones geológicas las cuales, durante el periodo Carbonífero, se vieron involucradas en la colisión entre dos grandes placas tectónicas con corteza continental, denominadas Gondwana y Laurussia, que dio lugar a la formación del orógeno o cordillera Varisca. En este artículo se describe brevemente la historia de este orógeno en una de sus secciones mejor conocidas, la del noroeste de la península Ibérica. En especial, se hace hincapié en uno de los aspectos en los que la Tectónica de Placas supuso un cambio en la comprensión de la dinámica en límites de placa convergentes, a saber: la tectónica tangencial y el engrosamiento cortical producido por la superposición de placas tectónicas. Este fenómeno tiene como consecuencia el desencadenamiento de una serie de procesos tanto en el interior de la corteza como en superficie. Así, en primera instancia, el desarrollo de un relieve montañoso está sustentado físicamente por el engrosamiento de la corteza durante la colisión entre placas que involucran corteza continental.

Palabras clave: Colisión continental, erosión, orógeno Varisco, relieve, tectónica de placas.

Abstract *The northwest of the Iberian peninsula shows at the surface a variety of rocks and geological formations which, during the Carboniferous, were involved in the collision between two large tectonic plates incorporating continental crust, Gondwana and Laurussia. The results was the formation of the Variscan orogen. This article describes briefly the history of this orogenic belt in one of its most well known sections, the northwest of the Iberian peninsula. In this revision particular emphasis is placed on one of the key aspects in which Plate Tectonics constituted a change in the understanding of the dynamics of plate convergence: the contribution of tangential tectonics to the thickening of the crust during the superposition of colliding tectonic plates. Crustal thickening activates several internal processes at depth and promotes others at the surface. In fact, the development of a mountain belt is physically supported in the first place by the thickening of the crust during the colision of continental plates.*

Keywords: *Continental colision, erosion, Variscan orogen, relief, plate tectonics.*

INTRODUCCIÓN

En este artículo nos proponemos visitar las rocas del noroeste peninsular relacionadas con un ciclo orogénico que se inicia en el Devónico tardío, se desarrolla fundamentalmente durante el Carbonífero dando lugar a una cordillera orogénica y termina con el desmantelamiento por erosión de ésta durante el Pérmico.

La mayor parte de la historia tectónica de este orógeno queda registrada en las rocas y minerales que formaron parte de la litosfera. Este registro nos

proporciona información sobre las condiciones de enterramiento de las rocas y edad de los procesos geológicos que las han afectado. Finalmente, puestos estos registros sobre la cartografía geológica, podemos reconocer las grandes estructuras tectónicas e interpretar la evolución geológica del conjunto en un determinado periodo de tiempo. En el caso que nos ocupa, tratamos con rocas y estructuras que se han formado hace más de 300 millones de años y que han sufrido numerosos eventos tectónicos posteriores, por lo que no toda la historia se registra ni conserva en las mismas rocas y se hace

necesario descifrar esta larga y compleja evolución tectónica en diferentes partes de la antigua cadena de montañas, ahora exhumada y erosionada.

Esta revisión no pretende incorporar exhaustivamente todos los datos disponibles sino seleccionar y destacar aquellos hitos o eventos geológicos representativos en cada una de las zonas de la cordillera, que nos permitan comprender globalmente la evolución tectónica de la cordillera Varisca en el noroeste de la península Ibérica.

CONFIGURACIÓN Y CONTEXTO GENERAL DE LA CORDILLERA VARISCA IBÉRICA

La convergencia de grandes placas tectónicas involucra a veces microplacas más pequeñas y arcos de islas situados entre ellas (Fig. 1). Como consecuencia de ello se producen convergencias múltiples, de modo que el desarrollo de las grandes cadenas de montañas tiene lugar en periodos de tiempo muy largos, incluso para la escala geológica. No hay más que echar un vistazo a la orografía actual de la cadena Alpina que atraviesa Europa y Asia para darse cuenta de su complejidad tanto desde el punto de vista geométrico como temporal, puesto que no todas las colisiones ocurrieron simultáneamente.

Éste es el caso de la cordillera Varisca, resultado de la colisión entre dos grandes continentes, Laurusia y Gondwana, y que significó principalmente el cierre del océano Réico (Fig. 1). En general, las reconstrucciones paleogeográficas sitúan a la península Ibérica en la parte más distal de Gondwana, separada del gran continente por un océano, el Paleotetis (Stampfli y Borel, 2002), o formando parte del margen de Gondwana (Scotese, 2019) (Fig. 1). Según dichas reconstrucciones, el límite entre las placas, y por tanto la cadena de montañas que se forma como consecuencia de la colisión, se sitúa en el hemisferio sur cerca del ecuador, con una orientación aproximada E-O en las coordenadas propias del Carbonífero (Fig. 1).

En este contexto de grandes placas, vamos a restringir el relato de la historia del orógeno Varisco a los procesos geológicos de los que tenemos registro en las rocas y estructuras en el noroeste penin-

sular y que, por tanto, son directamente accesibles físicamente y/o a través de publicaciones.

La geología de superficie en el noroeste peninsular muestra dos tipos de corteza claramente diferenciados por su composición y posición, que en sentido tectónico pertenecen a dos placas diferentes. En una posición inferior, englobando las formaciones del autóctono (Perez-Estaún et al., 1991), encontramos una placa que comprende gran parte de lo que ahora es la península Ibérica (Figs. 1 y 2).

Por encima de ella, diversas láminas alóctonas constituyen una sección cortical de diferente naturaleza y edad, que pertenecen a la placa superior, fuertemente erosionada (Fig. 2). En 1971, Ries y Shackleton reconocieron el carácter alóctono de estas unidades de rocas por las estructuras tectónicas que las separan de la sucesión infrayacente; a esta interpretación contribuyó de modo importante el conocimiento previo que había del origen profundo de muchas de estas, descrito detalladamente por los geólogos de la Escuela de Leiden (ver un resumen en Den Tex, 1966). El artículo de Ries y Shackleton (1971) fue publicado en la revista Nature en los años en los que se estaba estableciendo la tectónica de placas como teoría que explica la dinámica superficial en la Tierra.

