

Serie / NOVA TERRA

**EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL VARISCA
DEL SISTEMA CENTRAL
EN SOMOSIERRA-HONRUBIA**

Francisco Javier Rubio Pascual

INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOLOGÍA “ISIDRO PARGA PONDAL”

A Coruña 2013

ISSN: 1131-3503
ISBN: 978-84-9749-571-4
Depósito Legal: C 1761-2013
Imprime: Tórculo Comunicación Gráfica, S.A.
A Coruña, 2013

Ilustración de cubierta: Microfotografía de un esquistito metapelítico de la Zona de Cizalla de Berzosa, Antiforme de El Cardoso. Blasto de granate tipo 3b, con una primera esquistosidad interna sigmoidal envuelta por una segunda esquistosidad interna discordante y la esquistosidad externa marcada por cristales de moscovita y biotita. (Fotografía Francisco Javier Rubio Pascual).

Maquetación: Ana Martelli

Portada: Juan Ramón Vidal Romaní.

Ficha de catalogación: Virginia Gorosquieta Azqueta.

FICHA DE CATALOGACIÓN

RUBIO PASCUAL, Francisco Javier

Evolución Tectonotermal Varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia; [editor científico: Juan Ramón Vidal Romaní]. A Coruña: Universidade da Coruña, Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal", 2013

364 pp; 24 cm; 59 fig; 30 láminas; foto color; mapas en sobre adjunto; Anexos (Serie Nova Terra; 44)

Tesis Doctoral de la Universidad Complutense de Madrid. Bibliografía: 225 – 242. En español con resumen. Incluye índice.

ISBN: 978-84-9749-571-4 D. L: C 1761-2013

ISSN: 1131-3503

1. Zona Centro Ibérica (ZCI) 2. Zona de Cizalla de Berzosa
3. Evolución tectonotermal del Sistema Central Español
4. Unidad inferior del Proterozoico 5. Unidad intermedia Proterozoico superior a Cámbrico inferior 6. Unidad superior del Ordovícico inferior al Devónico inferior. 7. Europa

I. Vidal Romaní, Juan Ramón, ed. II. Universidade da Coruña, Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal", ed. III. Tít. IV. (Serie: Nova Terra; 44).

Esta publicación se ha realizado con papel procedente de una fuente gestionada responsablemente



AGRADECIMIENTOS

Después de tanto tiempo trabajando en esta tesis, sois muchos a los que os debo el reconocimiento de haberme enseñado, ayudado, animado y soportado. Perdonadme todos aquellos a los que me haya podido dejar fuera de esta pequeña lista.

Es ineludible hablar aquí de los directores del trabajo, pero de verdad que sin la ayuda y el respaldo de Ricardo Arenas, José Ramón Martínez Catalán y Roberto Rodríguez, yo todavía estaría mareando la perdiz. Gracias Ricardo. Hace más de veinte años que sigo aprendiendo de tí —o eso me creo— y disfrutando del lujazo de tu amistad. Conocer y trabajar contigo es, sin duda, de lo mejor que me ha pasado en la vida. Gracias José Ramón, por la confianza que has depositado en mí. Sin tu ayuda aún no sabría diferenciar un pliegue de una caja de zapatos. Gracias Roberto, por apoyarme sin dudas y por hacer que sean fáciles las cosas difíciles.

Al resto de mis compañeros del IGME y sin embargo amigos: Ángel Martín-Serrano y Paco Nozal, excelentes geólogos y dos de las mejores personas que he tenido la suerte de encontrarme. Luismi Martín-Parra y Jerónimo Matas, jamás he disfrutado tanto trabajando en el campo como con vosotros, socios. Félix Bellido y Victorio Monteserín, otros dos generosos maestros. Alejandro Díez Montes, Emilio González Clavijo, Pablo Valverde, siempre una opinión enriquecedora. Fabio López, Manolo Montes, Santiago Martín Alfageme, Alejandro Robador, Alberto Díaz, Javier Escuder, Enrique Díaz..., da gusto trabajar y estar con vosotros. A Silvia Menéndez, camarada de angustias doctorales. ¡Gracias por tu apoyo!

