CONTENIDOS

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

J.A. Álvarez-Gómez, et al. Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, factor clave en la tectónica y la peligrosidad sísmica en Centroamérica 13
L. Antón, et al. Análisis de la fracturación y campos de paleoesfuerzos en el centro-oeste de la Península Ibérica 17
J.C. Balanyá, et al. Estructuras indicativas de extensión paralela al Arco de Gibraltar: Resultados preliminares 21
J. Bausà, et al. Estudio de la fracturación en el anticlinal de Sant Corneli en el Pirineo Catalán 25
G. Booth-Rea y D. Klaeschen. ¿Afecta la extensión sin-orogénica a la sismogénesis interplaca en el prisma de acreción de Cascadia (Noroeste de EEUU)? 29
N. Carrera, et al. El papel de la inversión tectónica en la estructura de la Cordillera Oriental de los Andes del norte de Argentina 33
F.J. Fernández, et al. Fábricas constrictivas de ejes-c de cuarzo en arcosas deformadas por disolución por presión 37
F.J. Fernández, et al. Discriminación de mecanismos de deformación dominantes en las calizas miloníticas del Zitair Thrust (Sur de Urales), mediante el análisis de paleoesfuerzos 41
O. Fernández, et al. Construcción de modelos estructurales 3D: Ejemplo de la Cuenca de Ainsa (Pirineo meridional central) 45
E. Fernández-Fernández, et al. Estructura del Complejo Maláguide en el sector de Vélez Rubio y su relación con el contacto entre las Zonas Internas y Externas (Cordillera Bética oriental) 49
E. Fernández-Fernández, et al. Deformaciones compresivas de edad Mioceno inferior en el Dominio Subbético de Sierra de María -Los Vélez (Cordillera Bética oriental) 53
E. Gómez-Rivas, et al. Geometrical features of shear bands in foliated rocks 57
A. Griera. Modelización numérica del plegamiento de capas oblicuas a la dirección de extensión 61
P. Gumiel, et al. Geometric analysis and scaling properties of calcite e-twins in the Cameros Basin (NW Iberian Chain, Spain) 65
G. Gutiérrez-Alonso, et al. Oroclinales y defaminación: relaciones y efectos 69
S. Llana-Fúnez y E.H. Rutter. Efecto de la geometría de la deformación en la deformación plástica de agregados policristalinos: resultados experimentales en caliza de Solnhofen 73
M. Luján, et al. Rasgos principales de la estructura y cinemática de la Unidad del Aljibe (Complejo de los Flyschs, Béticas) 77
E.M. Mantero y F.M. Alonso-Chaves. Control estructural de las masas de sulfuros masivos en la Corta Minera de Filón Norte (Tharsis, Faja Pirítica Ibérica) 81
E.M. Mantero, et al. Pliegues de propagación de falla transportados en la zona frontal de un cabalgamiento de la Faja Pirítica Ibérica (San Bartolomé de la Torre, Huelva) 85
L.M. Martín Parra, et al. Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental) 89
F. Martín-González, et al. Movimientos verticales de las fallas alpinas NE-SO del Macizo Ibérico en la región de Lugo 93
C.R. Ranero, et al. La relación entre tectónica, flujo de fluidos y la formación de terremotos en el margen convergente de Centro América 97
L.R. Rodríguez Fernández, et al. Características del nuevo Mapa Tectónico de España 101
I. Romeo, et al. Análisis paleopiezométrico y tasas de deformación de la zona de cizalla dúctil extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central) 105
R. Soto, et al. Flujo de material dúctil relacionado con carga diferencial de los materiales de cobertera 109
R. Soto, et al. Influencia de la geometría del *backstop* en el orógeno pirenaico. Modelización analógica 113
Y.-T. Takeda and A. Griera. Rheological and kinematical responses to flow of two-phase rocks 117
J.M. Tubía, et al. Fábricas magnéticas secundarias originadas por anisotropía de distribución en el plutón sincinemático de Brealito (Salta, Argentina) 121
N. Vegas, et al. Distribución de la deformación de los granitos sincinemáticos de Sanabria (Zona Centro-Ibérica) 125

NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMICIDAD

L.E. Arlegui, et al. El campo de esfuerzos extensional plioceno-cuaternario en el entorno de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel) 131
J.M. Azañón, et al. Morfometría de la red de drenaje, tectónica activa y sismicidad instrumental en el borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas) 135
A. Becker, et al. Paleoterremotos del Pleistoceno superior - Holoceno observados en sondeos en el Lago Seewen (N de Suiza). Eventos equiparables al destructivo terremoto de Basel (1356) 139
J. Galindo-Zaldívar, et al. Propagación de las deformaciones plio-cuaternarias del frente del Rif hacia el antepaís 143
J. Galindo-Zaldívar, et al. Desarrollo simultáneo reciente de pliegues y fallas en las Cordilleras Béticas: la Falla de Zafarraya y el Pliegue de Sierra Tejeda 147
V.H. Garduño-Monroy, et al. Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Patzcuaro, Jarácuaro, Michoacán, México 151
J. Henares Romero, et al. Análisis fractal de las fallas y el parámetro *b* de la Cordillera Bética 155
J.M. Insua Arévalo, et al. Análisis de la sinuosidad del bajo Guadalhorce y sus implicaciones en la actividad tectónica reciente en la Cuenca de Málaga 159
C. Marín Lechado, et al. Desarrollo progresivo de pliegues y formación del frente montañoso meridional de la Cordillera Bética en el Campo de Dalías 163
E. Masana, et al. Dislocaciones históricas en la terminación suroccidental de la falla de Alhama de Murcia. Primeros resultados del estudio paleosísmico 167
M. Ortuño, et al. La falla del norte de la Maladeta, ¿fuente sísmica del terremoto de Vielha (11 de Noviembre de 1923)? 171
H. Perea, et al. Determinación del grado de actividad de fallas extensivas en zonas de deformación lenta y su influencia en los estudios de peligrosidad sísmica 175
R. Pérez-López, et al. Criterios geomorfológicos sobre actividad tectónica reciente a lo largo de la Costa Recta, Isla Decepción (Antártida Occidental) 179
M.A. Rodríguez-Pascua, et al. Terremotos pleistocenos en la cuenca lacustre de Acambay (México) 183
M.A. Rodríguez-Pascua, et al. Zonación de intensidad de deformación sísmica en sedimentos lacustres pleistocenos de la Cuenca de Acambay, México 187
M.A. Rodríguez-Pascua, et al. Registros sísmicos prehispánicos del periodo preclásico (3.000 años B.P.), deducidos mediante paleosismicidad. Isla de Jarácuaro, Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México 191
C. Sanz de Galdeano, et al. Anomalías gravimétricas y magnéticas en la Cuenca de Guadix-Baza: primeros resultados 195
R. Soto, et al. Tectónica reciente del sistema de fallas de Domeyko, Salar de Punta Negra (antearco Andes Centrales, norte Chile) 199

GEOFÍSICA

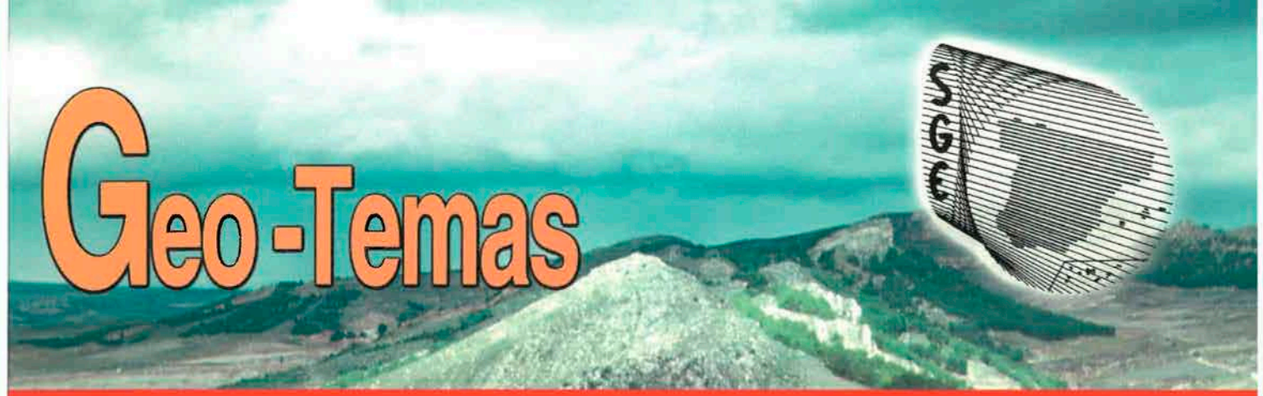
K. Amgarou, et al. Niveles de radón en la zona volcánica de La Garrotxa 205
J. Badal, et al. Delineación de suelos en un área metropolitana mediante el empleo de ondas Rayleigh de alta frecuencia 209
J. Badal, et al. Escenarios urbanos de impacto sísmico 213
R. Carbonell, et al. Estudios sísmicos de la corteza varisca del suroeste de la Península Ibérica 217
J.O. Caselles, et al. Detección de galerías de agua en Barcelona 221
A.L. Cortés Gracia. Geometría del subsuelo de la Cuenca del Ebro en el Campo de Belchite (Zaragoza) 225
M. Druet, et al. Modelización gravimétrica de la transición entre corteza continental y oceánica en el margen oeste de Galicia 229
I. Flecha, et al. Tomografía Sísmica de alta resolución a lo largo del perfil sísmico de IBERSEIS 233
J. Fullea, et al. Determinación de la estructura cortical y litosférica mediante inversión de la elevación y la ondulación del geoide en la transición Atlántico-Mediterráneo 237
J. L. García-Lobón y C. Rey-Moral. Petrofísica de tres complejos ígneos zonados del Antiforme de Monesterio (SO de España): cartografía geofísica del complejo de Valencia del Ventoso 241
D. Gómez-Ortiz, et al. Cálculo del espesor elástico efectivo de la litosfera de la Península Ibérica mediante análisis espectral con el método del *multitaper* 245
J. Henares Romero, et al. Caracterización multifractal temporal de la sismicidad de la Cordillera Bética 249
D. Martí, et al. Caracterización sísmica del entorno de Mina Ratones en el granito de Albalá 253

GEOLOGÍA PIRENAICA

J.M. Casas, et al. Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell 259
P. Clariana, et al. Datos preliminares, estratigráficos y estructurales, obtenidos a partir de la cartografía del sinclinorio de Tor-Casamanya, (Andorra, Pirineos centrales) 263
I. Gil Peña y A. Barnolas. El domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina 267
B. Laumonier. Pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces en los Pirineos orientales: el ejemplo del sinclinal de Villefranche 271
E. Remacha, et al. Modelización 3D combinando los software gOcad y gOsed en dos sistemas turbidíticos del Grupo de Hecho: sistemas Banastón y Morillo (cuenca eocena surpirenaica central) 275

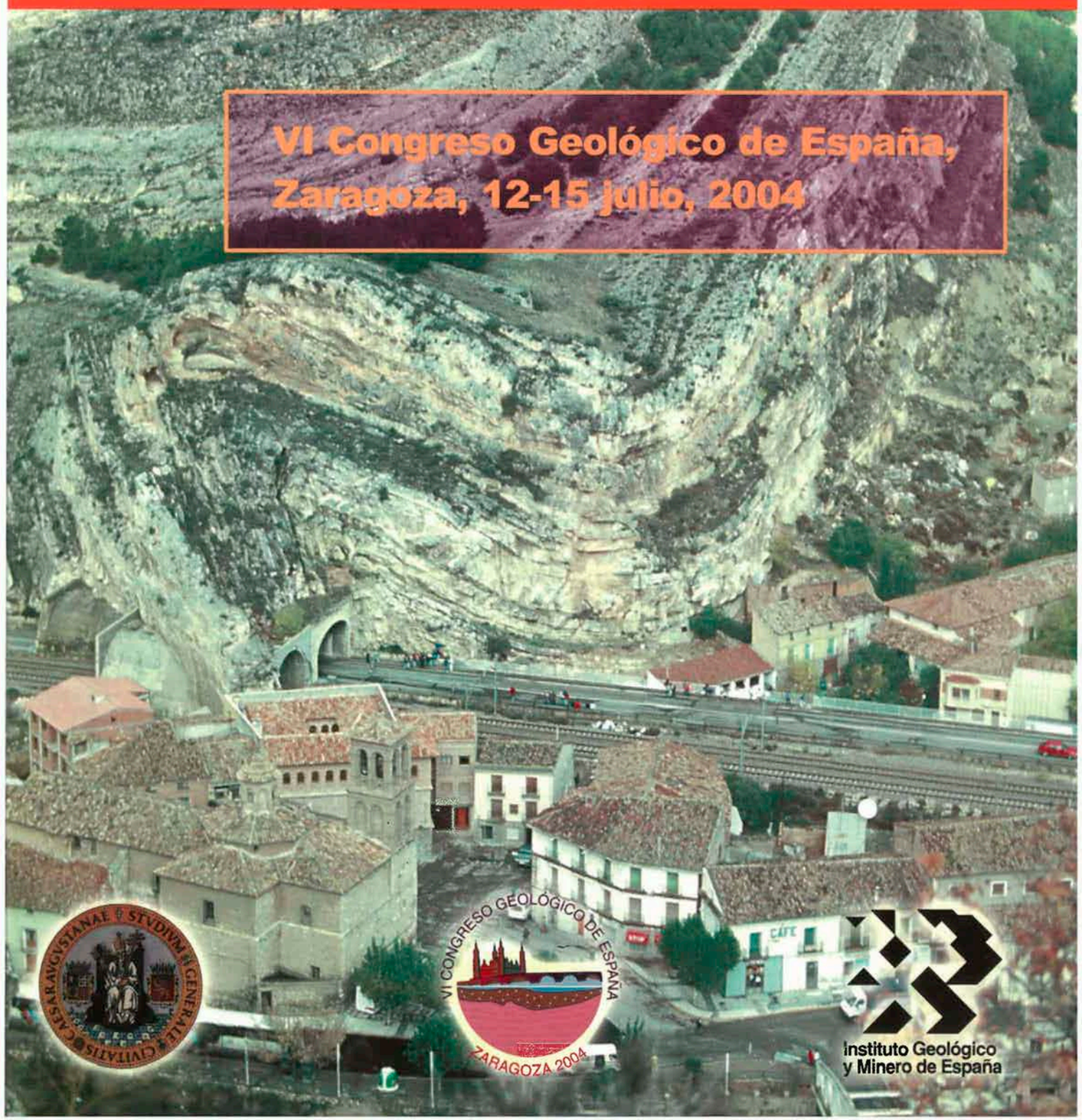
INGENIERÍA GEOLÓGICA

A. Abellán Fernández. *IngenieriaGeologica.com*: portal de Internet para la comunidad Ingeniero Geológica en España 281
J. Delgado, et al. Susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante) y sectores adyacentes 285
F. Fernández de la Llave. Aplicación de los criterios de isosaturación a terrapleenes 289
A. González Losa, et al. Aproximación al comportamiento geotécnico de las ignimbritas "ash and pumice" a partir de análisis químico-mineralógicos 293
S. Monterrubio Pérez, et al. Datación mediante ^{14}C del deslizamiento de Hontoria de Cerato (Palencia, Cuenca del Duero Central) 297
S. Monterrubio Pérez, et al. Inestabilidad de laderas al noreste de Cabezón de Pisuerga (Valladolid, Cuenca del Duero Central) 301
L. Pando, et al. Los materiales yesíferos del Terciario de Oviedo y su problemática geotécnica 305
J.A. Peláez, et al. Intensidad Arias probabilística en el Sureste de España, para un periodo de retorno de 475 años, como paso previo a estudios de movimientos de ladera inducidos por terremotos 309
R. Rodríguez Escribano y M. Tsige. Análisis de alterabilidad y estabilidad de taludes en las arcillas-margosas y arenas del Mioceno de Villalonquejar, Burgos 313
M.A. Rodríguez Sastre, et al. Comportamiento geomecánico según la superficie de clivaje en pizarras del Sinclinal de Truchas (Orense-León, NO de España) 317
J.J. Tejado Ramos y F. Fernández de la Llave. Caracterización geomecánica de granitos. Autovía de la Plata. Tramo: Puerto de Béjar-Aldeanueva del Camino (Cáceres) 321
F.J. Torrijo, et al. Caracterización geotécnica de los depósitos aluviales del río Urumea e implicaciones constructivas (Astigarraga, Guipuzcoa) 325
F.J. Torrijo, et al. Criterios de expansividad en materiales arcillosos neógenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real) 329
F.J. Torrijo, et al. Caracterización geomecánica de los macizos rocosos flyschoides de la región de Astigarraga (Guipúzcoa) 333
R. Ucar Navarro. Determinación del mínimo factor de seguridad en taludes rocosos con grietas de tracción 337
M. Yenes, et al. Análisis de la estabilidad del deslizamiento de Nogolí, Provincia de San Luis, Argentina 341
M. Zango Pascual. Metodología para la detección de riesgos geológico-geotécnicos en las fases iniciales de las infraestructuras lineales. Implementación para un sistema GIS 345



Volumen 6 (3)

VI Congreso Geológico de España, Zaragoza, 12-15 julio, 2004



SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Sociedad Geológica de España fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

Junta de Gobierno de la Sociedad Geológica de España

José P. Calvo Sorando (Presidente)
José Eugenio Ortiz Menéndez (Secretario)
Gabriel Gutiérrez Alonso (Tesorero)
Alfonso Meléndez Hevia (Vicepresidente)
Rosa Tejero López (Secretario 2º)
María José Huertas Coronel (Vicesecretario)
Jorge Civis Llovera (Vocal)
Irene de Bustamante Gutiérrez (Vocal)
Ana Rosa Soria de Miguel (Vocal)
Pablo Gumiel Martínez (Vocal)
Alfonso Muñoz Martín (Vocal)
Alfonso Sopeña Ortega (Vocal)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (Vocal)

Editores de la Sociedad Geológica de España

José Manuel González Casado (Editor Principal)
Manuel Segura Redondo (Editor Adjunto 1º)
Ferrán Colombo Piñol (Editor Adjunto 2º)

Dirección de la sede de la Sociedad Geológica de España: Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.