Entre ambas placas se encuentran varias unidades tectónicas con restos de rocas de origen oceánico, que se han relacionado con el océano Réico por su edad y posición entre continentes (Díaz García et al., 1999). En estas unidades, emplazadas también por grandes cabalgamientos, se conservan algunas de las partes que componen una secuencia ofiolítica, por lo que se ha considerado que definen la zona de sutura entre las placas inferior y superior (Perez-Estaún et al., 1991) (ver Fig. 4 B, más adelante).

ZONACIÓN TECTÓNICA DE LA CORDILLERA VARISCA EN EL NOROESTE PENINSULAR

Las rocas del noroeste afectadas por la orogénesis Varisca se pueden agrupar en zonas geológicas externas e internas, considerando las secuencias sedimentarias, el tipo de metamorfismo regional, el magmatismo, y las estructuras que presentan. En las zonas externas y la cultura de antepaís, denominada Zona Cantábrica (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972), la deformación de las rocas se produce en condiciones más próximas a las de superficie y no está acompañada regionalmente de metamorfismo (Fig. 2). Simultáneamente a la deformación por cabalgamientos y pliegues asociados tiene lugar una sedimentación procedente de la erosión de los relieves orogénicos.

Por otra parte, el autóctono en las zonas internas del noroeste Ibérico se corresponde con las rocas situadas por debajo de la zona de sutura, deformadas y metamorfizadas local y regionalmente y forma parte de las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica (Julivert et al., 1972) (Fig. 2).

Por encima se encuentra la Zona de Galicia-Trasos-Montes (Fariás et al., 1987) que contiene las rocas pertenecientes a la zona de sutura y a la placa superior. La zona de sutura incluye tanto rocas distales de la placa inferior involucradas en la subduc-

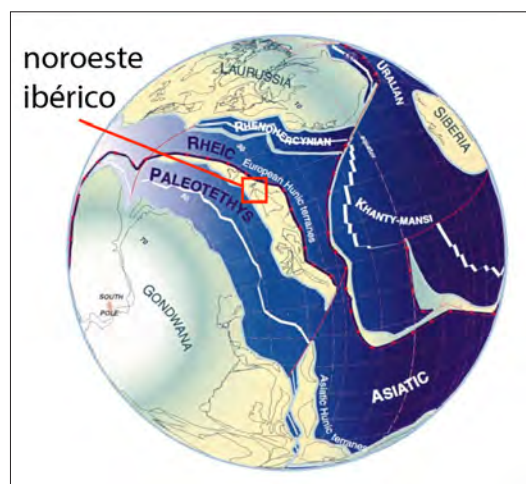


Fig. 1. Reconstrucción paleogeográfica del margen continental de Gondwana y Laurusia en el Emsiense temprano, hace 400 millones de años (según Stampfli y Borel 2002). El recuadro rojo indica la posición del noroeste peninsular.

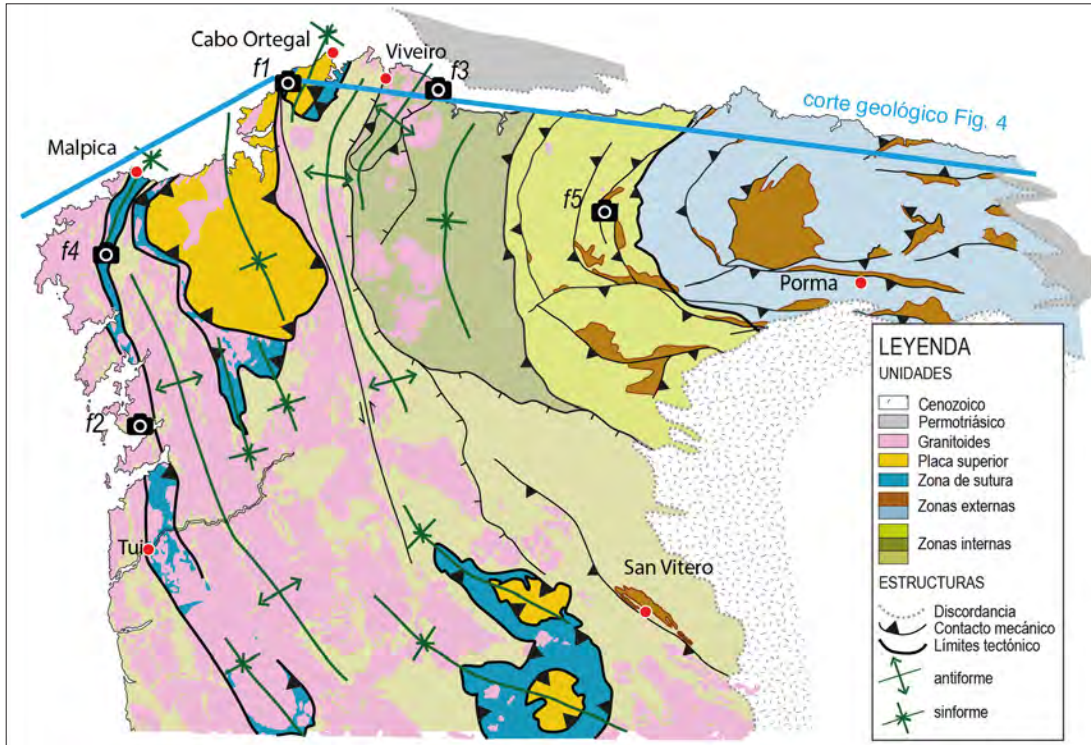


Fig. 2. Mapa geológico del noroeste peninsular, simplificado a partir del mapa geológico continuo de España a escala 1:1.000.000 (IGME 2019). Se indica la localización de las fotografías en figuras posteriores (f1 a f5). Se recomienda consultar la versión digital.

ción, caracterizadas por presentar un metamorfismo en facies de los esquistos azules (Unidades Basales de Martínez Catalán et al., 1996), como rocas de afinidad oceánica (Unidades Ofiolíticas de Díaz García et al., 1999) (Fig. 3); en conjunto, estas rocas constituyen el límite entre las dos placas en colisión en el noroeste Ibérico (Figs. 2 y 4 B).