A Pepe Tánago, otro lujo de mis primeros maestros. Sonia Sánchez Martínez y Jacobo Abati, mis buenos amigos de la Complutense. También Pedro Castiñeiras y Juan Gómez Barreiro. A todos os debo vuestra desinteresada ayuda y amistad, y siempre lo recordaré. A Jan Wijbrans, por su trabajo con la geocronología Argon-Argon y a Alfredo Fernández Larios por hacer que la microsonda produzca datos.

Y en un sitio muy especial, a Florentino Díaz García. Floro, hasta ahora no sabía lo mucho que me hubiera gustado que estuvieras hoy.

He tenido mucha suerte en todo este viaje largo y discontinuo. Sobre todo porque me ha permitido conoceros, aprender, crecer y también conocerme a mí mismo a través de vosotros. Muchas gracias.

Este trabajo ha sido evaluado por el Dr. José Ignacio Gil Ibarguchi y el Dr. Javier Fernández Suárez, a quienes agradezco enormemente su labor y sus comentarios. El documento para publicación ha sido sustancialmente mejorado gracias a las correcciones aportadas por el Dr. Antonio Azor Pérez.

El trabajo de campo, la analítica y la geocronología de este trabajo se han realizado gracias al proyecto del IGME *Cartografía Geológica de las Hojas del Mapa Geológico de España a Escala 1:200.000 de las Hojas núms.: 38 (Segovia), 45 (Madrid) y a escala 1:50.000 núm. 582 (Getafe); y elaboración del Mapa Geológico Digital a Escala 1:50.000 de las 32 Hojas de Estudio.*

RESUMEN

En los macizos de Somosierra y Honrubia se encuentra una sección cortical bastante completa de la Zona Centroeibérica (ZCI), una de las más internas del orógeno varisco en el Macizo Ibérico. En esa sección afloran desde materiales profundamente transformados de las raíces orogénicas hasta niveles más superficiales con baja deformación y recristalización metamórfica. La parte central de la sección estudiada está ocupada por la Zona de Cizalla de Berzosa, un importante accidente dúctil extensional al que se superponen fases de plegamiento y otros accidentes extensionales dúctil-frágiles, como la Falla de Berzosa, que dificultan la reconstrucción de la estructura del área. Por otro lado, las etapas orogénicas iniciales de engrosamiento cortical han dejado pocas evidencias estructurales de importancia. A pesar de haber sido objeto de numerosos trabajos, en ocasiones con interpretaciones contrapuestas, persistían importantes interrogantes sobre la evolución tectonothermal del orógeno en el área.

El objetivo de este trabajo ha sido la caracterización de la evolución tectonothermal en la sección estudiada, lo que implica la cuantificación y edad de los procesos de engrosamiento y adelgazamiento cortical, así como los mecanismos que los han generado. Se ha estudiado especialmente el significado de la zona de cizalla dúctil extensional de Berzosa y su relación con otras estructuras importantes relacionadas, así como la naturaleza y cinemática de las mismas.