GEO-TEMAS

Geo-Temas es una publicación de carácter no periódico en la que se recogen resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos que, con carácter cuatrienal, celebra la Sociedad Geológica de España, así como en los congresos, simposios u otras reuniones de carácter científico organizados por las Comisiones de la SGE y las asociaciones afiliadas o vinculadas a ésta mediante convenios específicos. La publicación de los resúmenes de comunicaciones presentadas a cualquiera de estos eventos es resultado del acuerdo entre los órganos rectores de la Sociedad Geológica de España y los comités organizadores de dichos actos. Los organizadores de cada reunión son responsables de la obtención de los fondos necesarios para cubrir en su totalidad la edición y difusión del correspondiente número de Geo-Temas. Al no constituir una publicación de carácter periódico y no estar contemplada estatutariamente dentro de la SGE, Geo-Temas es distribuida exclusivamente a los inscritos en los actos a los cuales va dirigida la edición, reservándose no obstante un cierto número de ejemplares para su distribución por parte de la Sociedad Geológica de España.

La Sociedad Geológica de España no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos firmados, siendo por tanto responsabilidad exclusiva de los autores respectivos. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. Queda prohibida la reproducción total o parcial de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales sin autorización escrita de la Sociedad Geológica de España. Se permite sin necesidad de autorización la reproducción en fotocopias para uso personal.

Depósito legal: Z-1.698-2004
ISSN: 1567-5172
Fotocomposición e impresión:
Sdad. Coop. de Artes Gráficas
Librería General
Pedro Cerbuna, 23
50009 Zaragoza
imprentalg@efor.es

VI CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Editores
Carlos Luis Liesa Carrera
Andrés Pocovi Juan
Carlos Sancho Marcén
Ferrán Colombo Piñol
Ángel González Rodríguez
Ana Rosa Soria de Miguel

Instituto Geológico y Minero de España

Foto de portada: Dolina de colapso por disolución de yesos miocenos en el área de Tauste (Zaragoza).
Foto: José Luis Simón Gómez

VI Congreso Geológico de España

PRESIDENCIA DE HONOR

S.A.R. El Príncipe de Asturias D. Felipe de Borbón y Grecia

COMITÉ DE HONOR

Presidente del Gobierno de España
Excmo. Sr. D. José Luis Rodríguez Zapatero

Ministra de Educación y Cultura de España
Excma. Sra. Dª. Mª Jesús Sansegundo Gómez de Cadiñanos

Presidente del Gobierno de Aragón
Excmo. Sr. D. Marcelino Iglesias Ricou

Alcalde de Zaragoza
Excmo. Sr. D. Juan Alberto Belloch Julbe

Secretario de Estado de Universidades y Ciencia
Excmo. Sr. D. Salvador Ordóñez Delgado

Consejero de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón
Excmo. Sr. D. Alberto Larraz Vileta

Rector Magnífico de la Universidad de Zaragoza
Excmo. Sr. D. Felipe Pétriz Calvo

Vicerrector de Investigación, Desarrollo e Innovación, Universidad de Zaragoza
Excmo. Sr. D. José Ángel Villar Rivacoba

Director General del Instituto Geológico y Minero de España
Ilmo. Sr. D. Emilio Custodio Gimena

Decano de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza
Ilmo Sr. D. Antonio Elipe Sánchez

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente y Tesorero:	Alfonso Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)
Vicepresidente:	José Pedro Calvo Sorando (Universidad Complutense de Madrid)
Secretaría Técnica y Científica:	Ana Rosa Soria de Miguel (Universidad de Zaragoza)
	Carlos Luis Liesa Carrera (Universidad de Zaragoza)
Relaciones Institucionales:	Eladio Liñán Guijarro (Universidad de Zaragoza)
	Ángel García Cortés (Instituto Geológico y Minero de España)
Excursiones:	Guillermo Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)
Simposios:	Ángel González Rodríguez (Universidad de Zaragoza)
Posters:	Antonio Pérez García (Universidad de Zaragoza)
Comunicaciones:	José Luis Simón Gómez (Universidad de Zaragoza)
Comité Editorial:	Ferrán Colombo Piñol (Universidad de Barcelona)
	Andrés Pocoví Juan (Universidad de Zaragoza)
	Carlos Sancho Marcén (Universidad de Zaragoza)

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Jacobo Abati Gómez
Dr. Francisco Manuel Alonso Chaves
Dra. Ana María Alonso Zarza
Dra. Carmen Antón-Pacheco Bravo
Dr. Luis Eduardo Arlegui Crespo
Dr. Enrique Arranz Yagüe
Dra. Blanca Bauluz Lázaro
Dr. José Pedro Calvo Sorando
Dr. José Ignacio Canudo Sanagustín
Dr. Jordi Carreras Planells
Dr. Albert Casas Ponsati
Dr. Antonio M. Casas Sainz
Dr. César Casquet Martín
Dr. Antonio Cendrero Uceda
Dr. Juan Ramón Colmenero Navarro
Dr. Agustí Collado Dols
Dr. Angel Luis Cortés Gracia
Dr. Javier de Pedraza Gilsanz
Dr. Gerardo de Vicente Muñoz
Dr. Luis Pedro Fernández González
Dr. Carlos Fernández Rodríguez
Dra. Carmen Galindo Francisco
Dr. Andrés Gil Imaz
Dr. Javier Gómez Jiménez
Dr. José Manuel González Casado
Dr. José González del Tánago
Dra. Isabel González Díez
Dr. José Manuel González López
Dr. Jorge Guillén Aranda
Dr. Francisco Guillén Mondéjar
Dr. Joan Guimerà i Rosso
Dr. Mateo Gutiérrez Elorza
Dra. María José Huertas Coronel
Dr. Marceliano Lago San José
Dra. Pilar Lapuente Mercadal
Dr. Carlos Luis Liesa Carrera
Dra. Aránzazu Luzón Aguado
Dra. Ana María Márquez Aliaga
Dra. María Begoña Martínez Peña
Dra. Francisca Martínez Ruiz
Dr. Alfonso Meléndez Hevia
Dr. Guillermo Meléndez Hevia
Dr. Eustoquio Molina Martínez
Dr. Arsenio Muñoz Jiménez
Dra. Ana Navas Izquierdo
Dr. Andrés Paniagua Condado
Dr. Gonzalo Pardo Tirapu
Dr. Antonio Pérez García
Dr. Raúl Pérez López
Dr. Andrés Pocoví Juan Dr. Israel Polonio Martín
Dr. Manuel Prieto Rubio
Dr. Emilio Luis Pueyo Morer
Dr. Xavier Querol Carceller
Dra. Mª Teresa Román Berdiel
Dra. Elvira Roquero García-Casal
Dr. José A. Sánchez Navarro
Dr. Carlos Sancho Marcén
Dr. Jordi Serra Raventós
Dr. José Luis Simón Gómez
Dr. Luis Somoza Losada
Dra. Mª Asunción Soriano Jiménez
Dra. Rosa Tejero López
Dr. Juan Tomás Vázquez
Dr. Jaime Truyols Santonja
Dr. Blas Valero Garcés
Dr. Francisco Velasco Roldán
Dr. Juan Antonio Vera Torres
Dr. Lorenzo Vilas Minondo
Dr. Fermín Ignacio Villarroya Gil
Dr. Juan José Villalaín Santamaría
Dr. Enrique Villas Pedruelo
Dr. Joaquín Villena Morales
Dra. Caridad Zazo Cerdeña

ORGANISMOS PATROCINADORES

Ministerio de Educación y Cultura
Diputación General de Aragón
Ayuntamiento de Zaragoza
Repsol-Ypf

ORGANISMOS COLABORADORES

Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (I.C.O.G.)
Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel
Fundación Fernando El Católico
Caja de Ahorros de la Inmaculada (CAI)
GEONATURA
Diffractia

Índice

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz y B. Benito
Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, factor clave en la tectónica y la peligrosidad sísmica en Centroamérica 13

L. Antón, A. Muñoz y G. de Vicente
Análisis de la fracturación y campos de paleoesfuerzos en el centro-oeste de la Península Ibérica 17

J.C. Balanyá, A. Crespo-Blanc, M. Díaz Azpiroz, I. Expósito y M. Luján
Estructuras indicativas de extensión paralela al Arco de Gibraltar: Resultados preliminares 21

J. Bausà, J. Mencos, D. Kirkwood, J. A. Muñoz, P. Arbués y X. Berástegui
Estudio de la fracturación en el anticlinal de Sant Corneli en el Pirineo Catalán 25

G. Booth-Rea y D. Klaeschen
¿Afecta la extensión sin-orogénica a la sismogénesis interplaca en el prisma de acreción de Cascadia (Noroeste de EEUU)? 29

N. Carrera, J.A. Muñoz, R. Mon, E. Roca, A. Vega y F. Sàbat
El papel de la inversión tectónica en la estructura de la Cordillera Oriental de los Andes del norte de Argentina 33

F.J. Fernández, D. Brown, J. Álvarez-Marrón, A. Pérez-Estaún y R. Menéndez-Duarte
Fábricas constrictivas de ejes-c de cuarzo en arcosas deformadas por disolución por presión 37

F.J. Fernández, D. Brown, J. Álvarez-Marrón, A. Pérez-Estaún y R. Menéndez-Duarte
Discriminación de mecanismos de deformación dominantes en las calizas miloníticas del Zilair Thrust (Sur de Urales), mediante el análisis de paleoesfuerzos 41

O. Fernández, J.A. Muñoz, P. Arbués, O. Falivene, y M. Marzo
Construcción de modelos estructurales 3D: Ejemplo de la Cuenca de Ainsa (Pirineo meridional central) 45

E. Fernández-Fernández, A. Jabaloy y F. González-Lodeiro
Estructura del Complejo Maláguide en el sector de Vélez Rubio y su relación con el contacto entre las Zonas Internas y Externas (Cordillera Bética oriental) 49

E. Fernández-Fernández, A. Jabaloy y F. González-Lodeiro
Deformaciones compresivas de edad Mioceno inferior en el Dominio Subbético de Sierra de María –Los Vélez (Cordillera Bética oriental) 53

E. Gómez-Rivas, E. Druguet y J. Carreras
Geometrical features of shear bands in foliated rocks 57

A. Griera
Modelización numérica del plegamiento de capas oblicuas a la dirección de extensión 61

P. Gumiel, J.M. González-Casado, R. Campos, J.L. Giner-Robles y C. García-Cuevas
Geometric analysis and scaling properties of calcite e-twins in the Cameros Basin (NW Iberian Chain, Spain) 65

G. Gutiérrez-Alonso, J. Fernández-Suárez y A.B. Weil
Oroclinales y delaminación, relaciones y efectos 69

S. Llana-Fúnez y E.H. Rutter
Efecto de la geometría de la deformación en la deformación plástica de agregados policristalinos: resultados experimentales en caliza de Solnhofen 73

M. Luján, J. C. Balanyá y A. Crespo-Blanc
Rasgos principales de la estructura y cinemática de la Unidad del Aljibe (Complejo de los Flyschs, Béticas) 77

E.M. Mantero y F.M. Alonso-Chaves
Control estructural de las masas de sulfuros masivos en la Corta Minera de Filón Norte (Tharsis, Faja Pirítica Ibérica) 81

E.M. Mantero, E. García-Navarro y F.M. Alonso-Chaves
Pliegues de propagación de falla transportados en la zona frontal de un cabalgamiento de la Faja Pirítica Ibérica (San Bartolomé de la Torre, Huelva) 85

L.M. Martín Parra, J. Matas, D.J. Martínez Poyatos y F. González Lodeiro
Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena–Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental) 89

F. Martín-González, R. Capote, J. M. Insua y J.J. Martínez-Díaz
Movimientos verticales de las fallas alpinas NE-SO del Macizo Ibérico en la región de Lugo 93

C.R. Ranero, I. Grevemeyer y W. Weinrebe
La relación entre tectónica, flujo de fluidos y la formación de terremotos en el margen convergente de Centro América 97

L.R. Rodríguez Fernández, A. Díaz Montes, N. Heredia, C. Marín, L.M. Martín Parra, A. Martín-Serrano, J. Matas, F. Nozal, L. Quintana, F. Roldán y F. Rubio
Características del nuevo Mapa Tectónico de España 101

I. Romeo, R. Capote, F. Martín-González, M. Tsige y B. García Izquierdo
Análisis paleopiezométrico y tasas de deformación de la zona de cizalla dúctil extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central) 105

R. Soto, A. Casas-Sainz, F. Storti, F. Rossetti y C. Faccenna
Flujo de material dúctil relacionado con carga diferencial de los materiales de cobertera 109

R. Soto, A. Casas-Sainz y F. Storti
Influencia de la geometría del backstop en el orógeno pirenaico. Modelización analógica 113

Y.-T. Takeda and A. Griera
Rheological and kinematical responses to flow of two-phase rocks 117

J.M. Tubía, N. Vegas, F. Hongn y A. Aranguren
Fábricas magnéticas secundarias originadas por anisotropía de distribución en el plutón sincinemático de Brealito (Salta, Argentina) 121

N. Vegas, J.M. Tubía y A. Aranguren
Distribución de la deformación de los granitos sincinemáticos de Sanabria (Zona Centro-Ibérica) 125

NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMICIDAD

L.E. Arlegui, J.L Simón, R.J. Lisle y T. Orife
El campo de esfuerzos extensional plioceno-cuaternario en el entorno de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel) 131

J.M. Azañón, A. Azor, V. Pérez-Peña, G. Booth-Rea, J. Rodríguez-Fernández, J. Delgado, J.M. Carrillo y F. Torcal
Morfometría de la red de drenaje, tectónica activa y sismicidad instrumental en el borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas) 135

A. Becker, M.A. Rodríguez-Pascua y C. Davenport
Paleoterremotos del Pleistoceno superior - Holoceno observados en sondeos en el Lago Seewen (N de Suiza). Eventos equiparables al destructivo terremoto de Basel (1356) 139

J. Galindo-Zaldívar, A. Chalouan, P. Ruano, K. Bargach, A. Chabli, C. Marín Lechado, M. Akil, C. Sanz de Galdeano, M. Ahmamou, A. Jabaloy, L. Gourari y M. Benmakhlouf
Propagación de las deformaciones plio-cuaternarias del frente del Rif hacia el antepaís 143

J. Galindo-Zaldívar, A.J. Gil, M.J. Borque, F. González-Lodeiro, A. Jabaloy, C. Marín-Lechado, P. Ruano y C. Sanz de Galdeano
Desarrollo simultáneo reciente de pliegues y fallas en las Cordilleras Béticas: la Falla de Zafarraya y el Pliegue de Sierra Tejeda 147

V.H. Garduño-Monroy, M.A. Rodríguez-Pascua e I. Israde-Alcantara
Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Patzcuaro. Jarácuaro, Michoacán, México 151

J. Henares Romero, C. López Casado, F. Martínez López, J.A. Peláez Montilla y J. Delgado
Análisis fractal de las fallas y el parámetro *b* de la Cordillera Bética 155

J.M. Insua Arévalo, R. Capote, F. Martín-González y J.J. Martínez-Díaz
Análisis de la sinuosidad del bajo Guadalhorce y sus implicaciones en la actividad tectónica reciente en la Cuenca de Málaga 159

C. Marín Lechado, J. Galindo Zaldívar, L.R. Rodríguez Fernández y A. Pedrera
Desarrollo progresivo de pliegues y formación del frente montañoso meridional de la Cordillera Bética en el Campo de Dalías 163

E. Masana, H. Perea, M. Ortuño, J. Martínez-Díaz, y P. Santanach
Dislocaciones históricas en la terminación suroccidental de la falla de Alhama de Murcia. Primeros resultados del estudio paleosísmico 167

M. Ortuño, H. Perea, E. Masana y P. Santanach
La falla del norte de la Maladeta, ¿fuente sísmica del terremoto de Vielha (11 de Noviembre de 1923)? 171

H. Perea, E. Masana y P. Santanach
Determinación del grado de actividad de fallas extensivas en zonas de deformación lenta y su influencia en los estudios de peligrosidad sísmica 175

R. Pérez-López, F. Fernández-Ibáñez, J.J. Martínez-Díaz, C. Paredes, J.L. Giner y A. Caselli
Criterios geomorfológicos sobre actividad tectónica reciente a lo largo de la Costa Recta, Isla Decepción (Antártida Occidental) 179

M.A. Rodríguez-Pascua, V.H. Garduño-Monroy e I. Israde-Alcantara
Terremotos pleistocenos en la cuenca lacustre de Acambay (México) 183

M.A. Rodríguez-Pascua, V.H. Garduño-Monroy e I. Israde-Alcantara
Zonación de intensidad de deformación sísmica en sedimentos lacustres pleistocenos de la Cuenca de Acambay, México 187

M.A. Rodríguez-Pascua, V.H. Garduño-Monroy e I. Israde-Alcantara
Registros sísmicos purépechas del periodo preclásico (3.000 años B.P.), deducidos mediante paleosisimicidad. Isla de Jarácuaro, Lago de Pátzcuaro. Michoacán, México 191

C. Sanz de Galdeano, J. Galindo Zaldívar, A.C. López-Garrido, P. Alfaro, J. Delgado, C. Marín Lechado, F.J. García-Tortosa, M.J. Borque y A.J. Gil
Anomalías gravimétricas y magnéticas en la Cuenca de Guadix-Baza: primeros resultados 195