Finalmente, por encima de la zona de sutura se encuentran las rocas de la placa superior, conservadas parcialmente en los denominados Complejos Alóctonos (Martínez Catalán et al., 1997). En estos Complejos, las unidades litoestratigráficas son muy diferentes de las que se encuentran en la placa inferior. En la parte más baja están caracterizadas por rocas de origen profundo afectadas por un metamorfismo catazonal: rocas ultramáficas, rocas básicas y neises cuarzo-feldespáticos. Las características petrológicas y geoquímicas de estas rocas coinciden con las situadas en la base de los arcos de islas (Galán y Marcos, 1997; Moreno et al., 2001) y son comparables en el contexto de la cadena del Himalaya con el arco del Kohistán, atrapado entre la India y Asia durante la colisión que dio lugar a este orógeno. En alguno de los Complejos Alóctonos, los términos superiores contienen también rocas sedimentarias afectadas localmente por un metamorfismo de bajo grado que podrían corresponder a las rocas más superficiales en un arco de islas, tal como sucede también en el arco del Kohistán.

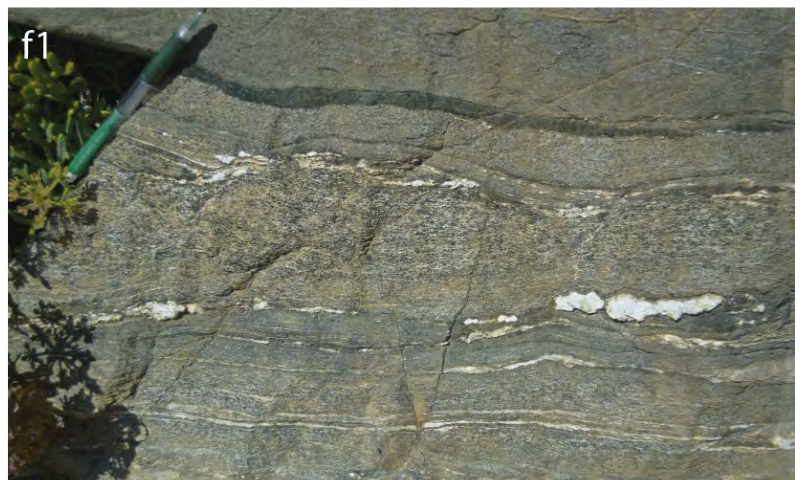
DELIMITACIÓN TEMPORAL DEL CICLO VARISCO EN LAS ROCAS DEL NOROESTE IBÉRICO

A continuación, se van a establecer tres hitos geológicos para acotar el inicio y final de la orogenia Varisca en el noroeste peninsular, aunque éstos no sean aplicables a todo el ciclo Varisco, mucho más complejo y extendido en el tiempo. El primer hito es

la edad del metamorfismo y deformación en condiciones de alta presión y baja temperatura que afecta a las rocas más distales de la placa inferior, involucradas en una zona de subducción (Figs. 4 y 5). El segundo corresponde a una estructura concreta, la falla de Viveiro; se trata de una falla normal que es importante por tratarse de la estructura a escala cortical datada como la más joven del orógeno y que marcaría el fin de la actividad tectónica. El último hito es la edad del fin del desmantelamiento post-tectónico del relieve, el momento en el que tenemos constancia de que ya no existe relieve porque se depositan rocas más modernas sobre una base erosiva más o menos plana.

Las rocas en la zona de sutura situadas por debajo de las unidades de afinidad ofiolítica, registran un metamorfismo de alta presión y baja temperatura, en facies de los esquistos azules (López-Carmona et al., 2014). Es el tipo de metamorfismo que encontramos hoy en día en zonas de subducción, lo que nos indica que esas rocas ibéricas fueron arrastradas a gran profundidad y luego exhumadas

Fig. 3. Aspecto de campo de rocas de procedencia oceánica intensamente deformadas y metamorizadas en la zona de sutura del orógeno varisco dentro del Complejo de Cabo Ortegal (regionalmente conocidas como anfibolitas de Purrido).