Aunque solo en la parte más alta de la sección se encuentran metasedimentos de edad conocida, se han podido distinguir de muro a techo tres unidades estructurales diferenciables por sus características litoestratigráficas, metamórficas y tectónicas. En cuanto a la edad de los materiales se ha intentado su correlación con series menos metamórficas y de edad mejor conocida aflorantes en otras áreas. La Unidad Inferior está formada por más de 6500 m de metasedimentos de probable edad Proterozoico superior en los que encajan grandes masas de ortogneises de edad Ordovícico Inferior. Los materiales están recristalizados a alta temperatura y baja presión, dando lugar en algunas litologías a fábricas migmatíticas bandeadas, pero hacia su techo predominan las fábricas miloníticas. Es aquí donde situamos la base de la Zona de Cizalla de Berzosa. La Unidad Intermedia está compuesta por algo más de 1500 m de metasedimentos del Proterozoico superior al Cámbrico inferior con algunos leucogneises del Ordovícico Inferior intercalados. Toda la unidad presenta una intensa fábrica de deformación dúctil que corresponde a la Zona de Cizalla de Berzosa, con indicadores cinemáticos que indican movimiento general de techo al SE. La Unidad Superior comprende unos 7500 m de formaciones cuya edad comprende del Ordovícico Inferior al Devónico Inferior. A su base e intercalándose con los sedimentos se encuentra una formación de gneises metavolcánicos del Ordovícico Inferior. La parte estructuralmente inferior de la unidad presenta una fábrica S_2 muy penetrativa que rápidamente va perdiendo intensidad hacia el techo, constituyendo el límite superior de la Zona de Cizalla de Berzosa. La fábrica principal por encima de la zona de cizalla corresponde a S_1 y es menos penetrativa e intensa.

El engrosamiento principal del área (D_1) habría empezado hace entre 354 y 347 Ma, de acuerdo con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en pizarras de la Unidad Superior. El enterramiento tuvo lugar bajo un gradiente Barroviense de presiones intermedias ($23\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$), alcanzando valores superiores a los 7 kbar a nivel de la Cuarcita Armoricana. Se han citado presiones de 14 kbar en materiales correlacionables con la Unidad Inferior. Para alcanzar estas presiones fue necesaria una columna de materiales que es alrededor de 12 km superior al espesor de la estructura aflorante. Se deduce un 60% de engrosamiento inhomogéneo que pudo estar relacionado con el emplazamiento de una lámina alóctona que sería la continuación de los alóctonos del NW peninsular (cuyo emplazamiento ocurrió hace unos 342 Ma). Hace 327 Ma (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) todavía se mantenían las condiciones de P y T características de la deformación contractiva de D_1 en la Unidad Superior, pero en niveles más profundos comenzaba a actuar la zona de cizalla dúctil de D_2 . En un primer estadio el principal proceso fue de relajación térmica con importante calentamiento y ligera descompresión, compatible con una zona profunda de cizallamiento subhorizontal. La naturaleza sin- D_1 y sin- D_2 temprana de M_1 se deduce de las relaciones texturales de los porfidoblastos con respecto a las fábricas S_1 y S_2 , así como de los zonados de crecimiento conservados en granates de tipo A de la Unidad Superior y de la Unidad Intermedia. En las rocas pelíticas de la Unidad Superior se suceden de techo a muro las zonas de clorita, biotita, subzona de cloritoide, zonas de granate y estaurolita (1). En este momento el techo de la Unidad Intermedia también se encontraba en condiciones de la zona de estaurolita, mientras que el resto de ella y probablemente toda la Unidad Inferior se encontraban en condiciones de distena. En áreas más alejadas, tanto al E como al W del área de estudio, se encuentran las mismas zonas metamórficas afectando a niveles estructurales más bajos, lo que indica un mayor enterramiento D_1 en el eje Honrubia–El Cardoso que a sus flancos y una posible morfología en lengua NW–SE de la lámina alóctona. Las condiciones P–T calculadas mediante THERMOCALC son de 7.2 kbar a $494\text{ }^\circ\text{C}$ a nivel de la Cuarcita Armoricana (zona M_1 del granate); 8.9 kbar a $658\text{ }^\circ\text{C}$ para la zona de la estaurolita (1) y 9.4 kbar a $687\text{ }^\circ\text{C}$ hacia la mitad de la Unidad Intermedia (zona M_1 de distena). El gradiente deducible en la zona de cizalla al final de M_1 es de $29\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, ya próximo a condiciones de alta T y baja P.