R. Soto, J. Martinod, R. Riquelme, G. Herail y L. Audin
Tectónica reciente del sistema de fallas de Domeyko, Salar de Punta Negra (antearco Andes Centrales, norte Chile) 199

GEOFÍSICA

K. Amgarou, J. Bach, C. Baixeras y Ll. Font
Niveles de radón en la zona volcánica de La Garrotxa 205

J. Badal, U. Dutta, N. Biswas, F. Gómez y F. Serón
Delineación de suelos en un área metropolitana mediante el empleo de ondas Rayleigh de alta frecuencia 209

J. Badal, M. Vázquez-Prada y Á. González
Escenarios urbanos de impacto sísmico 213

R. Carbonell, F. Simancas, F. González-Lodeiro, P. Ayarza, A. Pérez-Estaún y C. Juhlin
Estudios sísmicos de la corteza varisca del suroeste de la Península Ibérica 217

J.O. Caselles, J. Clapés, R. Osorio, Ll.G. Pujades, J.A. Canas y V. Pérez Gracia
Detección de galerías de agua en Barcelona 221

A.L. Cortés Gracia
Geometría del subsuelo de la Cuenca del Ebro en el Campo de Belchite (Zaragoza) 225

M. Druet, A. Muñoz Martín, A. Carbó, J. Álvarez y P. Llanes
Modelización gravimétrica de la transición entre corteza continental y oceánica en el margen oeste de Galicia 229

I. Flecha, R. Carbonell, H. Zeyen, D. Martí, A. Pérez-Estaún y M. Guédez
Tomografía Sísmica de alta resolución a lo largo del perfil sísmico de IBERSEIS 233

J. Fullea, M. Fernàndez, H. Zeyen y C. Ayala
Determinación de la estructura cortical y litosférica mediante inversión de la elevación y la ondulación del geoide en la transición Atlántico-Mediterraneo 237

J. L. García-Lobón y C. Rey-Moral
Petrofísica de tres complejos ígneos zonados del Antiforme de Monesterio (SO de España): cartografía geofísica del complejo de Valencia del Ventoso 241

D. Gómez-Ortiz, R. Tejero, J. Ruiz, R. Babín-Vich y J.M. González-Casado
Cálculo del espesor elástico efectivo de la litosfera de la Península Ibérica mediante análisis espectral con el método del *multitaper* 245

J. Henares Romero, C. López Casado, F. Martínez López, J.A. Peláez Montilla y J. Delgado
Caracterización multifractal temporal de la sismicidad de la Cordillera Bética 249

D. Martí, R. Carbonell, J. Escuder-Viruete y A. Pérez-Estaún
Caracterización sísmica del entorno de Mina Ratones en el granito de Albalá 253

GEOLOGÍA PIRENAICA

J.M. Casas, J. Cirés, F. Domingo, O. Fernández y J. Picart
Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell 259

P. Clariana, A. Barnolas, J. García-Sansegundo
Datos preliminares, estratigráficos y estructurales, obtenidos a partir de la cartografía del sinclinorio de Tor-Casamanya, (Andorra, Pirineos centrales) 263

I. Gil Peña y A. Barnolas
El domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina 267

B. Laumonier
Pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces en los Pirineos orientales: el ejemplo del sinclinal de Villefranche 271

E. Remacha, R. Labourdette, F. Climent, F. Bolaño, P. Crumeyrolle, O. Oms y G. Gual
Modelización 3D combinando los *software* gOcad y gOsed en dos sistemas turbidíticos del Grupo de Hecho: sistemas Banastón y Morillo (cuenca eocena surpirenaica central) 275

INGENIERÍA GEOLÓGICA

A. Abellán Fernández
IngenieriaGeologica.com: portal de Internet para la comunidad Ingeniero Geológica en España 281

J. Delgado, J.A. Peláez, R. Tomás, C. López Casado, C. Doménech, A. Estévez, A. Cuenca y J. Henares
Susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante) y sectores adyacentes 285

F. Fernández de la Llave
Aplicación de los criterios de isosaturación a terraplenes 289

A. González Losa, F. J. Pérez Torrado y A. Lomoschitz Mora Figueroa
Aproximación al comportamiento geotécnico de las Ignimbritas "ash and pumice" a partir de análisis químico-mineralógicos 293

S. Monterrubio Pérez, M. Yenes Ortega y J.F. Charfole de Juan
Datación mediante ^{14}C del deslizamiento de Hontoria de Cerato (Palencia, Cuenca del Duero Central) 297

S. Monterrubio Pérez, M. Yenes Ortega, J.F. Charfole de Juan, M. Delgado Pascual, B. Fernández Macarro, J. Nespereira Jato y G. Santos Delgado
Inestabilidad de laderas al noreste de Cabezón de Pisuerga (Valladolid, Cuenca del Duero Central) 301

L. Pando, M. Gutiérrez Claverol, M. Torres y F. Martínez
Los materiales yesíferos del Terciario de Oviedo y su problemática geotécnica 305

J.A. Peláez, J. Delgado, C. López Casado y J. Henares
Intensidad Arias probabilística en el Sureste de España, para un período de retorno de 475 años, como paso previo a estudios de movimientos de ladera inducidos por terremotos 309

R. Rodríguez Escribano y M. Tsige
Análisis de alterabilidad y estabilidad de taludes en las arcillas-margosas y arenas del Mioceno de Villalonquejar (Burgos) 313

M.A. Rodríguez Sastre, M. Gutiérrez Claverol, M. Torres Alonso y L.F. Rodríguez Bouzo
Comportamiento geomecánico según la superficie de clivaje en pizarras del Sinclinal de Truchas (Orense-León, NO de España) 317

J.J. Tejado Ramos y F. Fernández de la Llave
Caracterización geomecánica de granitos. Autovía de la Plata. Tramo: Puerto de Béjar-Aldeanueva del Camino (Cáceres) 321

F.J. Torrijo, C. Melguizo, J.M. Bescós y J. Bueso
Caracterización geotécnica de los depósitos aluviales del río Urumea e implicaciones constructivas (Astigarraga, Guipúzcoa) 325

F.J. Torrijo, C. Melguizo, J.M. Bescós y J. Bueso
Criterios de expansividad en materiales arcillosos neógenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real) 329

F.J. Torrijo, C. Melguizo, J.M. Bescós y J. Bueso
Caracterización geomecánica de los macizos rocosos flyschoides de la región de Astigarraga (Guipúzcoa) 333

R. Ucar Navarro
Determinación del mínimo factor de seguridad en taludes rocosos con grietas de tracción 337

M. Yenes, D. A. Sales, C. E. Gardini y S. Monterrubio
Análisis de la estabilidad del deslizamiento de Nogolí, Provincia de San Luis, Argentina 341

M. Zango Pascual
Metodología para la detección de riesgos geológico-geotécnicos en las fases iniciales de las infraestructuras lineales. Implementación para un sistema GIS 345

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, factor clave en la tectónica y la peligrosidad sísmica en Centroamérica

J.A. Álvarez-Gómez[1], J.J. Martínez-Díaz[1] y B. Benito[2]

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid. jaalvare@geo.ucm.es, jmdiaz@geo.ucm.es

2 1 E.U.I.T. Topografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031 Madrid.

ABSTRACT

In this work we show how the occurrence of some earthquakes can highly contribute to the seismic and tectonic pattern development of entire regions applying the stress transfer model. This paper focuses on northern Central America and particularly on a representative zone which has suffered the consequences of the earthquake triggering phenomenon recently. This zone is El Salvador, a very active area from the geological point of view. At the beginning of 2001 two earthquakes shook the country provoking one of the biggest disasters of the last decades. The first earthquake took place within the subducting slab and the second one took place in the El Salvador Fault Zone (ESFZ). This fact led us to study the relation between the two main events and how the former could trigger the latter. In the 80's such a thing happened too: An Ms 7.3 earthquake took place within the subducting slab in 1982, and in 1986 another earthquake took place in the El Salvador Fault Zone. We argue that the tectonic configuration of the zone determines the occurrence of these coupled events, and conversely, the occurrence of those promotes the development of this tectonic configuration.

Key words: *seismic triggering, seismic hazard, stress transfer, active tectonics, Central America.*

INTRODUCCIÓN

El modelo de transferencia de esfuerzos estáticos utiliza el criterio de rotura de la mecánica de rocas de Navier-Coulomb para calcular patrones espaciales de variación de esfuerzos estáticos. El desarrollo para su aplicación a la interacción entre fallas ha sido realizado por Okada (1992). Este modelado utiliza el movimiento de cada falla en un espacio elástico semiinfinito para calcular la variación de los esfuerzos sobre un plano determinado. Esta variación de esfuerzos (ΔCFS) viene determinada por: $\Delta CFS = \mu'\Delta\sigma$, donde $\Delta\tau$ es la variación del esfuerzo de cizalla (positivo a favor de la dirección de cabeceo de la falla), $\Delta\sigma$ es la variación del esfuerzo normal al plano de falla (tomando como positivo el esfuerzo compresivo sobre el plano) y μ' es el coeficiente de fricción efectivo. En los últimos años este modelo está siendo utilizado para evaluar la peligrosidad sísmica teniendo en cuenta las interacciones entre fallas y sus implicaciones en la tectónica (Harris, 1998). En este trabajo mostramos la importancia de estas interacciones en el norte de Centroamérica, y en detalle las implicaciones de la serie sísmica de 2001 de El Salvador. El 13 de Enero de 2001 un terremoto de magnitud Mw 7.7 tuvo lugar en la placa de Cocos, en su subducción bajo la placa del Caribe, a una profundidad de unos 55 km. Un mes después, el 13 de Febrero, otro terremoto tuvo lugar; éste ocurrió en la Zona de Falla de El Salvador (Martínez-Díaz *et al.*, 2004) (Fig. 1), con una magnitud de 6.6 Mw. Esta serie sísmica fue estudiada desde el punto de vista del encadenamiento de terremotos por transferencia de esfuerzos por Martínez-Díaz *et al.* (2004). Estos autores además describen en el mismo trabajo otra serie sísmica con características muy similares ocurrida entre los años 1982 y 1986. En el trabajo aquí presentado desarrollamos desde el punto de vista tectónico las condiciones que se dan en esta región en concreto para el desarrollo de estas series sísmicas. Además es destacable la implicación sobre la peligrosidad sísmica de la configuración tectónica aquí descrita junto con el fenómeno de la transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb.

CONTEXTO TECTÓNICO

El área de estudio se encuentra en el norte de Centroamérica. Comprende la región de Chiapas, al sur de México, Belice, Guatemala, Honduras, El Salvador, Nicaragua y el extremo norte de Costa Rica. Geológicamente la zona se sitúa en un límite activo de placas litosféricas. La placa de Cocos subduce bajo la placa del Caribe, adoptando un ángulo de subducción muy alto. Además de este límite de placas también se encuentra en esta área el límite con la placa de Norte América, dando lugar a un punto triple de tipo TTF *sensu lato*. El límite entre las placas de Norte

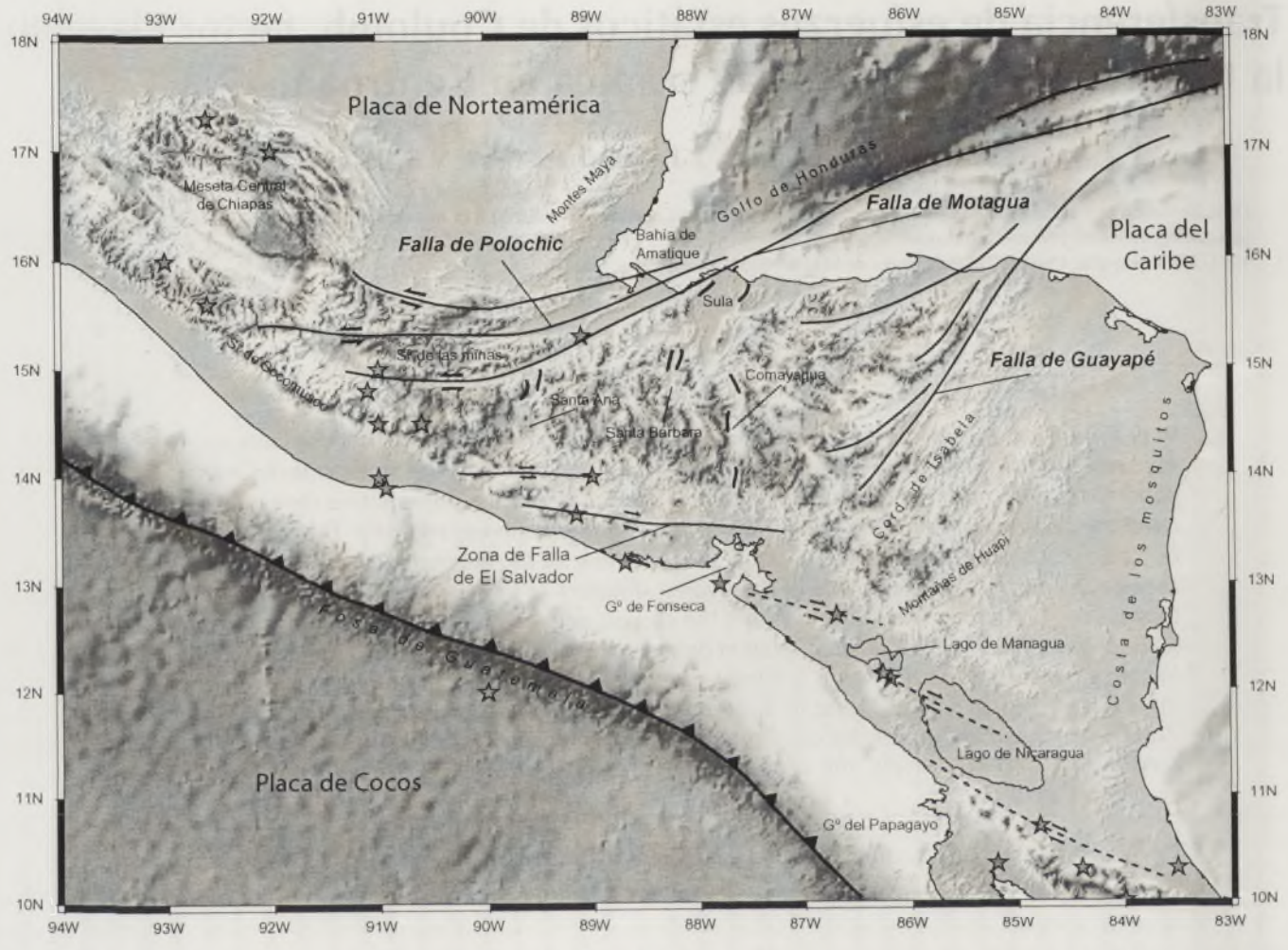


FIGURA 1. *Configuración tectónica del norte de Centroamérica. Se indican con flechas las direcciones de movimiento de las principales fallas de desgarre. Con línea discontinua se marcan las fallas de desgarre interpretadas a partir de la configuración sismotectónica. Con líneas dentadas se delimitan los mayores grabens de la zona. La línea con triángulos marca el surco del límite de placas litosféricas en subducción. Las estrellas marcan los epicentros estimados de los terremotos históricos (1900-1976, fuente: NEIC, 2004).*

América y Caribe se resuelve en el continente en una zona de cizalla donde las principales estructuras tectónicas son las fallas de Polochic y Motagua (Fig. 1). Otra importante zona de cizalla, también asociada al límite de placas anterior, es la de la Falla de Guayapé. Este es un importante accidente tectónico que, sin embargo, en la actualidad no presenta actividad sísmica importante. Entre estas dos zonas de cizalla se encuentran una serie de grabens de dirección N-S que han sido explicados como resultado de un régimen extensional presente en la zona debido al movimiento de la placa del Caribe con respecto a la Norteamericana (Guzmán-Speziale, 2001). En la costa sur esta zona se caracteriza por presentar una serie de fallas de desgarre dextrorsas, cuya dirección es aproximadamente 10 grados menor que la del surco, y cuya función es la de acomodar el movimiento paralelo al límite con la placa de Cocos. A este fenómeno de separación de movimiento en dos vectores de magnitudes y dirección diferentes se le ha llamado *"strain partitioning"*, descrito por Harlow y White (1985). A esta familia de zonas de desgarre pertenece la Zona de Falla de El Salvador, que junto con otras zonas de falla similares orlan la costa sur del norte de Centroamérica y son las responsables de la gran mayoría de terremotos destructivos históricos en la zona (Fig. 1).

Clásicamente las zonas de subducción oblicuas se caracterizan por presentar un arco volcánico relativamente alejado del surco. Presentan además una zona asísmica entre el surco y el arco volcánico que es limitada antes del arco por una zona de cizalla que acomoda el desplazamiento oblicuo de la placa que subduce. En el caso centroamericano el ángulo con que penetra la placa de Cocos bajo la del Caribe es tan alto que el vulcanismo que se genera tiene lugar a una distancia relativamente corta del surco. La zona de cizalla está representada en Centroamérica por las zonas de falla de desgarre antes mencionadas, que limitan por el norte, en nuestro caso, al arco volcánico. El movimiento dextrorso de esta zona de cizalla junto con el movimiento sinistrorso de la zona de falla de Motagua-Polochic, hacen que exista un bloque en escape que en su movimiento hacia el este genera los grabens de dirección N-S (Fig. 1).