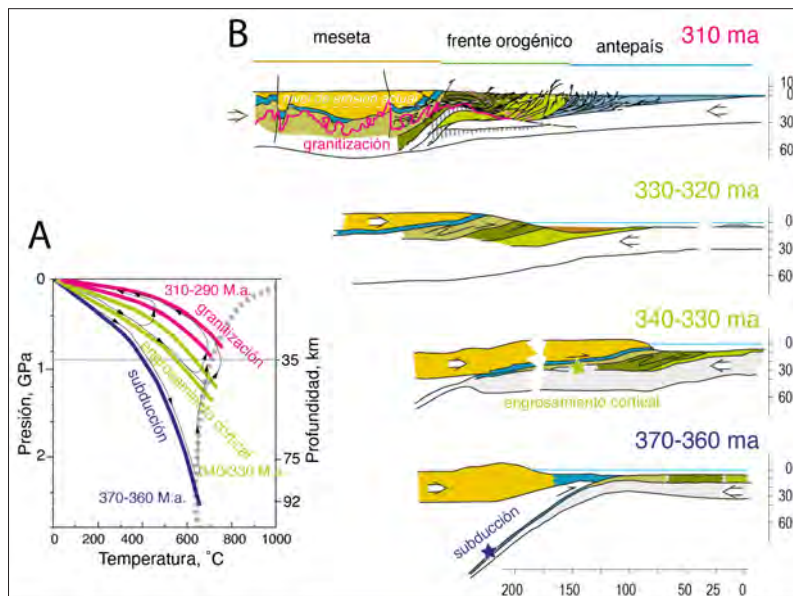


Fig. 4. A. Diagrama de presión (~profundidad) y temperatura mostrando el gradiente geotérmico en diferentes momentos y etapas en la evolución del orógeno. Los datos originales en los que se basa la estimación de gradientes provienen de los datos de metamorfismo publicados en diferentes unidades tectónicas dentro de las zonas internas (recopilados en Llana-Fúnez y Marcos 2007). Sobreimpuestas en negro se muestran trayectorias PT para diferentes rocas y unidades geológicas. La línea discontinua gris indica la curva de fusión parcial húmeda en rocas cuarzo-feldespáticas. B. Cortes geológicos sintéticos en dirección O-E actual a través del orógeno Varisco en el noroeste peninsular en diferentes momentos de su evolución. El primero de los cortes, basado en Pérez-Estaún et al. (1991), muestra en trazado blanco discontinuo la superficie de erosión actual. Se recomienda consultar la versión digital.

rápido (Fig. 4A). La edad del pico metamórfico para ese evento se ha determinado en 370-360 M.a. (Rodríguez-Aller et al., 2003; López-Carmona et al., 2014) para rocas de las unidades basales (Unidad de Malpica-Tui, f4 en Fig. 5). La edad es similar en rocas equivalentes existentes en Bretaña (Bosse et al., 2005). Es evidente que la zona de subducción tuvo que comenzar a funcionar antes, ya que las rocas tuvieron que ser transportadas a gran profundidad para volver luego a la superficie, pero no existe registro alguno de este proceso previo a la edad del metamorfismo de alta presión. La paragénesis mineral que define ese metamorfismo presenta una foliación tectónica por lo que podemos deducir, además, que durante el enterramiento y estancia en profundidad todo el conjunto de rocas se estaba deformando (microfotografía f3 en la Fig. 5).

¿Cuándo cesa la actividad tectónica? La falla de Vivero es una estructura de escala cortical que se extiende desde la costa lucense hasta más de 100 km hacia el interior de la península, donde se ramifica en otras estructuras menores, pero con el mismo tipo de movimiento. Esta falla tiene la peculiaridad de que se inclina hacia el oeste y tiene un movimiento de falla normal por lo que el transporte tectónico es completamente opuesto al de los cabalgamientos variscos, que transportaron material hacia el este. La falla de Vivero afecta a granitos variscos y ha sido datada en 290 M.a. (Lopez-Sanchez et al., 2015), marcando un límite temporal como la estructura cortical varisca más joven, equiparable a estructuras similares en el segmento francés de la cordillera. La falla de Vivero tiene un desplazamiento normal de 5 km, modesto en comparación con los grandes desplazamientos habitualmente medidos en cabalgamientos, que exceden las decenas de kilómetros, pero es una estructura significativa por sus dimensiones, el tipo de movimiento y su cinemática.

El rasgo más característico de un límite convergente entre placas tectónicas, al implicar un engrosamiento de la corteza continental, es la formación de una cadena de montañas, de un orógeno. La desaparición de ese relieve marcaría, por tanto, un límite temporal para este orógeno, su final. En la

plataforma continental frente a la costa gallega y asturiana, se ha podido identificar la existencia de una cuenca sedimentaria asociada a la extensión permotriásica que afectó a una parte importante de la mitad oriental de la península Ibérica y que alcanzó más débilmente al noroeste peninsular (Cadenas et al., 2018). La base de esta cuenca se asienta mediante una superficie planar de muy bajo ángulo sobre las zonas internas del orógeno Varisco Ibérico y por tanto marcaría el límite superior del desmantelamiento post-tectónico por erosión de la cordillera. La edad de los materiales de la base no es precisa, pero se sitúa en la transición Pérmico-Triásico. En las zonas externas, las cuencas sedimentarias relacionadas con el inicio del ciclo alpino comienzan en el Anisiense, también al inicio del Triásico (López Gómez et al., 2019). De acuerdo con estas observaciones, se podría afirmar que hace aproximadamente 250 M.a. ya no quedarían evidencias del relieve asociado a la cordillera Varisca.

DIACRONISMO EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ORÓGENO

En las grandes cadenas de montañas actuales, por ejemplo, en el Mediterráneo (Faccenna et al., 2014) o en Asia (Jolivet et al., 2018), las colisiones no suelen ser únicas ni ocurren simultáneamente a lo largo de los límites de placa, por lo que diferentes sectores de la cordillera se encuentran en diferentes episodios evolutivos en un momento determinado. En el registro geológico de la cordillera Varisca en el noroeste peninsular se observa este diacronismo en la edad de las estructuras y rocas y por tanto en los procesos geológicos (Dallmeyer et al., 1997; Dias et al., 2016). Así, coincidiendo con el inicio de la subducción de las rocas ibéricas más alejadas del continente a finales del Devónico (entre 370 y 360 M.a.), tenía lugar el depósito de materiales devónicos pre-tectónicos en lo que más tarde serían las zonas externas del orógeno (la Zona Cantábrica). Lo mismo se puede decir de las formaciones carboníferas más antiguas, como la Caliza de Montaña, que se depositó en plataformas micríticas microbiales (Bahamonde et al., 2007) situadas sobre las rocas de la placa inferior en estas últimas zonas, mientras que en el interior de la cordillera se estaban emplazando tectónicamente los Complejos Alóctonos de la placa superior. Este diacronismo se aprecia gráficamente en la figura 5, que recoge una selección de los fenómenos geológicos representativos en el desarrollo de la cordillera en el noroeste de la península Ibérica.

EL ENGROSAMIENTO DE LA CORTEZA Y SUS CONSECUENCIAS

Si hay un aspecto característico de un orógeno de colisión es el engrosamiento cortical que lleva asociado, que se produce por la duplicación de espesor de corteza continental, consecuencia de la colocación de una placa sobre la otra (Fig. 4). Este fenómeno afecta a la evolución del metamorfismo y el magmatismo en el interior de la cordillera y, como no, al relieve en superficie.