A continuación, el funcionamiento sin- D_2 de la Zona de Cizalla de Berzosa fue fundamentalmente descompresivo y retrógrado (M_2), pudiendo continuar hasta hace 316 Ma (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en esquistos de la Unidad Superior). Únicamente las rocas de la Unidad Inferior (zona de sillimanita + feldespato potásico) y de la parte más baja de la Unidad Intermedia (zona de sillimanita (1)) continuaron en condiciones de granate estable. Los perfiles químicos de este mineral muestran acusados zonados retrógrados por difusión en volumen (granates de tipo B) o se encuentran homogeneizados (granates de tipo C). La distena dejó de ser estable, siendo reemplazada por sillimanita. Incluso la parte más baja de la zona de estaurolita pasó a condiciones de sillimanita (1). En la Unidad Superior la estaurolita (1) siguió siendo estable aún a menor presión y su isograda asciende oblicuamente a la estructura, marcando una rampa inclinada unos 25° hacia el SE, que interpretamos como la pendiente frontal del levantamiento dómico de las raíces orogénicas durante la descompresión de D_2 . Las condiciones calculadas para rocas situadas hacia la base de la Unidad Inferior son aproximadamente 7.5 kbar y $746\text{ }^\circ\text{C}$, lo que supone un gradiente para el final de M_2 de

33 °C/Km. La rápida descompresión se registra en toda la sección cortical preservada, por lo que el mecanismo de denudación más probable es el deslizamiento hacia el NW de una cuña de material suprayacente, equiparable a la lámina alóctona previamente emplazada. La superposición de M_2 sobre M_1 es también más importante en el eje de Somosierra que hacia el E o hacia el W, donde sí se pueden encontrar rocas con distena estable.

El ascenso de las raíces orogénicas fue dando paso durante D_3 a un cierto engrosamiento compensatorio de la sección cortical adelgazada. Se formaron grandes pliegues erguidos de escala cartográfica que afectan a las isogradas de M_1 y M_2 . Además, el final de D_2 parece coincidir con el inicio del emplazamiento en niveles meso-catazonales de grandes masas de granitos sincinemáticos de dos micas, generados por la fusión parcial de niveles corticales infrayacentes durante la descompresión. El plegamiento de D_3 y el comienzo de la denudación gravitacional subsiguiente tuvieron lugar en condiciones de baja P y alta T y siguiendo una trayectoria inicial de calentamiento (M_3). En la Unidad Superior se delimitan a techo una zona de estaurólita (2) y una zona de andalucita, y a muro una zona de sillimanita (2). Los materiales de la Unidad Intermedia y toda la sección estudiada de la Unidad Inferior quedan en condiciones de sillimanita (2), aunque zonas inmediatamente más profundas se encuentran durante M_3 en condiciones de sillimanita + cordierita + feldespato potásico. La denudación gravitacional de las raíces orogénicas estuvo controlada por accidentes discretos, como la Falla de Berzosa y la Falla de Robregordo. Estas fallas cortan a todas las estructuras anteriores y delimitan un domo central de materiales de alto grado metamórfico (Unidad Inferior) rodeado al N, E y S por extensos afloramientos de la Unidad Superior. Su funcionamiento se inició en las condiciones de M_3 para evolucionar a retrógradas (M_4), terminando por actuar como accidentes frágiles.

Índice

1. INTRODUCCIÓN.....	19
2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.....	21
3. ANTECEDENTES.....	23
4. MARCO GEOLÓGICO.....	29
5. UNIDADES TECTÓNICAS.....	33
Definición de las unidades tectónicas.....	34
Unidad Inferior.....	34
Unidad Intermedia.....	41
Unidad Superior.....	44
6. MARCO ESTRUCTURAL.....	51
Etapas de deformación.....	53
Etapa D ₁	54
Etapa D ₂	54
Etapa D ₃	58
Etapa D ₄ extensional.....	58
Etapas D ₄ y D ₅	61
7. GENERALIDADES DEL METAMORFISMO VARISCO.....	67
Estadios metamórficos.....	68
Estadio M ₁	68
Estadio M ₂	69
Estadio M ₃	70
Estadio M ₄	70
8. PETROGRAFÍA.....	71
Claves de clasificación textural.....	71
Clasificación textural de cloritas.....	71
Clasificación textural de biotitas.....	73
Clasificación textural de granates.....	75
Clasificación textural de estauroilitas.....	79