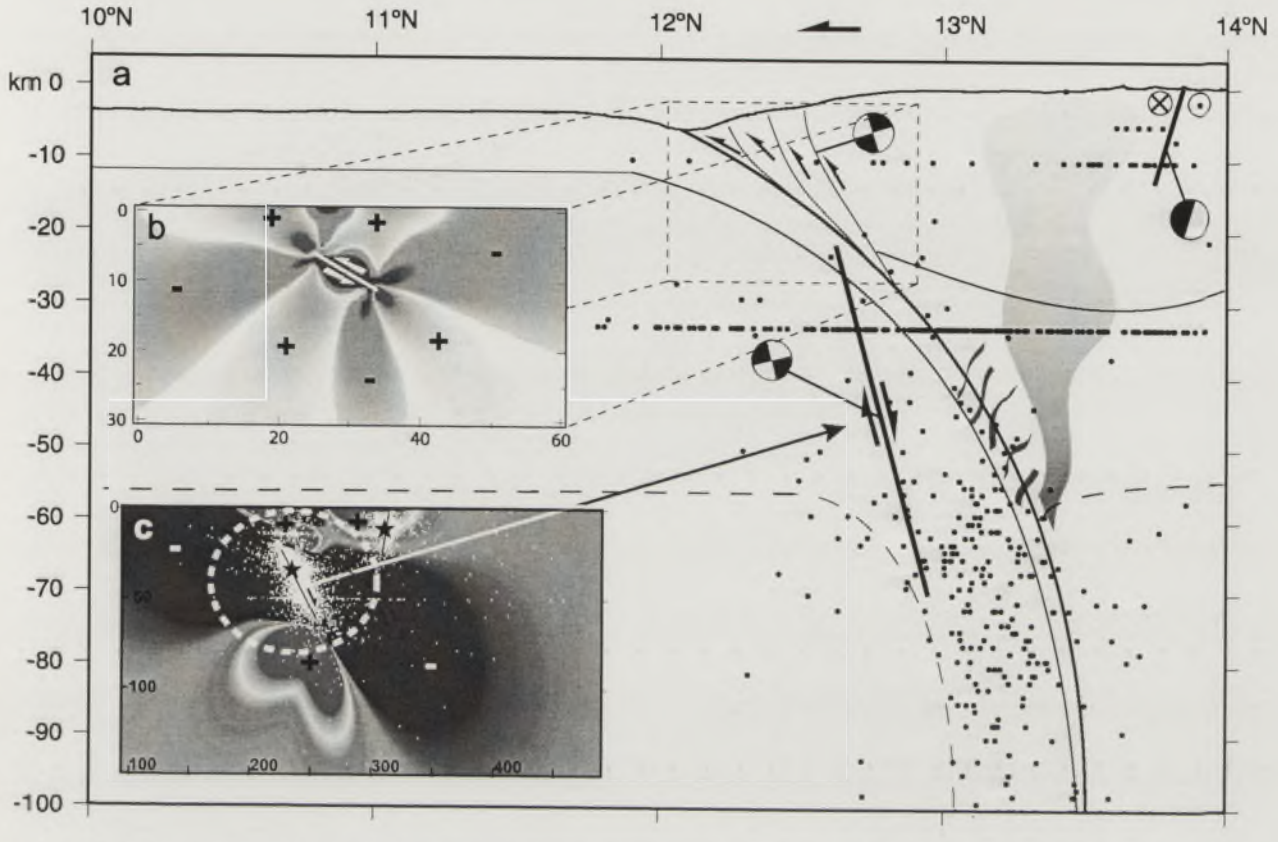


FIGURA 2. *a) Corte esquemático de la zona de subducción centroamericana en el sector de El Salvador. Se marcan los mecanismos focales en corte de cada familia de fallas tratadas en el texto así como su movimiento. La línea del extremo derecho representa la Zona de Falla de El Salvador. El área sombreada representa la zona de ascenso de magmas que dan lugar al arco volcánico. Los puntos representan los hipocentros del catálogo sísmico del NEIC, y abarcan magnitudes de 2.8 a 7.8, desde 1976 a 2003. b) Modelo de transferencia de esfuerzos de Lin y Stein (2004) para fallas inversas, las partes oscuras representan zonas donde las fallas de desgarre son inhibidas, es decir se alejan de la rotura. Las partes claras donde las fallas de desgarre son promovidas. c) Modelo de transferencia de esfuerzos de Martínez-Díaz et al. (2004) para el terremoto de falla normal de Enero de 2001 en El Salvador. El sombreado sigue las mismas pautas que el anterior.*

DISCUSIÓN

Podemos distinguir en esta zona tres fuentes de sismicidad principales. En el surco la sismicidad se asocia a movimientos de falla inversa; en la placa que subduce ocurren terremotos asociados a grandes fallas normales por la flexión de la placa y el tirón de ésta al subducir; y asociados a la zona de desgarre ocurren terremotos con componente principal dextrorsa (Fig. 2a). Según el modelo de Lin y Stein (2004) (Fig. 2b) los terremotos de falla inversa inhibirían el movimiento de las fallas de desgarre en la zona inmediatamente postero-superior a la falla. Sin embargo, según el modelo de Martínez-Díaz *et al.* (2004) los terremotos de falla normal asociados a la placa al subducir (Fig. 2c) generan un aumento de ?CFS en la zona antero-superior a la falla que acercan a la de desgarre a su rotura y por tanto facilitan su movimiento y generación. Este hecho nos lleva a argumentar que si bien la existencia de estas fallas de desgarre se debe a la necesidad de acomodar movimientos paralelos al surco, su posición y orientación además están condicionadas por la variación de esfuerzos generada con cada terremoto de mecanismo focal normal que ocurre en la placa que subduce. Las fallas de desgarre en superficie serían un reflejo de la morfología en profundidad de la placa al subducir, que probablemente se encuentre alabeada e incluso rota en segmentos a cierta profundidad debido al alto ángulo con que esta subduce (Moores y Twiss, 1997).

CONCLUSIONES

Como ha sido demostrado, existe una relación de causalidad entre los terremotos que ocurren en la placa que subduce y los que ocurren en la zona de desgarre. Son estos grandes terremotos de falla normal los que inducen tal aumento de ?CFS que llevan a las fallas del continente cerca de su rotura y por tanto aceleran la ocurrencia de terremotos en esta zona. Como se vio en las series sísmicas de El Salvador de 1982-1986 y 2001 (Martínez-Díaz *et al.* 2004) la importancia de este fenómeno es clave, ya que los grandes terremotos destructivos de la zona están asociados a estas fallas dextrorsas (Fig. 1).

Es importante en la evaluación de la peligrosidad sísmica tener en cuenta este tipo de procesos. Éstos pueden

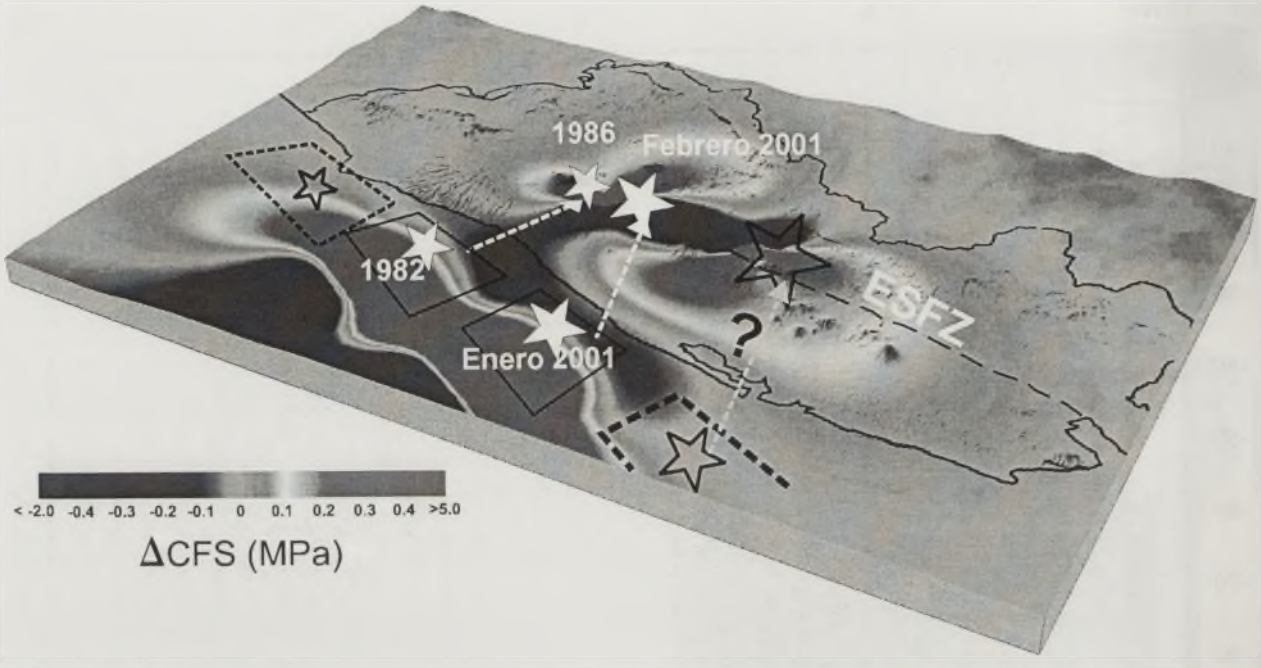


FIGURA 3. *Modelo de transferencia de esfuerzos acumulado de las series sísmicas de El Salvador de 1982-1986 y 2001. El sombreado representa la variación de esfuerzos sobre planos de falla con la dirección y el buzamiento de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ). Se representa el lugar hipotético de una probable futura serie sísmica de acuerdo con el modelo.*

determinar en mayor o menor medida el lugar de ocurrencia del próximo terremoto (Fig. 3) y/o el intervalo de tiempo temporal entre uno y otro. Por lo tanto, un estudio preliminar de las interacciones entre fallas y terremotos ayuda a acotar las zonas de mayor probabilidad de ocurrencia de eventos conocida la historia reciente de las fallas en juego.

AGRADECIMIENTOS

J.A.A.G. disfruta de una beca predoctoral de la Universidad Complutense de Madrid. Gracias a C. de Ignacio por sus revisiones y comprensión. Gracias a R. Capote por su apoyo a mis labores de investigación. Parte de las figuras ha sido realizada con el software GMT.

REFERENCIAS

Guzmán-Speziale, M. (2001): Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 337: 39-51.

Harlow, D.H. y White, R.A. (1985): Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America: Evidence for oblique subduction. *Earthquake Notes*, 55: 28.

Harris, R.A. (1998): Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 103: 347-358.

Lin, J. y Stein, R.S. (2004): Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 109: B02303, doi:10.1029/2003JB002607.

Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B. y Hernández, D. (2004): Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32: 65-68.

Moores, E.M. y Twiss, R.J. (1997): Models of subduction zone processes. En: *Tectonics*. Ed. W.H. Freeman and Company. New York. 415 p.

National Earthquake Information Center, NEIC. (2004): Data Base: Mexico, Central America, Caribbean, 1900-1979. *http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html*

Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82: 1018-1040.

Análisis de la fracturación y campos de paleoesfuerzos en el centro-oeste de la Península Ibérica

L. Antón, A. Muñoz y G. de Vicente

Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid. loreant@geo.ucm.es

ABSTRACT

The Tormes Dome is a granitic massif emplaced during the Hercinian orogeny and later deformed by several posthercynian fracturation episodes. Three main paleostress fields have been obtained from stress inversion of 1375 fault-slip data collected throughout the study area. The maximum horizontal stress (S_{HMAX}) are oriented N-S, NE-SW and E-W with extensional and strike-slip stress regimes. Difficulties to determine age dating of the three paleostress fields made necessary to enlarge the study area to the surrounding Cenozoic basins borders. In addition, geocronological information obtained form K-Ar dating of fault gouges collected in the Tomes Dome has been used to establish the relative chronology of the three tectonic episodes from field data and determine their activity periods form Mesozoic to present time. An important result is that there is no relevant brittle tectonic activity associated with the recent NW-SE stress field in the western peninsula from Upper Miocene to the present times and some field evidences, as well as two focal mechanisms of earthquakes occurred in the area seem that in the Tormes Dome the recent stress field present an S_{HMAX} oriented N-S.

Key words: *Tectonic events, palaeostress analysis, Tormes dome.*

SITUACIÓN Y ENCUADRE GEOLÓGICO GENERAL

La zona de estudio se centra fundamentalmente sobre la megaestructura hercínica conocida como Domo del Tormes, situada en el NO del Macizo Hespérico, dentro de la Zona Centro Ibérica (Julivert *et al.*, 1972), en la penillanura salmantino-zamorana, entre las cuencas terciarias del Duero y Ciudad Rodrigo y cerca del límite entre los dominios de pliegues verticales y pliegues acostados (Díez Balda *et al.*, 1990).

Esta macroestructura agrupa una serie de granitoides de origen predominantemente anatéctico, limitados al N por la Cizalla de Pereruela y materiales precámbricos (Esquisto Grauváquico), al NE y E por sedimentos de la Cuenca del Duero y al S por la zona de Cizalla de Juzbado, banda de deformación dúctil tardihercínica de dirección E-O a OSO-ENE (Fig. 1).

Desde el punto de vista estructural, la zona presenta una tectónica compleja, con deformación polifásica principalmente desarrollada durante la Orogenia Hercínica y posteriormente afectada por la deformación alpina.

ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

A partir de datos mesoestructurales de campo y mediante la aplicación de Métodos de Análisis Poblacional de Fallas, se han obtenido 65 soluciones tensoriales que explican el movimiento de 1159 pares falla/estría (84.3% de las medidas tomadas en campo). Agrupando los tensores individuales obtenidos en cada estación en función de los datos de campo, geometría y cinemática de las estructuras que explican y criterios de coaxialidad entre los ejes principales de esfuerzo, se han definido tres campos de paleoesfuerzos, con direcciones de máxima compresión horizontal E-O, NE-SO y N-S. En los tres casos se reconocen regímenes de deformación de tipo extensional (σ_1 en la vertical) y de desgarre (σ_2 en la vertical).

La asignación de una edad de actuación a los eventos definidos ha requerido ampliar el estudio a los bordes de las cuencas cenozoicas que limitan el Domo del Tormes, incorporando al análisis de paleoesfuerzos una serie de estaciones en materiales paleógenos que han permitido definir la orientación del tensor de esfuerzos para ese periodo. Para completar la información obtenida por esta vía, se ha recurrido a la datación absoluta mediante K-Ar de varias muestras de arcilla de falla recolectadas en campo. Las edades obtenidas mediante geocronología se han relacionado con los tensores de paleoesfuerzo de la estación correspondiente, apoyando así la datación de los campos de paleoesfuerzos.

RESULTADOS OBTENIDOS

La descripción de los campos de paleoesfuerzos y las estructuras asociadas se realiza siguiendo el orden cronológico establecido.

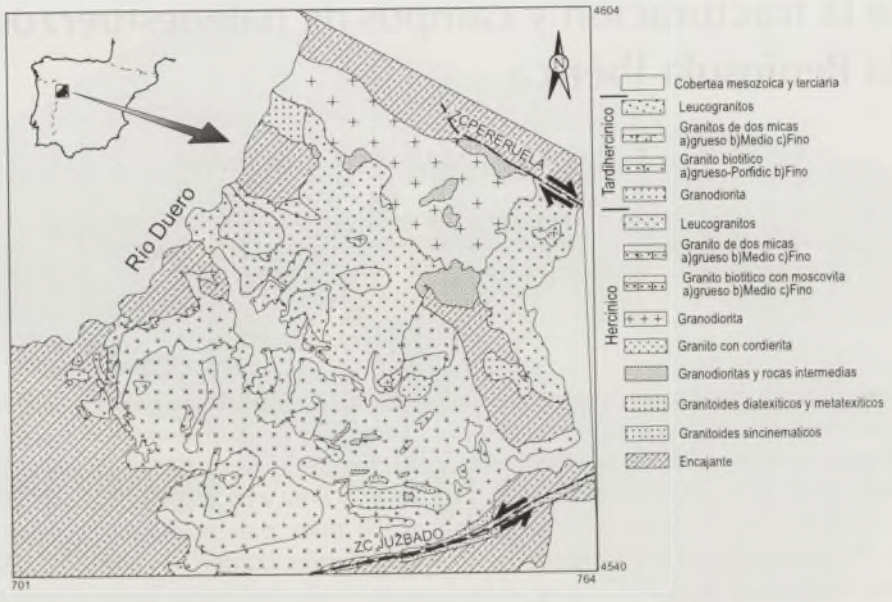


FIGURA 1. *Situación geográfica y geológica del Domo del Tormes.*

Campo de Paleoesfuerzos E-O

El campo de paleoesfuerzos E-O se ha obtenido en 12 estaciones de medida con el 50% de las soluciones correspondientes a tensores en régimen de desgarre y el otro 50% a tensores de tipo extensional. Presenta direcciones de acortamiento entre N73ºE y N133ºE, en ambos casos. Las fallas compatibles con la cinemática de este campo de paleoesfuerzos son mayoritariamente de tipo normal-direccional y desgarres con orientaciones entre N70ºE y N150ºE. En el conjunto del área, estas orientaciones corresponden fallas de orientación E-O a SSE que están compartimentadas por grandes estructuras N-NE (Fig. 2).

La datación por K-Ar de una muestra de arcilla de falla relacionada con esta etapa aporta una edad de 210 ± 11Ma, lo que indica que era activo durante el Triásico superior.

Las pautas cinemáticas asociadas al campo de paleoesfuerzos E-O coinciden con las últimas etapas de deformación hercínica (D_4) que se relacionan con una compresión E-O, reconocible en la fábrica de los granitos tardíos (Villar de Ciervo, Brincones...). Al emplazamiento de los macizos graníticos tardíos se les asigna una edad Pérmico inferior. La edad, Triásico superior, obtenida en la arcilla de falla, responde a una deformación en condiciones frágiles; por lo que se plantea la hipótesis de que la dirección de compresión E-O, relacionada con las últimas etapas de deformación hercínica, permaneciera activa hasta el Triásico superior, produciendo la deformación frágil asociada al campo de paleoesfuerzos E-O registrada en el área.