Relación entre engrosamiento cortical y relieve

¿Por qué afecta al relieve? Las dos capas más externas de la Tierra, la corteza y el manto, están formadas por rocas con diferentes densidades. En el caso de corteza continental la densidad es en torno a un 15 % inferior a la del manto. Una duplicación de corteza supone el desplazamiento lateral de un volumen importante de manto más denso. Para que todos los puntos situados a una profundidad determinada soporten el mismo peso, en aquellos donde la densidad de la columna sea menor requerirán de más altura de columna de roca para alcanzar el equilibrio. Por tanto, en estas zonas, la altura que alcanza la superficie será mayor, y se formará un relieve en superficie. Si una corteza continental promedio tiene unos 30 km de espesor, el exceso de añadir 30 km más generaría aproximadamente un 15% de relieve sobre la superficie, esto es una meseta de 4,5 km (Anderson y Anderson, 2010). Éste sería el caso de la meseta tibetana en la actualidad, asentada sobre una corteza duplicada que alcanzaría un espesor global de 60-70 kilómetros. Éste no es el único mecanismo para generar relieve en superficie, pero en ausencia de otros fenómenos profundos, la existencia de cortezas continentales engrosadas implica la formación de un relieve en superficie. La formación a escala regional de pliegues acostados kilométricos y de cabalgamientos y zonas de cizalla de bajo ángulo, que producen duplicación de la secuencia de rocas, supone una evidencia a menor escala del engrosamiento de amplios sectores de la corteza de la placa inferior (Figs. 4 y 5).

Consecuencias del engrosamiento cortical en las rocas ibéricas

Las rocas y unidades geológicas de la placa inferior sufrieron un incremento de presión y temperatura como consecuencia del enterramiento al que se vieron sometidas. En una primera etapa, durante el enterramiento, registraron un metamorfismo progrado (de tipo Barroviano), coetáneo con el desarrollo de estructuras tales como pliegues acostados y cabalgamientos. Las tasas de enterramiento suelen ser lo suficientemente rápidas para que la temperatura no se equilibre completamente, por lo que normalmente en los episodios iniciales de enterramiento los gradientes geotérmicos suelen ser bajos (Fig. 4) (Stüwe, 2007).

Las rocas de la corteza continental tienen dos características importantes en cuanto a su capacidad para generar y transportar calor: por un lado, tienen una proporción elevada de elementos radiogénicos y, por otro, son malas conductoras del calor. La baja conductividad térmica explica el retardo en equilibrar la temperatura durante el enterramiento, que requiere varios millones de años (Stüwe, 2007). El calor generado internamente por la descomposición de isótopos radiogénicos explica los episodios de metamorfismo de alto grado que se observan en secciones engrosadas de corteza continental en las zonas internas de muchos orógenos, y que, en ocasiones, y para rocas ricas en sílice, puede llegar al punto de fusión de rocas cuarzo-feldespáticas, especialmente en presencia de agua (Fig. 4A). En estas condiciones se produce la fusión parcial de rocas con composiciones favorables, por ejemplo,

rocas sedimentarias detríticas. El mapa de la figura 2 muestra cómo en las zonas internas de la cordillera Varisca, existe un porcentaje muy elevado de rocas graníticas y migmatíticas (rocas metamórficas resultado de la fusión parcial de parte de sus componentes silicatados), que en amplias áreas excede el 50 %. En estas zonas no toda la fusión ha tenido lugar a la vez, puesto que las rocas graníticas tienen diferentes edades (Fernández-Suárez et al., 2000); lo que observamos es más bien la suma de todas las fusiones locales que se han producido en el intervalo de tiempo en el que la corteza ha permanecido engrosada. Estos fenómenos de fusión parcial generalizada son habituales en orógenos donde hay duplicación de corteza en grandes extensiones, como en el Himalaya (Searle et al., 2010).

En resumen, si el metamorfismo durante la fase de enterramiento y engrosamiento cortical tuvo lugar a bajas temperaturas, en las últimas etapas orogénicas el metamorfismo dominante (sobreimpuesto en las rocas a la historia previa) fue un metamorfismo de alta temperatura y baja presión asociado a los episodios de fusión parcial (Martínez et al., 1988). La figura 4 A muestra cómo el gradiente geotérmico en la corteza de la placa inferior, basado en datos obtenidos de la evolución metamórfica de las rocas, ha ido cambiando en las diferentes fases del orógeno Varisco (Llana-Fúnez y Marcos, 2007).

EVOLUCIÓN TECTÓNICA EN LAS ZONAS EXTERNAS DURANTE EL ENGROSAMIENTO

En zonas muy alejadas del núcleo del orógeno, hacia la cuenca de antepaís, la situación en la corteza no podría ser más diferente durante el periodo de fusión parcial y magmatismo regional de las zonas internas. Con el inicio del Carbonífero, comienza el depósito de series marinas profundas y más tarde la formación de plataformas calcáreas rodeadas de depósitos de fangos (Bahamonde et al., 2007). Es tal la distancia entre las plataformas calcáreas y el núcleo del orógeno en el que se está emplazando la placa superior, que en el Carbonífero medio se forma un surco profundo relleno de sedimentos de grano fino, como corresponde a un medio de baja energía (Formación Olleros, Fernández, 1995). Este surco es coetáneo con la intrusión de los primeros granitos sincinemáticos en las zonas internas (Fig. 5). Es justo la desaparición de este surco sedimentario lo que marca el inicio de la deformación en las zonas externas y en la cuenca de antepaís.