Características petrográficas de los materiales de la Unidad Inferior	84
Ortogneises glandulares	85
Leucogneises	88
Leucogneises con glándulas.....	88
Leucogneises metaplíticos	88
Leucogneises biotíticos bandeados.....	89
Paragneises cuarzofeldespáticos	89
Paragneises semipelíticos	90
Paragneises pelíticos	94
Metareniscas feldespáticas.....	96
Cuarcitas y conglomerados	97
Rocas de silicatos cálcicos	97
Mármoles.....	99
Leucogranitos con granate y turmalina	99
Aplo-pegmatitas deformadas.....	100
Características petrográficas de los materiales de la Unidad Intermedia.....	100
Esquistos y paragneises pelíticos y semipelíticos	103
Leucogneises	111
Leucogneises con glándulas.....	111
Leucogneises metaplíticos	113
Metareniscas feldespáticas.....	113
Areniscas y conglomerados	114
Cuarcitas grafitosas y cuarcitas impuras.....	115
Rocas de silicatos cálcicos	115
Aplo-pegmatitas deformadas.....	116
Venas con distena y/o andalucita y sillimanita.....	117
Características petrográficas de los materiales de la Unidad Superior	119
Esquistos, filitas y pizarras	121
Zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1).....	81
Zona M_1 del granate	128
Zona M_1 de la biotita.....	132
Zona M_1 de la clorita.....	135
Ortogneises macroglandulares	136
Leucogranitos deformados	139

Ortogneises micro y mesoglandulares.....	140
Metareniscas bitotítico-feldespáticas	141
Cuarcitas, areniscas y conglomerados	143
Rocas de silicatos cálcicos y cuarcitas anfibólicas.....	144
Venas con andalucita y andalucita/sillimanita.....	144
9. QUÍMICA MINERAL DE LAS ROCAS PELÍTICAS.....	147
Micas blancas.....	147
Cloritas	150
Cloritas tipo A.....	151
Cloritas tipo B.....	151
Cloritas tipo C.....	152
Biotitas	152
Biotitas tipo A.....	158
Biotitas tipo B	158
Cloritoides.....	159
Granates.....	159
Granates tipo A.....	160
Granates tipo B	163
Granates tipo C.....	165
Estaurolitas	167
Plagioclasas	169
Plagioclase tipo A	169
Plagioclase tipo B.....	170
Plagioclase tipo C	170
Turmalinas	172
Óxidos de Fe-Ti	174
Ilmenitas	174
Rutilos	175
10. CÁLCULO DE LAS CONDICIONES P-T.....	177
Cálculos con TWEEQU	179
Cálculos con THERMOCALC.....	182
Zona M_1 del granate	183
Zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1)	183
Zona M_2 de la sillimanita (1).....	184

Zona M ₂ de sillimanita + Kfs	184
Análisis de la estructura termal de la zona de cizallamiento dúctil sin-D ₂	185
11. EDAD DE LOS PROCESOS TECTONOMETAMÓRFICOS	187
Descripción de las muestras	188
Preparación de las muestras	191
Condiciones analíticas	191
Resultados.....	192
Interpretación.....	193
12. ANÁLISIS DE LAS TRAYECTORIAS P-T-t	201
13. MODELO DE EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL.....	207
La macroestructura de D ₁	207
La macroestructura de D ₂	214
La macroestructura de D ₃ y D ₄	219
14. CONCLUSIONES	221
15. BIBLIOGRAFÍA	225
ANEXOS.....	243