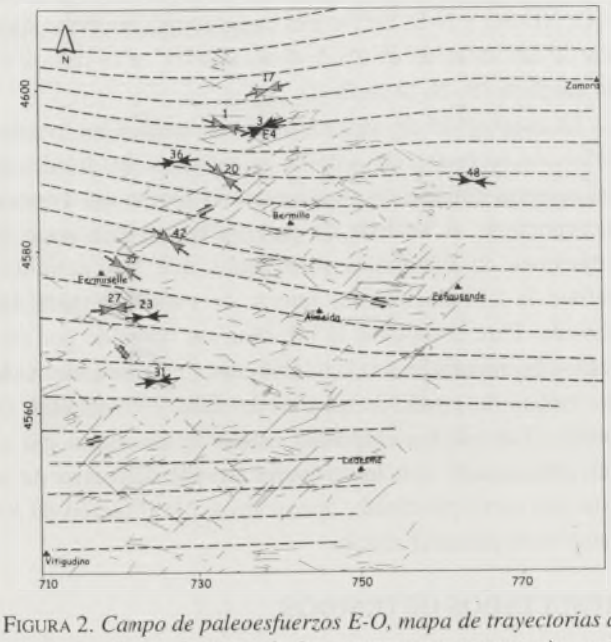


FIGURA 2. *Campo de paleoesfuerzos E-O, mapa de trayectorias del máximo esfuerzo horizontal. Los tensores y trayectorias están superpuestos sobre las fallas con orientaciones compatibles. En negro los tensores de tipo desgarre y en gris los extensionales. Coord UTM H29, en Km.*

Campo de Paleoesfuerzos NE-SO

El campo de paleoesfuerzos NE-SO se ha obtenido en 16 estaciones y presenta soluciones tensoriales con direcciones de compresión entre N21ºE y N50ºE; tanto de tipo extensional como de desgarre. Las fallas explicadas por este campo de paleoesfuerzos son de tipo normal-direccional a normal con orientaciones de NNO a E-O y de tipo desgarre (NNO-NE con sentido de movimiento dextroso, y E-O a NE con sentido de movimiento sinistroso). Desde un punto de vista macroestructural estas orientaciones corresponden grandes fallas de orientación N-S a NE-SO, muy abundantes en el área de estudio, y algunas de las fallas E-O, de

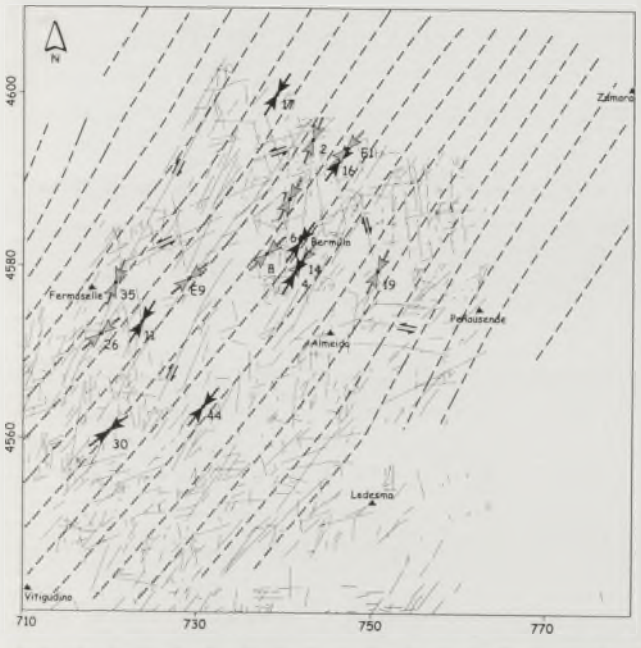


FIGURA 3. *Campo de paleoesfuerzos NE-SO, mapa de trayectorias del máximo esfuerzo horizontal. Los tensores y trayectorias están superpuestos sobre las fallas con orientaciones compatibles. En negro los tensores de tipo desgarre y en gris los extensionales. Coord UTM H29, en Km.*

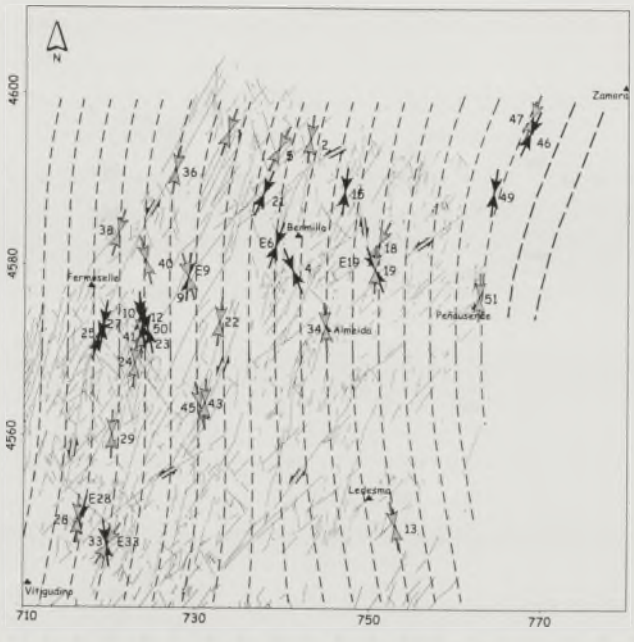


FIGURA 4. *Campo de paleoesfuerzos N-S, mapa de trayectorias del máximo esfuerzo horizontal. Los tensores y trayectorias están superpuestos sobre las fallas con orientaciones compatibles. En negro los tensores de tipo desgarre y en gris los extensionales. Coord UTM H29, en Km.*

menor tamaño, compatibles con el campo de paleoesfuerzos anterior (Fig. 3).

La datación geocronológica por K-Ar de dos muestras de arcilla de falla asociadas a este evento (Antón, 2003) así como los resultados obtenidos en zonas próximas (Sistema Central) mediante el estudio de trazas de fisión en apatitos (De Bruijne, 2001) indican que la compresión NE-SO fue activa durante el Cretácico. Adicionalmente, el hecho de que las orientaciones de las fallas que afectan a la alterita mesozoica coincidan con las de las fallas compatibles con este campo de paleoesfuerzos, permitiría afirmar que esta orientación de compresión continuaba siendo activa a comienzos del Cenozoico (Antón, 2003).

Campo de Paleoesfuerzos N-S

El campo de paleoesfuerzos N-S es el que se ha obtenido en un número mayor de estaciones (37). Al igual que en los casos anteriores, la compresión N-S está representada por tensores en régimen de desgarre, extensionales y por un único tensor de tipo compresivo. En todos los casos, las direcciones de acortamiento oscilan entre NNO-NNE (Fig. 4).

Las fallas compatibles con este campo de paleoesfuerzos son de tipo normal, normal-direccional y desgarres, con orientaciones NO-SE y sentido de movimiento dextroso, y NE-SO, con sentido de movimiento sinistroso. Estas orientaciones corresponden a las grandes estructuras de orientación N-S a NE-SO que compartimentan las fallas E-O a SSE, compatibles con el campo de paleoesfuerzos E-O.

La determinación de la edad de actuación de este campo de paleoesfuerzos se ha apoyado, principalmente, en una serie de estaciones cinemáticas cuyas medidas se habían tomado sobre materiales cenozoicos del borde oeste de la Cuenca del Duero (Antón, 2003). En estas estaciones, el movimiento de las fallas medidas en campo, asociadas a la compresión N-S, se registraba sobre una silicificación datada en 58 Ma (Paleoceno superior). Éstas junto con otras evidencias de actividad tectónica cenozoica en el área indican que, en el Domo del Tormes, el campo de paleoesfuerzos N-S ha sido activo durante parte del Paleógeno y hasta el Pleistoceno.

DEFORMACIÓN ACTUAL

La sismicidad registrada en el Domo del Tormes pone de manifiesto la existencia de una cierta actividad tectónica. Para su análisis se ha tenido en cuenta, la información procedente del Catálogo de Sismos Próximos del IGN y dos mecanismos focales, calculados por el Instituto Andaluz de Geofísica para dos terremotos ocurridos en enero de 2003, con magnitudes de 3.8 y 4.2 (IAG, 2003).

Los mecanismos focales obtenidos (IAG, 2003) son de tipo desgarre y los resultados del Modelo de Deslizamiento (Capote *et al.*, 1991) indican la actividad de fallas de orientación N187ºE y N192ºE, con sentido de movimiento sinistroso (Fig. 5) para direcciones de máxima compresión horizontal (D_{ey}) N2ºE y N4ºE.

Estos resultados apoyan la idea de que en el Domo del Tormes el campo actual de esfuerzos tiene una orientación

FIGURA 5. *Situación de los terremotos de las Series 2001 y 2003. Mecanismos focales de dos de los terremotos ocurridos el 12 y 23 de enero de 2003. Las lineas discontinuas representan fallas y/o lineamientos estructurales y posibles alineaciones de terremotos.*

de máxima compresión horizontal N-S; coherente con el plan cinemático del campo de paleoesfuerzos N-S, activo durante el Terciario, y con las orientaciones de compresión/extensión deducidas a partir del análisis de las migraciones fluviales, para el Neógeno (Antón, 2003).

CONCLUSIONES

En la zona de estudio se han definido tres campos de paleoesfuerzos coherentes con la evolución geodinámica de la Placa Ibérica desde el Triásico hasta la actualidad. En lo que a la deformación frágil se refiere, la compresión E-O estaría relacionada con las últimas etapas de deformación hercínica (D_4), en un contexto frágil. El campo de paleoesfuerzos NE-SO se relaciona con las primeras etapas alpinas, que tuvieron lugar en el Cretácico. Esta misma dirección de compresión se mantendría hasta el Paleógeno inferior-medio. Posteriormente, la orientación de σ_{Hmax} iría rotando en sentido antihoratio hasta situarse N-S, probablemente a partir del Eoceno medio-superior y esta misma orientación de compresión parece mantenerse hasta la actualidad, como evidencian los mecanismos focales de los terremotos ocurridos al NE de Almeida (Fig. 5).

REFERENCIAS

Antón, L. (2003): *Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: el Domo del Tormes.* Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid, 195 p.

Capote, R., González Casado, J. M. y De Vicente, G. (1987) Análisis poblacional de la fracturación hercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe,* 11: 305-311.

De Bruijne, CH. (2001): *Denudation, intraplate tectonics and far field effects; an integrated apatite fission track study in central Spain.* PhD. Vrije Universiteit. Amsterdam, 164p.

Díez Balda, M.A., Vegas, R. y Gonzalez Lodeiro, F. (1990): Central Iberian Zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.* (R.D.Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlay. Berlin: 172-188.

IAG (2003) The IAG regional moment tensor Project. Instituto Andaluz de Geofísica. http://www.ugr.es/~iag/tensor/

Julivert, M., Fontboté, J., Ribeiro, A. y Navais Conde, L. E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000.000.* Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid, 113 p.

Estructuras indicativas de extensión paralela al Arco de Gibraltar: resultados preliminares

J.C. Balanyá[1], A. Crespo-Blanc[2,3], M. Díaz Azpiroz[1], I. Expósito[1] y M. Luján[2]

1 Dpto. de Ciencias Ambientales, Universidad Pablo de Olavide, Cra. de Utrera km 1, 41013 Sevilla. jcbalrou@dex.upo.es, mdiaazp@dex.upo.es, iexpram@dex.upo.es

2 Dpto. de Geodinámica, Campus Fuentenueva s/n, 18071 Granada. mlujan@ugr.es

3 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra CSIC-UGR, 18071 Granada. acrespo@ugr.es

ABSTRACT

Mediterranean arcs shows extremely arcuate mountain chains surrounding back arc extensional basins. In particular, the curvature of the Gibraltar Arc reaches approximately 150 km^{-1} in its western segment, whose structural trend is defined by the Miocene fold-and-thrust belt (South Iberian paleomargin and Flysch Trough units) and the tectonic boundary of the Alboran Domain, i.e. the hinterland of the Betic and Rif chains. A structural revision of the westernmost part of this Arc reveals various type of structures which accommodated arc-parallel stretching during its building. These are: a) transfer zones affecting the main thrust systems; b) extensional and oblique-slip faults, some of them being active within two foreland folding episodes; and c) conjugate strike-slip faults that affect the Alboran Domain mountain front. We conclude that within the deformed foreland, a great part of extensional fault systems may be considered as a result of arc-parallel stretching rather than connected with back-arc extension.

Key words: *Gibraltar Arc, structural trend, arc-parallel stretching.*

INTRODUCCIÓN

Las evidencias de extensión tras arco simultánea al desarrollo de orógenos arqueados con un radio de curvatura muy pequeño es uno de los rasgos más característicos de las cadenas alpinas perimediterráneas. Este es el caso del sistema Arco de Gibraltar/Cuenca de Alborán.

Con el ánimo de hacer un inventario de estructuras eficaz para discutir el modo en el que han operado diferentes mecanismos de partición de la deformación durante la generación del Arco de Gibraltar, el propósito de este trabajo atiende a tres aspectos: a) identificar los elementos principales constitutivos de las directrices estructurales arqueadas de la megaestructura; b) discutir algunos aspectos del pattern general y de sus diferentes dominios estructurales; c) plantear algunos aspectos preliminares de cara a desvelar indicios de extensión paralela al arco.

MARCADORES Y PATRÓN DE DISTRIBUCIÓN DE LAS DIRECTRICES ESTRUCTURALES

La evolución orogénica del Arco de Gibraltar está principalmente controlada por la superposición, durante el Mioceno, del Dominio de Alborán (*hinterland* mayormente metamórfico) sobre los paleomárgenes Sudibérico (Unidades Subbéticas y Prebéticas) y Norteafricano (Unidades Rifeñas). En el curso de ello se obliteró un surco profundo cuyo relleno sedimentario se reconoce actualmente en el Complejo alóctono del Surco de Flyschs. En orden a la consecución de los objetivos antes planteados, consideramos cuatro tipos principales de elementos constitutivos de la fábrica orogénica arqueada (Fig. 1):

Frente Montañoso del Dominio de Alborán y estructuras relacionadas

Este frente está mayormente controlado por la traza del Cabalgamiento de Gibraltar (CG), que corresponde al límite inferior del Dominio de Alborán. El CG y otras estructuras asociadas han sido afectados en el Mioceno Medio por estructuras extensionales que evidencian una inversión tectónica general (García-Dueñas *et al.*, 1992).

Trazas de cabalgamientos y trazas axiales de pliegues de edad Mioceno en las unidades del Dominio Sudibérico y del Surco de Flyschs

Alrededor del Dominio de Alborán se desarrolla un cinturón deformado de 75-150 km de anchura que incluye unidades pertenecientes tanto al Dominio Sudibérico (Subbético y Prebético) como al Dominio del Surco de Flyschs. Los pliegues y cabalgamientos tienen una edad que abarca distintos intervalos del Mioceno, según sectores (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Luján *et al.*, 2000).

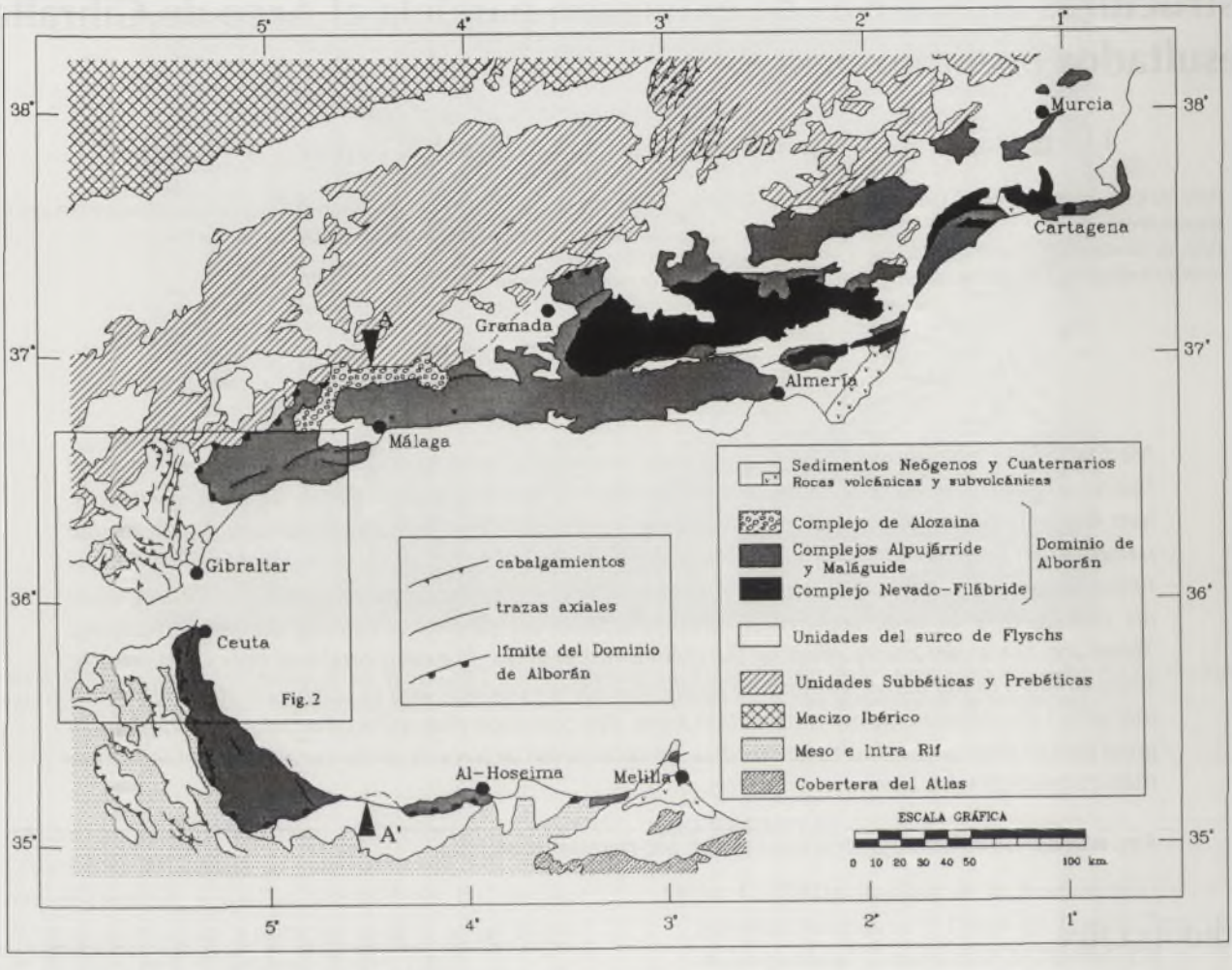


FIGURA 1. *Mapa tectónico del Arco de Gibraltar.*

Trazas axiales de edad Mioceno Superior (Plioceno?) dentro del Dominio de Alborá

Mientras que en los dominios adyacentes se produce acortamiento, el interior del Dominio de Alborán sufre extensión tras arco durante el intervalo Mioceno Inferior y Medio. Posteriormente, en el Mioceno Superior-Plioceno se desarrollan pliegues abiertos de gran escala. Este plegamiento afecta a los principales sistemas de fallas normales desarrollados durante el Mioceno (García-Dueñas y Balanyá, 1991; Martínez-Martínez *et al.*, 2002)

Línea de costa

La línea de costa reproduce el patrón arqueado de forma muy similar a las directrices estructurales ya descritas, estando controlada por estructuras relacionadas con la evolución Mioceno a Reciente de la Cuenca de Alborán (García Dueñas *et al.*, 1992).