Desde ese momento interviene otro fenómeno geológico que permite también conocer más aspectos de la evolución del orógeno: la sedimentación de depósitos sinorogénicos sintectónicos (Fig. 2 y f5 en Fig. 5). Nos referimos con este término a que se depositan durante el desarrollo del orógeno (sinorogénico) y, a su vez, están siendo deformados (sintectónicos); esto los diferencia de una parte de la sucesión de las zonas externas que se deposita durante el Carbonífero (sinorogénica, por tanto), pero que no se ve afectada por la deformación durante su depósito (por ejemplo, la Caliza de Montaña). Estos sedimentos sinorogénicos sintectónicos se conservan fundamentalmente en la cuenca de antepaís, pero también

queda algún resto en la parte menos metamórfica de las zonas internas, por ejemplo, en la cuenca de San Vitero (Farias y Marcos, 2019) (ver la distribución de restos de cuencas sintectónicas en la Fig. 2).

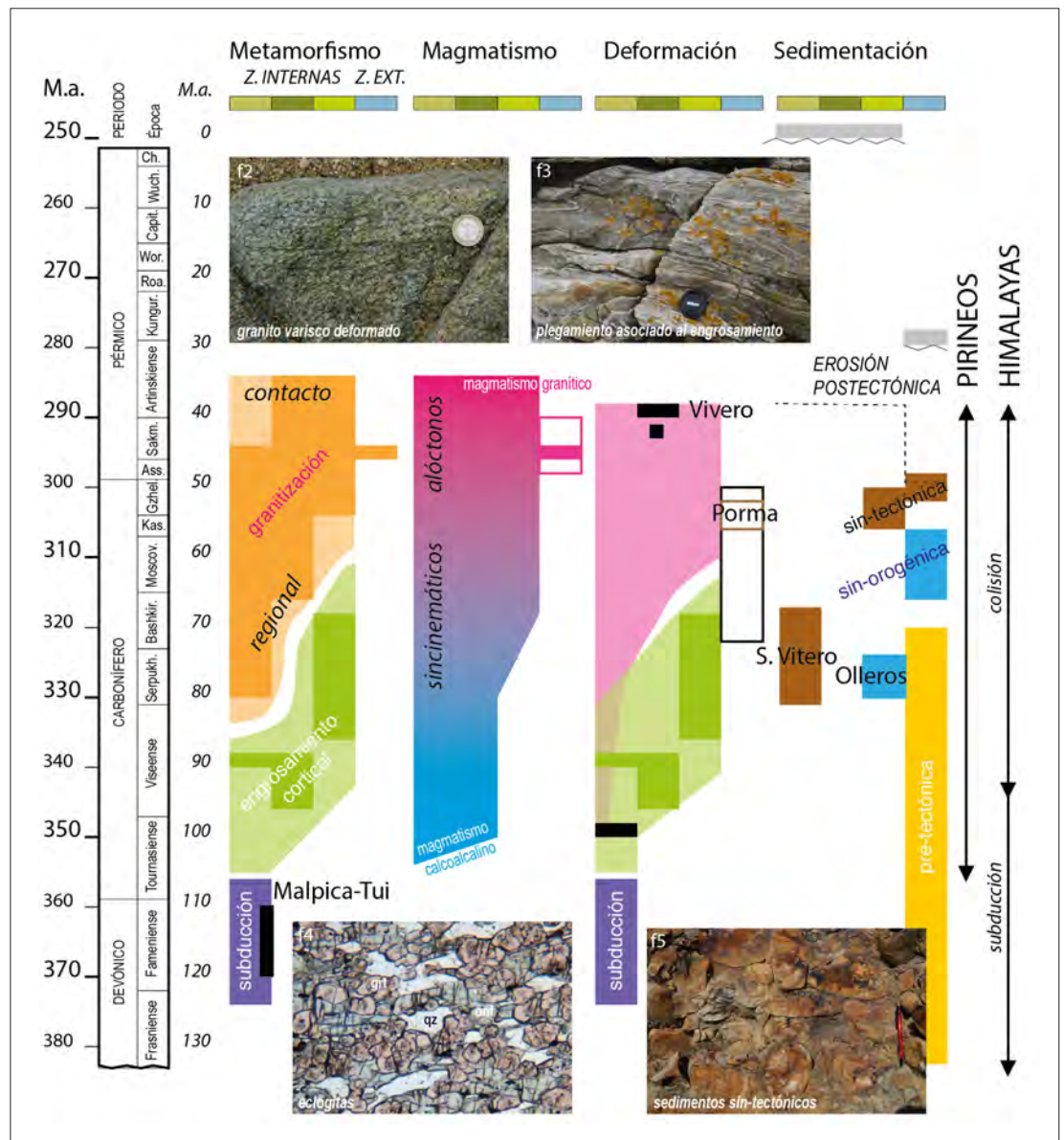
Tal como se ha indicado, durante el Carbonífero inferior y medio los sedimentos en la cuenca de antepaís son exclusivamente marinos en su parte más externa y continentales hacia la interna. Sin embargo, al final del Carbonífero dominan los sedimentos continentales tanto en la cuenca de antepaís como en las cuencas intramontanas situadas sobre rocas de las zonas internas. En estas cuencas continentales se forman las capas de carbón de las cuencas mineras del noroeste peninsular. La migración del frente de deformación varisco conlleva, por tanto, una somerización de la sedimentación, de marina profunda a somera y finalmente a continental (Fernández, 1995).

La mayor parte de los cabalgamientos en las zonas externas muestran evidencias de su emplazamiento en un medio submarino (Arbolea, 1979; Alonso et al., 2015). El ejemplo mejor conocido es el del frente de los mantos de Bodón y Forcada en

el sector del río Porma, donde se observan deslizamientos y avalanchas submarinas (Mêlange del Porma) originados en el talud desarrollado en el frente de estos mantos, depósitos que son luego cabalgados cuando estos mantos alcanzan la superficie submarina (Alonso et al., 2006). Es al final del ciclo orogénico, a partir del Estefaniense (Gzheliense en la Fig. 5), cuando la sedimentación de tipo continental permite deducir que al menos una parte de los mantos ha superado el nivel del mar.

El emplazamiento de los últimos mantos cantábricos en las zonas externas y sobre la cuenca de antepaís coincide con la intrusión de los últimos grandes cuerpos de granitos alóctonos en el interior de la cordillera (Fig. 5). Al final de este proceso se origina la falla normal de Vivero. Varios millones de años después seguirán emplazándose granitos tanto en las zonas internas como en las externas, aunque de mucho menor volumen y muy separados entre sí (Fig. 5). El calor en el interior de la corteza tarda mucho en disiparse, aunque al final lo hace de una forma pasiva sin estar necesariamente asociado a deformación tectónica a escala regional.

Fig. 5. Cronología de diferentes eventos metamórficos, magmáticos, etapas de deformación y sedimentación en las zonas internas y externas del orógeno Varisco en la sección del noroeste peninsular. Se señalan las localidades en las que se encuentran estructuras o rocas representativas de momentos específicos en la historia de la cordillera. La procedencia de las fotos está indicada en el mapa de la figura 2. La duración del orógeno Varisco en el noroeste peninsular se compara a la derecha de la tabla con la duración de dos cordilleras alpinas, los Pirineos y el Himalaya. Las dos líneas negras a la derecha del gráfico ilustran la duración aproximada de estas dos cordilleras hasta el momento del inicio de la erosión post-tectónica, que en el orógeno Varisco en el noroeste hemos establecido con la falla de Vivero. Se recomienda consultar la versión digital.



EVOLUCIÓN DEL RELIEVE VARISCO

Hemos dejado para el final el relato de aquello que define un orógeno en primer lugar, que es el relieve. Es evidente que la erosión previa al depósito de los materiales permotriásicos ha borrado las huellas del relieve varisco. Por tanto, las hipótesis que se presenten difícilmente pueden ser contrastadas con datos directos de relieve. No obstante, sí se pueden hacer observaciones para delimitar indirectamente la extensión del relieve en varias de las etapas de evolución del orógeno a partir de la información contenida en el tipo de rocas que se observan y, sobre todo, de su distribución en la cartografía.

Lo primero que conviene identificar son las zonas en las que domine la erosión y aquellas en las que domine la sedimentación. La síntesis geológica en la figura 5, ilustra la ausencia de registro sedimentario en las zonas internas, y únicamente la cuenca de antepaís conserva un registro sedimentario casi continuo durante el Devónico y el Carbonífero. La mayor parte de esta sedimentación es marina (fundamentalmente rocas carbonatadas y algunas formaciones lutíticas) y solo al final del Carbonífero hay registro sedimentario de depósitos continentales y por tanto emergidos (fundamentalmente rocas detríticas). En el resto de la sección noroccidental ibérica del orógeno, domina la erosión, y aunque no existe un marcador para medir esta erosión directamente, ésta es más intensa y llega a mayor profundidad hacia el interior del orógeno. Se podría decir que hay un incremento progresivo de la cantidad de erosión varisca acumulada, desde casi nula en las zonas externas, que llega a conservar el frente de un cabalgamiento submarino en el área del Porma, hasta varios kilómetros en partes del noroeste, exponiendo en superficie rocas deformadas en condiciones propias de la corteza media (~15-20 km).

Pero ¿cómo podemos delimitar la zona elevada, es decir, el orógeno o la cadena de montañas? En cordilleras recientes, las zonas elevadas suelen corresponderse con zonas engrosadas de la corteza. El mejor ejemplo y con el que las rocas variscas guardan más analogías es el del Himalaya. La meseta tibetana se encuentra en aquella región donde la corteza se encuentra fuertemente engrosada, como se ha constatado mediante datos de geofísica profunda (Nelson et al., 1996). En el noroeste de la península Ibérica no se conserva el espesor cortical de hace 300 millones de años, pero se conservan dos evidencias importantes del engrosamiento cortical. En primer lugar, la conservación de restos de la placa superior (en nuestro caso las unidades superiores en los Complejos Alóctonos). En segundo lugar, la intensa granitización de las rocas en la placa inferior, consecuencia de haber estado “tapada” por una placa superior. En la cartografía actual (Fig. 2), la unión de los diferentes complejos alóctonos indicaría la extensión mínima de la corteza duplicada, pero la existencia de zonas extensamente granitizadas hacia el este y sur de los complejos permite suponer que hayan estado también cubiertas por la placa superior. Visto en sección, al menos desde Vivero hasta Finisterre es una hipótesis razonable suponer la existencia de una meseta elevada en la segunda mitad del Carbonífero, hace 340 M.a. Si en Vivero comienza una

meseta elevada, hacia las zonas externas y la cuenca de antepaís tendríamos un frente orogénico parecido al frente del Himalaya, aunque de dimensiones más reducidas, tanto en planta como en altura.

CONCLUSIONES

La sección del orógeno Varisco del noroeste de la península Ibérica, aunque incompleta, recoge la esencia de una gran cordillera de montañas, tanto en el tipo de rocas como en procesos profundos, comparable en muchos aspectos a varias de las cadenas de montañas del entorno mediterráneo o incluso de Asia. El diferente grado de erosión durante el desmantelamiento de la cordillera respondiendo a diferencias en el relieve pasado, ha permitido acceder al interior de la cordillera en las partes internas, y conservar rocas y estructuras en las partes externas, de tal forma que se obtiene una sección transversal orogénica muy completa. En su conjunto es uno de los motivos por los cuales esta cordillera es frecuentemente utilizada para usos académicos tanto por nuestros estudiantes universitarios como por estudiantes de universidades europeas. Esto, al margen del interés económico que puedan tener las rocas y estructuras profundas ahora cerca o en la superficie