Considerando los diferentes elementos constitutivos de las directrices estructurales, el Arco de Gibraltar representa un saliente (zona curva, convexa hacia el foreland; Macedo y Marshak, 1999) de primer orden con un radio de curvatura notablemente bajo (150 km para la traza del límite del Dominio de Alborán; figura 1). Dentro de esta disposición general, se reconocen distintos sectores que reproducen salientes de segundo orden. Este es el caso del segmento más occidental del Arco, compuesto por el conjunto Béticas Occidentales/Rif Septentrional (segmento A-A' de la figura 1), en el que caben destacarse las siguientes características específicas: a) el Dominio de Alborán se sitúa en posición generalmente cabalgante respecto a los restantes dominios; b) las vergencias dominantes del cinturón de pliegues y cabalgamientos son hacia el exterior, si bien dentro de los pliegues se diferencian dos grupos: uno con vergencias dominantes hacia el exterior de la cadena, de edad Mioceno Inferior-Medio y otro sin vergencias definidas, de edad Mioceno Superior (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Balanyá *et al.*, 2002); c) conformidad entre la envolvente principal de la traza del límite del Dominio de Alborán y las del resto de trazas del cinturón de pliegues y cabalgamientos.

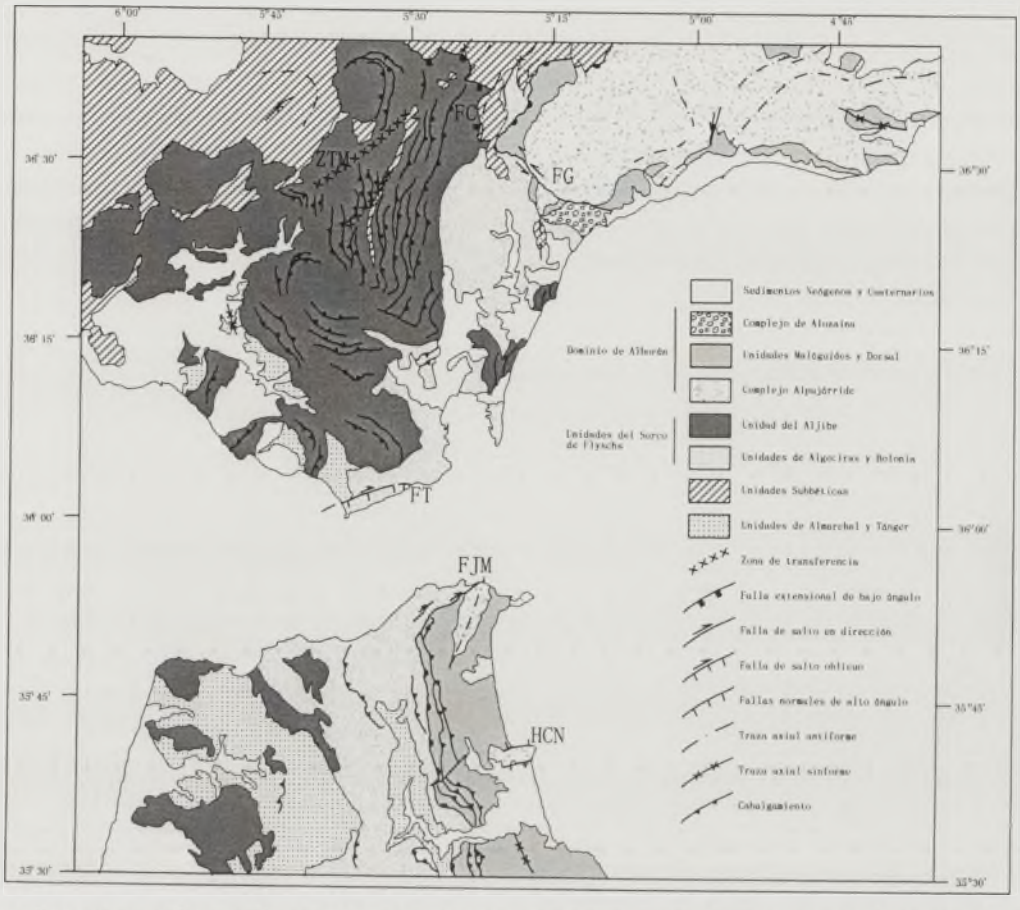


FIGURA 2. *Directrices estructurales y evidencias de estiramiento paralelo al arco en la terminación occidental del Arco de Gibraltar.*

ESTRUCTURAS INDICATIVAS DE ESTIRAMIENTO PARALELO AL ARCO

En el sector representado en la figura 2 se han identificado varios tipos de estructuras que han acomodado un estiramiento paralelo al Arco durante el mismo intervalo de tiempo en que se han generado las principales directrices arqueadas (Mioceno Inferior a tránsito Mioceno Superior-Plioceno). Los principales tipos identificados son: zonas de transferencia asociadas a sistemas de cabalgamientos, fallas extensionales de bajo ángulo, fallas de salto en dirección conjugadas, fallas oblicuas de componente normal y fallas normales de alto ángulo.

Zonas de transferencia relacionadas con los sistemas de cabalgamiento principales

En la Unidad del Aljibe se han descrito varias zonas de transferencia oblicuas a las trazas de los cabalgamientos principales y contemporáneas con ellos (final del Mioceno Inferior a Mioceno Medio). La Zona de Transferencia de La Moracha (ZTM en la figura 2), de dirección NE-SO y movimiento de componente dextral es el ejemplo más neto. La sincronía entre la ZTM y los cabalgamientos está apoyada por criterios cartográficos y por resultados de la modelización analógica de estas estructuras (Luján *et al.*, 2003).

Fallas extensionales de bajo ángulo

La Falla de Colmenar (FC en la figura 2) sirve como ejemplo. Es una falla extensional de ángulo bajo con una dirección de transporte del bloque de techo hacia el SO (Luján *et al.*, 2000), es decir subparalela a las directrices del sector donde se ubica. Es de destacar por otra parte que dicha falla corta los cabalgamientos de edad Post-Burdigaliense de la Unidad del Aljibe y se encuentra plegada por pliegues de gran radio de edad Mioceno Superior (Luján *et al.*, 2000).

Fallas de salto en dirección

Las fallas de Gaucín y Jbel Mousa (FG y FJM en la figura 2) son de este tipo. La Falla de Gaucín es una falla de salto en dirección izquierda, de dirección NO-SE, cuya edad es coincidente o posdata la de los pliegues de gran radio (Mioceno Superior) desarrollados en las unidades del Dominio de Alborán (García Dueñas y Balanyá, 1991). El desplazamiento puede estimarse en unos 6 km y la traza se pierde pocos kilómetros al W de Gaucín, por lo que puede entenderse que en esta región la falla termina y el desplazamiento es acomodado por otro tipo de estructuras.

La Falla del Jbel Mousa es una falla de salto en dirección dextra, de dirección NE-SO, que interrumpe las alineaciones estructurales de las Unidades del Dominio de Alborán en la terminación septentrional del Rif (García-Dueñas *et al.*, 1990). Esta falla corta diferentes estructuras de edad Mioceno Inferior (imbricaciones de la Dorsal) y por su orientación y sentido de movimiento parece ser sincrónica del antiforme N20ºE de edad Mioceno Superior que se desarrolla al oeste de Ceuta.

Fallas de salto oblícuo y componente normal

La Falla de Tarifa es el ejemplo (FT en la figura 2). Su dirección N70ºE ha sido generalmente interpretada como una falla dextra (García-Dueñas *et al.*, 1990, entre otros). Sin embargo, diferentes evidencias de campo indican que se trata de una falla oblícua de componente normal: estructuras S-C frágiles indicativas de descenso del bloque de techo, omisiones litoestratigráficas, orientación media de las estrías con pitchs ≥45º.

Fallas normales de alto ángulo

Están representadas por las que forman el Horst de Cabo Negro. (HCN en la figura 2). El Horst de Cabo Negro, que individualiza uno de los pocos afloramientos Alpujárrides de la parte norte del Rif, está controlado principalmente por fallas N80ºE. La dirección de extensión es N20ºW y su edad es Oligoceno Superior a Burdigaliense (Benmakhlouf y Chalouan, 1995), por tanto son sincrónicas de las estructuras que generan las trazas que definen el Arco en esa misma región.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este estudio permiten sostener las siguientes proposiciones: a) Los elementos estructurales que contribuyen al patrón arqueado se desarrollaron a lo largo de todo el Mioceno y en ellos pueden diferenciarse distintas categorías en función de su estilo, vergencia y edad. Entre ellos, los pliegues Miocenos de las Unidades del Dominio de Alborán que evidencian que este dominio no representa un *backstop* o *indenter* completamente rígido respecto al cinturón de pliegues y cabalgamientos externo. b) La porción occidental del Arco de Gibraltar, constituida por Béticas Occidentales y Rif Septentrional, constituye un saliente de 2º orden dentro del Arco orogénico completo y posee características estructurales específicas. c) El extremo occidental del Arco de Gibraltar presenta evidencias de estiramiento paralelo al Arco. Este reparto de la deformación ha sido acomodado por fallas normales de bajo y alto ángulo, sistemas conjugados de fallas de salto en dirección, y fallas de salto oblicuo y componente normal. Estas estructuras se desarrollaron durante el Mioceno a la vez que se producía el acortamiento que generó las directrices estructurales principales.

Estos resultados sugieren que muchos de los cambios de estilo tectónico en la porción occidental del Arco obedecen a mecanismos de reparto del desplazamiento y no a cambios de régimen a escala regional. De este modo, parte de las fallas extensionales del cinturón de pliegues y cabalgamientos pueden considerarse debidas a estiramiento paralelo al arco más que ligadas a extensión retroarco.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto BTE2003-05057-C02-01/02 de la DGI.

REFERENCIAS

Balanyá, J. C., Luján, M. y Crespo-Blanc, A. (2002): Folding development of Penibetic Units around the western front of the Alboran Domain. *Geogaceta*, 31: 141-144.

Benmakhlouf, M. y Chalouan, A. (1995): Evolution Néogène du bassin de Tétouan-Martil, Rif septentrional, Maroc. *Geogaceta*, 17: 98-100.

Crespo-Blanc, A. y Campos, J. (2001): Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: Extensional tectonics within the Gibraltar fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23 (10): 1615-1630.

García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1991): Fallas normales a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9: 33-37.

García-Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992): Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.

García-Dueñas, V., Esteras M., Sandoval, N. y Bahmed, A.. (1990): Mapa Tectónico del Arco de Gibraltar Escala 1:500.000. SECEG, ISBN M-17996.

Luján, M., Balanyá, J. C., y Crespo-Blanc, A. (2000): Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. *Comptes Rendus. Academie des Sciences. Paris*, 330: 631-638.

Luján, M., Storti, F., Balanyá, J. C., Crespo-Blanc, A. y Rossetti, F. (2003): Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Troug, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 25: 867-881.

Macedo, J. y Marshak, S. (1999): Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1808-1822.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome. *Tectonics*, 21: 1-20.

Estudio de la fracturación en el anticlinal de Sant Corneli en el Pirineo Catalán

J. Bausà[1], J. Mencos[1], D. Kirkwood[2], J.A. Muñoz[1], P. Arbués[1] y X. Berástegui[3]

1 Dpto. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia UB, Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona. jbausa@geo.ub.es, jmencos@geo.ub.es, josep@geo.ub.es, parbues@geo.ub.es

2 Dpto. de Géologie et de Génie Géologique, Université Laval, Sainte-Foy, Québec, G1K 7P4, Canada. dkirkwoo@ggl.ulaval.ca

3 Unitat de Geologia, ICC, Parc de Montjuic, 08038 Barcelona. xberastegui@icc.es

ABSTRACT

A fracture study was undertaken in the Sant Corneli anticline of the Spanish Pyrenees in order to decipher the genetic relationship between folding, faulting and fracture development. A deeper understanding of the mechanical significance of fractures and their development is required to make predictions as to the distribution of fractures in subsurface reservoirs. The fracture study was conducted mostly in Upper Cretaceous limestones and calcarenites. Detailed field surveys of outcrop scale fractures on selected exposures were used to characterize the fracture pattern within the San Corneli anticline. The anticline is a S verging, W-plunging fault-propagation fold that formed above the Bóixols thrust fault in the Central Pyrenees. In the study area, the Sant Corneli anticline measures 3 km across and is characterized by a steeply-dipping to vertical south limb and a gently-dipping north limb. The field example will be used to predict fracture distribution and build a 3D fracture model in conjunction with a 3D structural model. The modeling methodology will then be applied to subsurface examples in order to predict fracture distribution at depth in reservoir units in similar fault-propagation fold geometries.

Key words: *Pyrenees, Fractures, Fault-propagation Fold, 3D reconstruction.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de la fracturación asociada a pliegues ha adquirido últimamente una especial relevancia debido a sus implicaciones para la mejor comprensión de los reservorios fracturados. Estos estudios se han impulsado además a partir de la disponibilidad de herramientas de construcción de modelos en 3D.

Este estudio trata de la fracturación en el anticlinal de Sant Corneli, situado en la vertiente Sur de los Pirineos Centrales, con el objetivo de deducir las relaciones genéticas entre plegamiento, formación de fallas y desarrollo de fracturas. Para caracterizar y entender mejor la estratigrafía regional y las relaciones estructurales del anticlinal de Sant Corneli, se ha realizado una reconstrucción de su geometría en tres dimensiones. Combinado con el estudio de fracturación, la reconstrucción 3D muestra la relación entre la geometría del pliegue y los conjuntos de fracturas, ayudando a explicar la evolución de la estructura.

El anticlinal de Sant Corneli se encuentra situado en el margen Sur de la lámina cabalgante de Bòixols, emplazada durante el Cretácico Superior (Muñoz, 1992). Se ha definido como un pliegue de propagación de falla desarrollado en el frente del cabalgamiento de Bòixols, e involucra materiales mesozoicos (Garcia-Senz, 2002). El anticlinal tiene una dirección Este-Oeste y su geometría, longitudinal y transversalmente, varía a lo largo de su traza. Con una inclinación de su eje hacia el Oeste, el pliegue define una terminación periclinal en la zona donde se ha realizado el estudio (Fig. 1).

El estudio de fracturación se ha realizado mayoritariamente en calizas y calcarenitas del Cretácico superior, interpretadas como facies de plataforma somera. Para caracterizar la orientación de las fracturas y distinguir entre diferentes familias se han realizado medidas en afloramientos seleccionados. El estudio de fracturación se respalda con la observación detallada de relaciones geométricas y cronológicas entre los diferentes elementos estructurales (por ejemplo fracturas, fallas, pliegues y clivaje). Este paso es necesario para establecer las relaciones genéticas entre fracturas y eventos de formación de fallas y pliegues.

RECONSTRUCCIÓN 3D

El objetivo de la reconstrucción presentada es definir la geometría en superficie de la terminación del anticlinal de Sant Corneli, aportando nuevos datos para la interpretación estructural y estratigráfica de la estructura. Esta reconstrucción se ha realizado a partir de datos de campo sobre los cuales se ha realizado un análisis geométrico tridimensional de la estructura.