El conocimiento actual de las rocas, estructuras y los procesos geológicos internos que las afectan, permitirá seguir utilizando esta sección como referente para el análisis de fenómenos profundos en cordilleras actuales donde no hay acceso directo a tales niveles corticales. Por otra parte, existen multitud de aspectos en la evolución de la cordillera Varisca aún por entender, que mantienen a la comunidad científica española y europea ocupada en su estudio. El oeste peninsular seguirá siendo un buen laboratorio natural en el que ensayar y contrastar nuevas herramientas e ideas sobre la evolución tectónica de orógenos y sobre la estructura interna de la corteza continental.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2006). Structure and organization of the Porma mélanges: progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse. *American Journal of Science*, 306, 32-65.
- Alonso, J. L., Marcos, A., Villa, E., Suárez, A., Merino-Tomé, O. A. & Fernández, L. P. (2015) Mélanges and other types of block-in-matrix formations in the Cantabrian Zone (Variscan Orogen, northwest Spain). *International Geology Review*, 578, 563-580.
- Anderson, R.S. y Anderson, S.P. (2010). *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press.
- Arbolea, M.L. (1979). Estudio estructural del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 227 p.
- Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O.A. y Heredia, N. (2007). A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sedimentary Geology*, 198, 167-193.
- Bosse V., Féraud G., Ballèvre M., Peucat J.J., y Corsini M. (2005). Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the

Ile de Groix (Armorican Massif, France): implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chemical Geology*, 220, 21–45.

Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J.A., Tugend, J., Manatschal, G. y Minshull, T.A. (2018). Constraints Imposed by Rift Inheritance on the Compressional Reactivation of a Hyperextended Margin: Mapping Rift Domains in the North Iberian Margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics*, 37 (3), 758–785.

Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Fariás, P., Bastida, F. y Aller, J. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307–337.

Den Tex, E. (1966) Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geologische Mededelingen*, 36, 211–252.

Dias, R., Riberio, A., Romão, J., Coke, C. y Moreira, N. (2016). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. *Tectonophysics*, 681, 170–194.

Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J. y Dunning, G.R. (1999). Tectonic Evolution of the Careón Ophiolite (Northwest Spain): A Remnant of Oceanic Lithosphere in the Variscan Belt. *The Journal of Geology*, 107, 587–605.

Faccenna, C. Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F. y Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52, 283–332.

Fariás, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquín, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Macía, J. de y Rodríguez-Fernández, L. R. (1987) Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto, 1, 411–431.

Fariás, P. y Marcos, A. (2019). Geodynamic evolution of the San Vitero basin, a foreland-type basin developed in the hinterland of the Variscan Orogen (Zamora, NW Spain) (2019). *Journal of Iberian Geology*, 45, 529–551.

Fernández, L.P. (1995). *El Carbonífero*. En: C. Aramburu y F. Bastida (eds). *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, S.L.

Fernández-Suárez, J., G. R. Dunning, G. A. Jenner, y G. Gutiérrez-Alonso (2000). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: Constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 565–576.

Galán, G. y Marcos, A. (1997). Geochemical evolution of high-pressure mafic granulites from the Bacariza formation (Cabo Ortegal complex, NW Spain): an example of a heterogeneous lower crust. *Geologische Rundschau*, 86, 539–555.

Jolivet, L., Faccenna, C. Becker, T., Tesauro, M., Sternai, P. y Bouilhol, P. (2018). Mantle Flow and Deforming Continents: From India-Asia Convergence to Pacific Subduction. *Tectonics*, 37 (9), 2887–2914.

Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., & Conde, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. España, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Llana-Fúnez, S. y Marcos, A. (2007). Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, 19, 393–400.

López-Carmona, A. Abati, J., Pitra, P. y Lee, J.K.W. (2014). Retrogressed lawsonite blueschists from the NW Iberian Massif: P-T-t constraints from thermodynamic modelling and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 987, 20 p.

López-Gómez, J.L., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Díez, J.B., Borruel-Abadía, V., Pedreira, D., García-Sansegundo, J., Fariás, P., Galé, C., Lago, M., Ubide, T., Fernández-Viejo, G. y Gand, G. (2019) New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, 188, 249–271.

Lopez-Sanchez, M.A., Marcos, A., Martínez, F.J., Iriondo, A. y Llana-Fúnez, S. (2015). Setting new constraints on the age of crustal-scale extensional shear zone (Vivero fault): implications for the evolution of Variscan orogeny in the Iberian massif. *International Journal of Earth Sciences*, 152(2):341.

Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78–92.

IGME (2019). Visor cartográfico del Instituto Geológico y Minero de España. <http://info.igme.es/visorweb/>.

Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastián, A., Arboleya, M.L. y Gil Ibarra, J.I., 1988. Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *American Journal of Science*, 288, 969–996.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquín, J. (1996). Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin; the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15, 106–121.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., y Abati, J. (1997). Variscan accretionary complex of Northwest Iberia: terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25 (12), 1103–1106.

Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H.M. y Lunar, R. (2001). Platiniferous chromitite and the tectonic setting of ultramafic rocks in Cabo Ortegal, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 158, 601–614.

Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klempner, S.L., Makovsky, Y., Meissner, R. y Mechie, J., 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274, 1684–1687.

Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243–253.

Ries, A.C., y Shackleton, R.M. (1971). Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal: Remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature*, 234, 47, 65–68.

Rodríguez Aller J., Cosca M.A., Gil Ibarra, J.I., y Dallmeyer R.D. (2003) Strain partitioning and preservation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain). *Lithos*, 70, 111–139

Scotese, C.R. (2019). <http://www.scotese.com>

Searle, M.P., Parrish, R.R., Thow, A.V., Noble, S.R., Phillips, R.J. y Waters, D.J. (2010). Anatomy, age and evolution of a collisional mountain belt: the Baltoro granite batholith and Karakoram Metamorphic Complex, Pakistani Karakoram. *Journal of the Geological Society, London*, 167, 183–202.

Stampfli, G.M. y Borel, G.D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17–33.

Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere*. Springer-Verlag, Berlin. ■

Este artículo fue recibido el día 1 de marzo de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 19 de junio de 2019.