Los datos de campo se han trasladado a un entorno 3D y georeferenciado. En este entorno se ha realizado el análisis

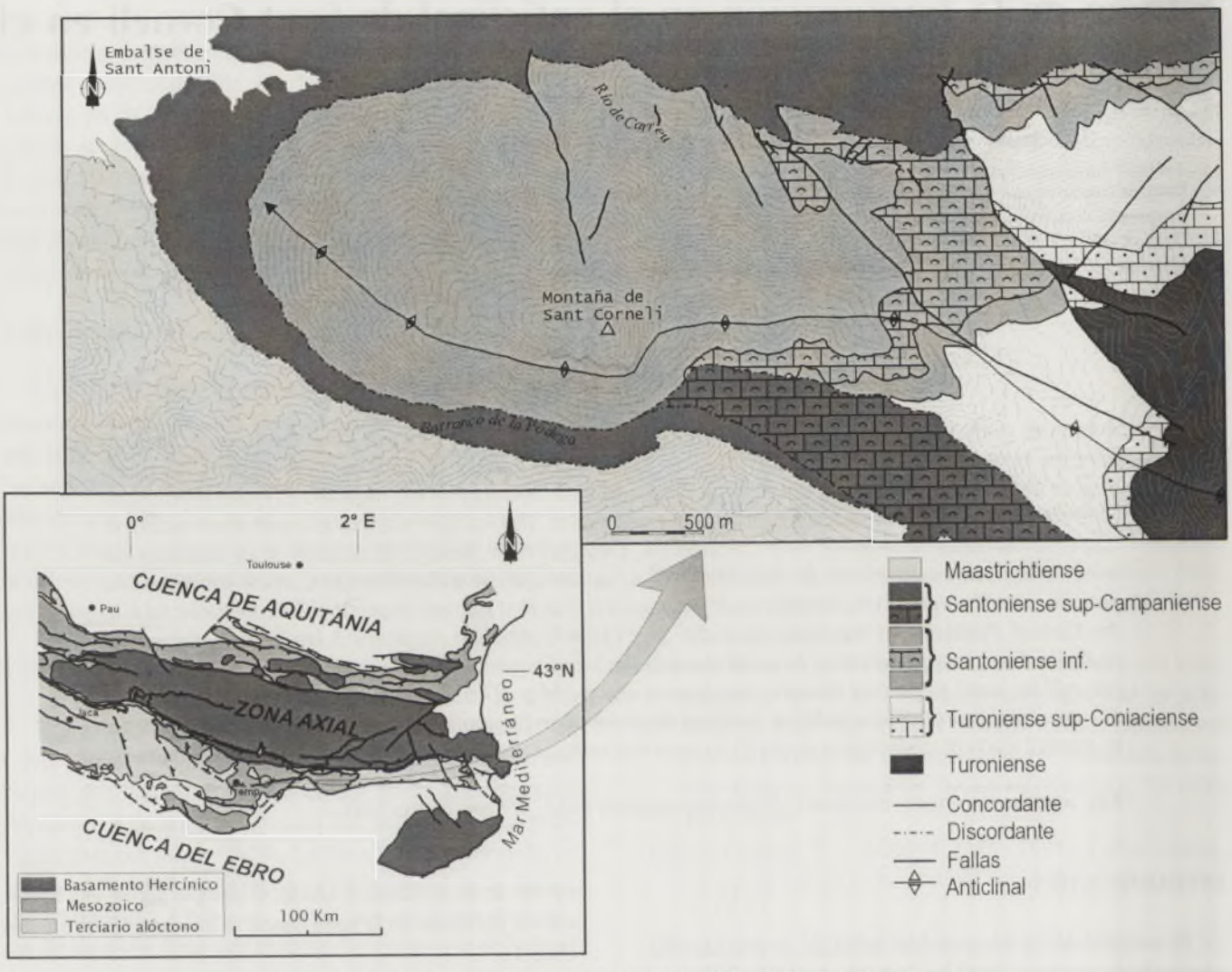


FIGURA 1. *Situación geográfica y marco geológico del anticlinal de Sant Corneli.*

estructural, para definir la geometría del pliegue y generar un modelo geométrico de referencia que tenga en cuenta las características estructurales y estratigráficas más importantes de la estructura. A partir de este modelo, se han reconstruido diferentes horizontes estratigráficos y las fallas que los limitan.

De la reconstrucción 3D y las observaciones de campo se desprende que el anticlinal de Sant Corneli es un pliegue asimétrico de propagación (*fault-propagation fold*) con eje E-O y un flanco frontal verticalizado, invertido en algunos puntos (Fig. 2).

El flanco Sur (frontal) tiene un buzamiento medio de 60º, mientras que el flanco Norte tiene valores alrededor de los 28º. Estos valores definen un plano axial con un buzamiento de 70º hacia el Norte.

El pliegue está afectado por diversas fallas normales, desarrolladas especialmente en el flanco Norte de la estructura. Estas fallas tienen desplazamientos de entre 50 y 100 m y direcciones entre 120º y 175º N. Mayoritariamente tienen buzamientos fuertes hacia el W (alrededor de los 70º).

ESTUDIO DE FRACTURACIÓN

El estudio de la fracturación en el anticlinal de Sant Corneli se ha llevado a cabo en cinco afloramientos distribuidos alrededor del anticlinal y de una calidad suficiente para realizar un estudio de estas características. La técnica utilizada fue la de la *scan-line* (LaPointe y Hudson, 1985). Se obtuvieron un total de 1165 datos de fracturas. Con estos datos se llevó a cabo el estudio de las orientaciones de las principales familias de fracturas (Fig. 2). También se analizaron las relaciones temporales entre las diferentes familias de fracturas en situaciones puntuales.

Con los datos obtenidos se ha podido diferenciar cinco familias de fracturas con las siguientes orientaciones: 1: NNO-SSE, 2: NE-SO, 3: ENE-OSO, 4: ESE-ONO y 5: N-S. También se han localizado dos familias de fallas normales-direccionales de desplazamiento muy pequeño en el flanco Norte del anticlinal de dirección NNO-SSE y NE-SO. El *pitch* de las estrías de estas

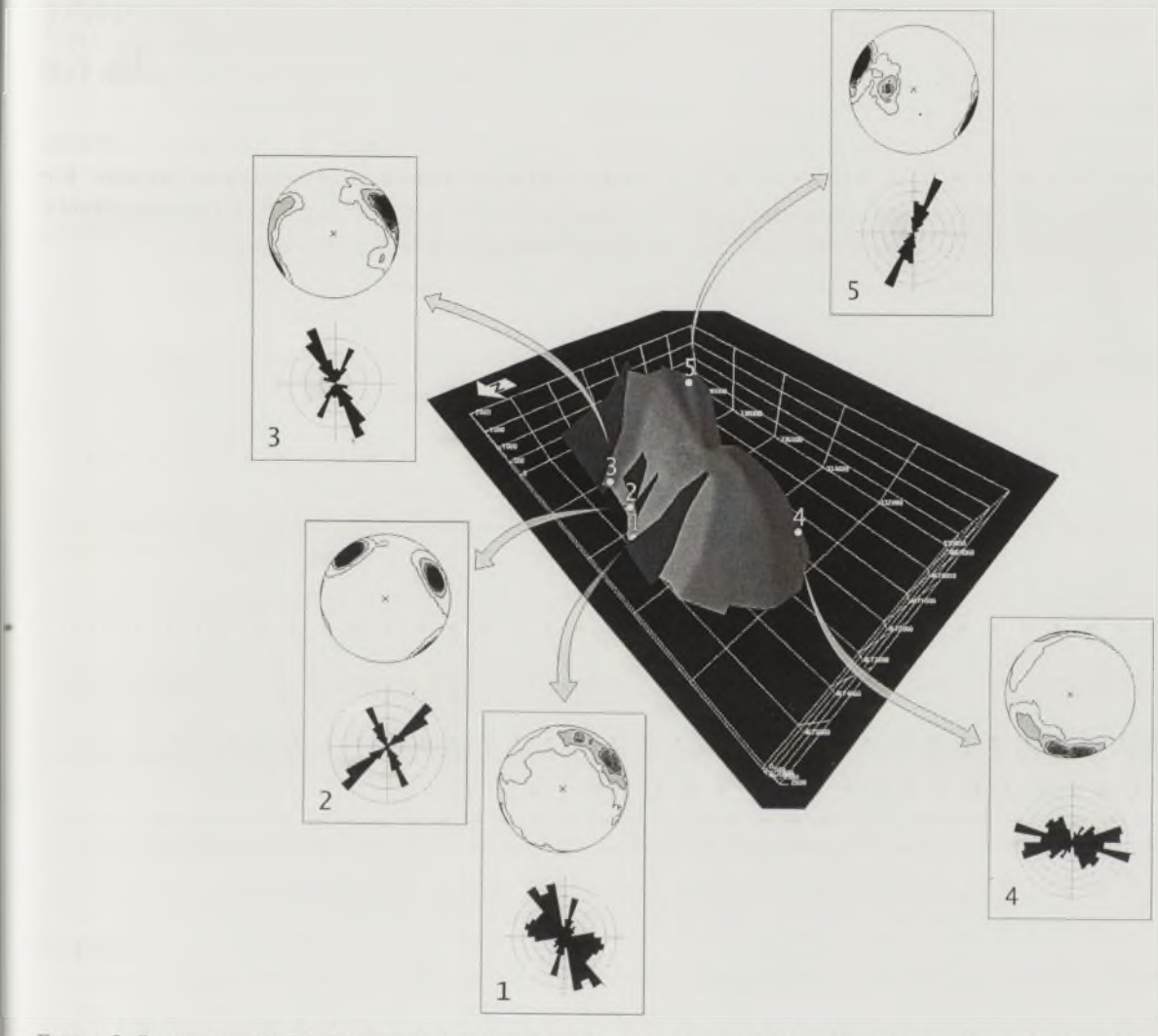


FIGURA 2. *Reconstrucción 3D del anticlinal de Sant Corneli con la situación de las diferentes estaciones donde se ha medido la fracturación y los resultados obtenidos.*

fallas es siempre alrededor de 60° hacia el Sur. Al rotar la falla para restituir el plegamiento, el pitch de estas estrías pasa a ser alrededor de 90°, siendo entonces las fallas completamente normales. En cuanto a las relaciones temporales se ha podido deducir que las familias 1 y 2 son anteriores a las demás familias. Una vez se han rotado los datos para restituir el plegamiento se ha podido observar que la concentración de los puntos en proyecciones estereográficas es mayor que en el estado original, razón por la cual se ha deducido que todas ellas son anteriores al plegamiento.

Con todos los datos analizados se ha deducido que esta zona ha experimentado como mínimo dos episodios de fracturación. El primer es pre-plegamiento y conlleva la generación de fallas normales de dirección NNO-SSO y NE-SO y la formación de las familias 1 y 2. El segundo corresponde a una etapa sin-plegamiento y genera primeramente la aparición de la familia 3, 4 y 5 y seguidamente la formación del anticlinal. A partir de la observación de las relaciones temporales y las orientaciones de las diferentes familias de fracturas se ha llegado a la conclusión que las familias 1 y 2 ya estaban presentes en el momento de la formación del pliegue y actuaron como *shear fractures* durante el desarrollo de éste. Las familias 3 y 4 corresponden a fracturas extensionales (*joints*) relacionadas con la formación del pliegue (familia de dirección *a0c* de Hancock, 1985), también llamadas longitudinales. La familia 5 corresponde a fracturas extensivas transversales (familia *0bc* de Hancock, 1985).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por llos proyectos MARCONI: REN 2001-1734-CO3-03 y CARES: BTE 2001-3650 del MCyT y se ha desarrollado dentro del Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, 2001 SGR 0074, del Comissionat d'Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Garcia-Senz, J. (2002): Cuencas extensivas del cretácico inferior en los Pirineos Centrales, formación subsecuente inversión. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 310 p.

Hancock, P.L. (1985): Brittle microtectonics principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 437-457.

La Pointe, P.R.y Hudson, J.A. (1985): Characterization and interpretation of rock mass joint patterns. *Geological Society of America*, Special Publication 199, 37 p.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section. En: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay y P. G. Buchanan, Eds.). Chapman & Hall, London, 235-246.

¿Afecta la extensión sin-orogénica a la sismogénesis interplaca en el prisma de acreción de Cascadia (Noroeste de EEUU)?

G. Booth-Rea y D. Klaeschen

IFM-GEOMAR, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Wischhofstrasse 1-3, D-24148 Kiel (Alemania).
gbooth@ifm-geomar, dklaeschen@ifm-geomar

ABSTRACT

The Cascadia margin is an example where extension is found in a convergent scenario, locally affecting the shallower levels (2-3 km) of the slope of the accretionary wedge. BSR-derived heat-flow determined from pre-stack depth-migrated seismic sections decreases in areas thinned by listric normal faults. This heat-flow decrease added to the thinning of the overriding plate produced by extension results in lower temperatures at the subduction thrust plane in the area where otherwise the brittle-ductile transition would take place. We suggest extension contributes to the cooling of the plate's interface by two processes: 1) by reducing the thickness of the overriding plate and 2) by promoting fluid circulation and advective heat transfer at the depths reached by the listric normal faults, above which, lower heat-flow rates are observed. This refrigeration of the plate´s interface under extended areas produces a landward migration of the brittle-plastic transition, widening the seismogenic zone and driving it closer to the shore.

Key words: *seismogenesis, extension, heat-flow, bottom-simulating reflectors, pre-stack depth-migrated seismics.*

INTRODUCCIÓN

El margen convergente de Cascadia (NO de EEUU, figura 1a) se caracteriza por tener un gradiente geotérmico muy elevado, relacionado con la edad reciente de la placa oceánica de Juan de Fuca (4-8 Ma) y con la potente cobertera sedimentaria Plio-Cuaternaria (2,5-5 km) que cubre a la placa. Esta cobertera ejerce de aislante favoreciendo la transferencia por conducción del calor procedente de la placa subducida. Por esto, se alcanzan temperaturas muy elevadas (>200 ºC) en la zona sismogenética a la base de la placa cabalgante. La capacidad sismogénica de la zona de subducción está controlada por la temperatura de la zona de cizalla principal. Normalmente, dicha temperatura debe estar comprendida entre los 150 ºC (Moore y Saffer, 2001), temperatura a la cual son efectivos procesos diagenéticos que consolidan a la roca de falla, y los 300-400 ºC, en función de la características mecánicas de las rocas que condicionan la deformación plásticas de las mismas (p. ej. Brace y Byerlee, 1970; Hyndman y Wang, 1995). Por consiguiente, las altas temperaturas alcanzadas en el cabalgamiento principal del margen de Cascadia favorecen el desarrollo de una gran zona sismogénica (Hyndman y Wang, 1995). De hecho, evidencias indirectas (p. ej. deformación elástica, estudios de paleosuelos intercalados con barras arenosas producidas durante subsidencia post-sísmica o el registro histórico de tsunamis en Japón) indican la existencia de una enorme zona sismogénica bloqueada capaz de producir sismos destructivos (M>8) con una recurrencia de varias centenas de años (p.ej. Hyndman y Wang, 199; Satake *et al.*, 1996; Clague, 1997).

El margen de Cascadia es además un magnífico ejemplo donde la extensión mediante fallas lístricas adelgaza a un prisma orogénico. Estas fallas (Fig. 1b) alcanzan profundidades de 2-3 km bajo el fondo marino en el talud superior del prisma de acreción (McNeill *et al.*, 1997). Las fallas extensionales constituyen un efectivo sistema para provocar la circulación de fluidos (Sibson, 1990) y para enfriar rocas metamórficas en el bloque de muro de las fallas (Morris y Anderson, 1998).

Aquí presentamos perfiles sísmicos de reflexión profunda migrados en profundidad representativos del talud del margen de Cascadia en el Estado de Washington. Estos perfiles discurren tanto por áreas extendidas como no extendidas del talud (Fig. 1b) y contienen reflectores formados en relación con el cambio de fase de gaseoso a sólido del metano (Bottom Simulating Reflectors, BSR), que pueden ser utilizados para determinar el flujo de calor. Estos datos muestran la posibilidad de que la tectónica extensional sin-orogénica tenga un efecto sobre la temperatura en el contacto entre placas y por tanto puedan afectar a la posición y extensión de la zona sismogénica.

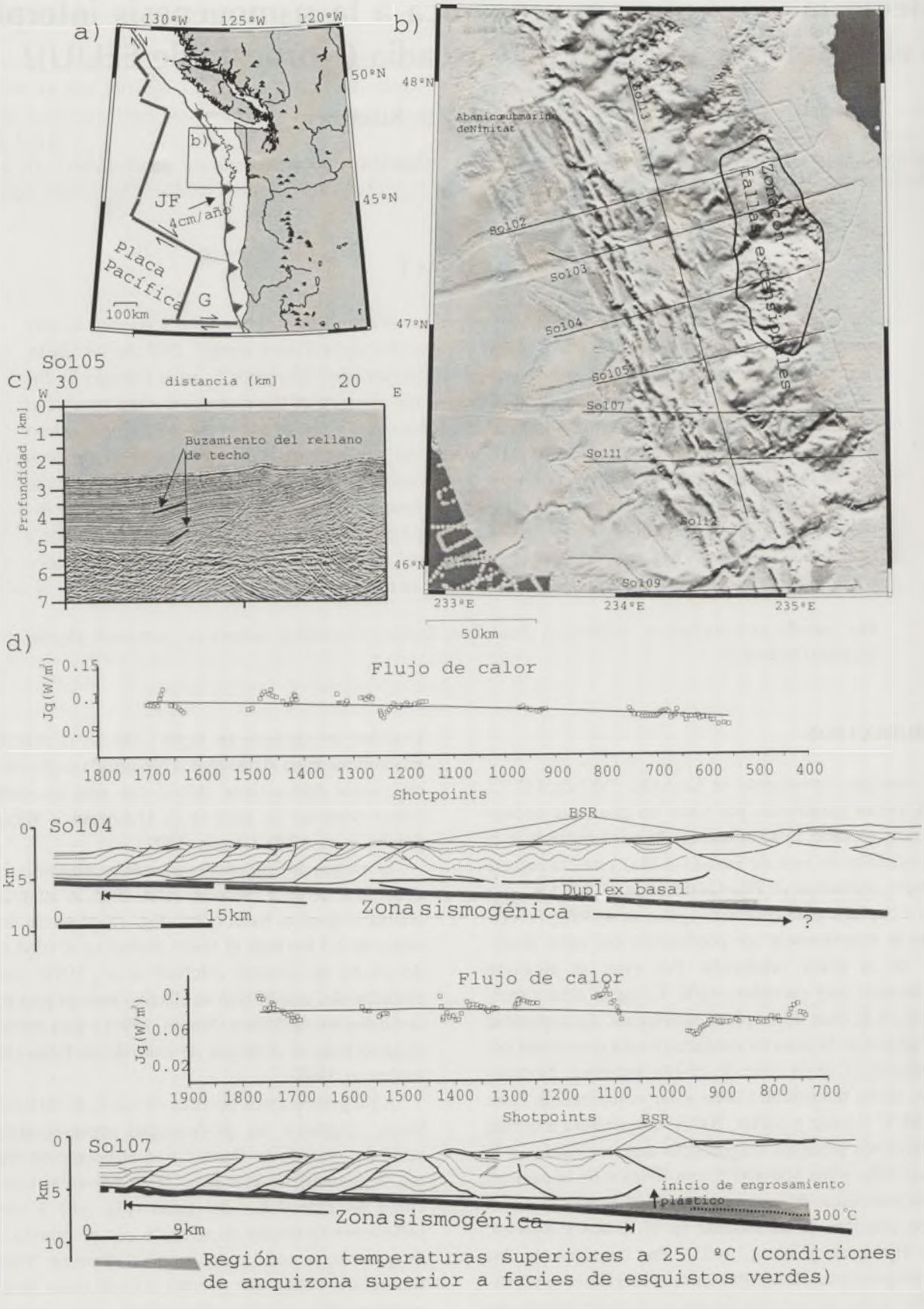


FIGURA 1. *a) Esquema general del margen de Cascadia. JF, placa de Juan de Fuca, G, microplaca Gorda; b) localización de los perfiles sísmicos analizados, indicando la zona del talud de Cascadia afectada por extensión sin-orogénica; c) ejemplo de falla inversa en el frente del prisma, obsérvese el aumento del buzamiento en profundidad de las capas correspondientes al rellano de techo de la falla; d) estructura del margen de Cascadia (compensada) interpretada de perfiles sísmicos migrados en profundidad junto con los resultados de flujo de calor.*

LA ESTRUCTURA DEL MARGEN DE CASCADIA

La estructura del margen de Cascadia muestra variaciones tanto laterales como en la vertical. En una sección ENE-OSO transversa al margen se observan dos cuñas orogénicas superpuestas, una inferior que constituye un "duplex basal" vergente hacia el oeste a la que se superpone un abanico de fallas inversas retrovergentes que se despegan en el cabalgamiento de techo del duplex (Fig. 1c). En el abanico de fallas inversas retrovergentes se observa un aumento en el buzamiento de los rellanos de techo de las fallas inversas situados sobre rampas infrayacentes (Fig. 1c). El acortamiento diferencial en profundidad se evidencia también al balancear y restaurar los perfiles utilizando el *software* GEOSEC, de tal modo que se observa una pérdida de área sistemática en la formación sedimentaria más profunda del prisma. Se pueden diferenciar cuatro dominios estructurales distintos en el prisma. Comenzando por el frente de deformación, se observa: 1) una zona con cabalgamientos retrovergentes hacia la costa, 2) una zona triangular, 3) un área de pliegues despegados y 4) un área afectada por cabalgamientos fuera de secuencia que incluye al cabalgamiento principal de Cascadia. Entre las regiones 3 y 4 el cabalgamiento de techo del duplex se encuentra plegado, levantado y cortado por las fallas fuera de secuencia que se enraízan en el despegue basal entre placas. La intersección del cabalgamiento principal de Cascadia con la superficie del prisma de acreción coincide con un ligero cambio en el ángulo de estabilidad del prisma. El cabalgamiento divide la zona de talud del margen de Cascadia en un talud inferior y uno superior más inclinado. El talud superior se encuentra localmente extendido por fallas lístricas que se observan hasta profundidades de 2-3 km bajo el fondo marino. Estas fallas se encuentran sobre reflectores más profundos, buzantes hacia tierra que se han interpretado como cabalgamientos (Perfil So104, figura 1d).

FLUJO DE CALOR Y TEMPERATURA EN LA INTERFAZ ENTRE PLACAS

El flujo de calor se ha determinado siguiendo la metodología usada por Davis *et al.* (1990) y Ganguly *et al.* (2000) un poco más al norte en el margen de Vancouver. La profundidad del BSR se ha determinado directamente de los perfiles migrados en profundidad, que representan los espesores y la posición real de los rasgos geológicos que ilustran. El flujo de calor oscila entre aproximadamente 100 mW/m^2 en el frente de deformación hasta 75-50 mW/m^2 en el talud superior del prisma. La determinación de la temperatura en la base de la placa cabalgante se ha realizado directamente utilizando valores de producción radiogénica determinados de *gamma-logs* de sondeos de ODP, el modelo de conductividad térmica usado por Davis *et al.* (1990) en el km superior del prisma y un valor constante de 1,8 W/mK en la sección infrayacente. Las temperaturas obtenidas varían entre 180-200 ºC debajo del frente de deformación hasta aproximadamente 300 ºC bajo la transición entre el talud inferior y el superior. Sin embargo, para una misma distancia desde el frente de deformación se observan variaciones en la temperatura en la zona de Benioff. De este modo en áreas no extendidas del talud superior la temperatura es del orden de 300-350 ºC mientras que a una distancia equivalente, en el área afectada por fallas extensionales, la temperatura obtenida es de 250-270 ºC.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Variaciones en la temperatura del prisma de Cascadia probablemente influyen en su estructura. De este modo, por ejemplo, el incremento del acortamiento en profundidad observado en la pérdida de área al balancear los perfiles pueda estar en relación con la mayor efectividad de mecanismos de disolución por presión debido al incremento de temperatura hacia la base del prisma donde generalmente se superan los 200 ºC. El cambio en el ángulo de estabilidad del prisma entre el talud inferior y el superior relacionado con el cabalgamiento principal de Cascadia, coincide aproximadamente con la intersección de la isoterma de los 300 ºC con la zona de Benioff (Fig. 1c). Por consiguiente, el cambio en el ángulo de estabilidad del prisma coincide con el inicio de metamorfismo en facies de esquistos verdes y de la deformación plástica de los sedimentos situados a la base de la placa cabalgante (Fig. 1c). El abandono y levantamiento del despegue a techo del duplex en esta zona podría estar en relación con el inicio de engrosamiento plástico, que puede ser un mecanismo efectivo para producir el ascenso de rocas profundas y la creación de un *backstop* dinámico. Este proceso aumentaría la resistencia del prisma, aumentando su ángulo de estabilidad y promocionando la propagación hacia el mar de cabalgamientos fuera de secuencia y por tanto contribuyendo al crecimiento del prisma de acreción. Las fallas normales en el talud superior probablemente compensan excesos locales de energía potencial generada durante el engrosamiento del prisma.

El hecho de que las temperaturas obtenidas bajo el área afectada por extensión en el talud superior del prisma de Cascadia sean menores que en la zona adyacente no extendida y con mayor relieve, podría apoyar la idea de que la extensión ha inducido un descenso de la temperatura en la zona de Benioff. Este descenso en la temperatura, del orden de 50-75 ºC, podría representar un desplazamiento horizontal de la transición dúctil-frágil hacia la costa de aproximadamente 15 km, lo cual expandiría las dimensiones de la zona sismogénica en este margen.

La extensión en el prisma contribuiría al enfriamiento de la zona de Benioff mediante dos mecanismos distintos: a) el primero de ellos consistiría en la reducción del espesor de la placa cabalgante. Esto produciría inicialmente un aumento del gradiente geotérmico, sin embargo la relajación posterior de dicho gradiente enfriaría la zona de Benioff; b) el segundo proceso, quizás más importante estaría relacionado con la

circulación de fluidos a favor de las fallas normales, lo que permitiría la advección de calor en los 2-3 km superficiales del prisma, aumentando el gradiente geotérmico en la sección cortical infrayacente. La tendencia a la recuperación del gradiente geotérmico inicial provocaría el enfriamiento en la zona de Benioff y el consiguiente ensanchamiento de la zona sismogenética.

REFERENCIAS

Brace, W. F., y Byerlee, J. D. (1970): California eathquakes: why only shallow focus? *Science,* 168: 1573-1575.

Clague, J. J. (1997): Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Reviews of Geophysics*, 35: 439-460.

Davis, E. E., Hydman, R. D. y Villinger, H. (1990): Rates of Fluid Expulsion Across the Northern Cascadia Accretionary Prism: Constraints From New Heat Flow and Multichannel Seismic Reflection Data. *Journal of Geophysical Research*, 95: 8869-8889.

Ganguly, N., Spence, G. D. Chapman, N. R. y Hydman, R. D. (2000): Heat flow variations from bottom simulating reflectors on the Cascadia margin. *Marine Geology*, 164: 53-68.

Hyndman, R. D. y Wang, K. (1995): The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime. *Journal of Geophysical Research*, 100: 22.133-22.154.

McNeill, L. C., Piper, A. Goldfinger, C. Kulm, L. V. D. y Yeats, R. S. (1997): Listric normal faulting on the Cascadia continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 102: 12.123-12.138.

Moore, J. C. y Saffer, D. (2001): Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, 29: 183-186.

Morris, J. y Anderson, J.L. (1998): Footwall refrigeration of a detachment fault: implications for the thermal evolution of core complexes. *Science*, 279: 63-66.

Satake, K., Shimazaki, K. Tsuki, Y. y Ueda, K. (1996): Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records of January 1700. *Nature*, 379: 246-249.

Sibson, R.H. (1990): Conditions for fault-valve behaviour. En: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (R.J. Knipe y E.H. Rutter, Eds.). Geological Society Special Publication, 54: 15-28.

El papel de la inversión tectónica en la estructura de la Cordillera Oriental de los Andes del norte de Argentina

N. Carrera[1], J.A. Muñoz[1], R. Mon[2], E. Roca[1], A. Vega[2] y F. Sàbat[1]

1 Dpto. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. nuria@geo.ub.es, josep@geo.ub.es, sabat@ub.edu, eduard@geo.ub.es

2 Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucuman, c. Miguel Lillo 205, Tucuman (Argentina).

ABSTRACT

This paper is aimed to evaluate the role played by the inversion tectonics in the Cordillera Oriental of NW Argentinean Andes. In this area Andean structures involve the Precambrian basement and the Cretaceous series showing strong facies and thickness changes. N-S trending thrusts of the Cordillera Oriental truncate obliquely the Cretaceous extensional faults. Analysis of the observed faults and their relationships with the Cretaceous synrift sequences demonstrate a NW-SE trending orientation for the main extensional faults as well as a subordinated NE-SW system. This orientation fits with the general structural trend inferred from the isopach map of the synrift sequences. As a result of the obliquity between the extensional and contractional faults, inversion geometries are only locally significative. They control the development of thrust re-entrants and salients at different scales. Along these oblique structures inversion geometries are observed such as reactivated faults, basement short-cuts and related folds. These folds show interference patterns with the general N-S trending of the contractional structures.

Key words: *Inversion tectonics, Argentina, Andes, oblique inversion*

INTRODUCCIÓN

El estilo estructural de los Andes del NO de Argentina está condicionado por diversos factores. Entre los que se han invocado como predominantes cabe destacar el ángulo de buzamiento de la placa subducida, las variaciones litológicas laterales y verticales tanto en el zócalo como en la cobertera y la existencia de estructuras previas (Allmendiger *et al.*, 1983). Ultimamente las características estructurales de la Cordillera Oriental (Fig. 1) se han considerado determinadas por la reactivación andina de la cuenca extensiva cretácica de Salta (Grier, *et al.*, 1991; Heredia *et al.*, 1997).

En este trabajo se evalúa el efecto de la inversión tectónica de las cuencas mesozoicas en la estructura andina de la Cordillera Oriental. Se argumenta el papel de la inversión tectónica a todas las escalas, siendo la más evidente la escala local y cartográfica y la menos manifiesta la escala regional.

MATERIALES

Las estructuras de la Cordillera Oriental afectan a los materiales del zócalo y de la cobertera mesozoica y cenozoica.

El zócalo está constituido por una secuencia gresopelítica de edad Precámbrico-Cámbrico inferior (Fm Puncoviscana), deformada y metamorfizada durante el Paleozoico inferior (Mon, 1976). Estos materiales han sido intruídos por granitos de edad cámbrica y ordovícica. En la transversal estudiada la Fm Puncoviscana se caracteriza por un metamorfismo de bajo a muy bajo grado y por la poca presencia de intrusiones graníticas. Estas aumentan hacia el SO paralelamente con el aumento del grado metamórfico.

La cobertera es potente y discordante sobre el zócalo. El Subgrupo de Pirgua del Grupo de Salta forma parte de la cobertera y está constituido por una serie aluvial-fluvial *sinrift* cretácica (Salfity y Marquillas, 1994). Su carácter *sinrift* determina la variabilidad de sus facies y de su potencia. En la zona estudiada las máximas potencias se encuentran al oeste (cuencas de Pucará y de Brealito) y al sur (Río de las Conchas) donde se observan acumulaciones de brechas. Los materiales del Subgrupo de Pirgua incluyen rocas volcánicas de afinidad alcalina.

La serie *postrift* está caracterizada por dos unidades cartográficas: una lacustre en la base (Subgrupo Balbuena) y una fluvial a techo (Subgrupo Santa Bárbara). Los materiales del Subgrupo Balbuena, de edad Maastrichtiense, recubren directamente el zócalo al norte de la zona estudiada (Fig. 1). Este Subgrupo incluye en su base las calizas de la Formación Yacoraite que representan un excelente nivel guía, fácilmente identificable entre los materiales fluviales infra y suprayacentes. Los materiales fluviales del Subgrupo de Santa Bárbara tienen una edad Paleoceno-Eoceno. Al sur del Río de las Conchas estos reposan directamente sobre el zócalo (Fig. 1).

FIGURA 1. *a) Situación del área estudiada; b) Mapa geológico simplificado del área estudiada con la ubicación del corte A-B; c) Corte geológico A-B transversal a las estructuras andinas.*

Por encima de los materiales *postrift*, el Grupo Payogastilla representa a los materiales sinorogénicos, fluviales, de edad Mioceno-Plioceno. Consta de una potente serie (de hasta 6.000 m) discordante por encima de las formaciones infrayacentes (Jordan *et al.*, 1987).

No existe un nivel de despegue diferenciado entre el zócalo y la cobertera o dentro de la cobertera.

ESTRUCTURA

La Cordillera Oriental se caracteriza por un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección predominante N-S que afecta todos los materiales anteriormente descritos (Vergani y Starck, 1989). Se observan además estructuras de dirección NO-SE en el sector occidental de la zona estu-

diada y estructuras de direción NNE-SSO en el sector oriental (Fig. 1). Uno de los aspectos más llamativos es el predominio de estructuras vergentes hacia el traspaís (O). El buzamiento de las capas y de las fallas es elevado; los pliegues son apretados y presentan flancos invertidos y adelgazados, son de propagación de falla o involucran al zócalo y están asociados a un sistema de cabalgamientos. Los materiales sinorogénicos del bloque inferior de los cabalgamientos a menudo muestran un sinclinal en las inmediaciones de la falla. Esta disposición geométrica conjuntamente con la presencia de flancos invertidos en el bloque superior de los cabalgamientos indica que el desplazamiento máximo de estos es pequeño (Fig. 1). Uno de los problemas consiste en conocer la disposición inicial de los cabalgamientos y en saber si su elevado buzamiento es el resultado o no de un basculamiento posterior.

El sector central de la zona estudiada está caracterizado por extensos afloramientos de los materiales *sinrift* del Subgrupo de Pirgua. En los sectores meridional-oriental y septentrional estos materiales son inexistentes y allí las series *postrift*, o los materiales sinorogénicos reposan directamente sobre el zócalo. Esta configuración conjuntamente con el hecho de que la sucesión estratigráfica muestra diferencias bruscas a ambos lados de los cabalgamientos principales demuestra que la estructura está controlada por la inversión tectónica de las cuencas extensivas cretácicas. Sin embargo, la disposición cartográfica de los materiales *sinrift* y sus isopacas (Salfity y Marquillas, 1994) y la orientación de las estructuras extensivas observadas o deducidas demuestran la oblicuidad entre éstas y las estructuras contractivas desarrolladas durante la etapa andina. La cuestión que se plantea es hasta que punto la inversión de las estructuras extensivas ha controlado el estilo estructural de la Cordillera Oriental dada su oblicuidad con las estructuras contractivas subsecuentes.

ESTRUCTURAS DE INVERSIÓN

En el sector meridional y oriental los cabalgamientos N-S se disponen según una geometría escalonada y muestran tramos oblicuos de orientación NO-SE (Fig. 1). Estos tramos oblicuos se corresponden con zonas donde la serie del Subgrupo Pirgua de su bloque superior es muy potente y está constituida mayoritariamente por brechas. En el bloque superior de uno de estos cabalgamientos oblicuos, el de Pucará (Fig. 1), hay bloques de zócalo de dimensiones hectométricas separados de los materiales cretácicos por fallas extensivas de dirección NNO-SSE y NE-SO. Estos bloques de zócalo se han interpretado como estructuras de *short-cut* de fallas extensivas mesozoicas. También se han observado estructuras de *short-cut* en el cabalgamiento de Las Conchas y en el de Luracatao; todas ellas se sitúan en las zonas de relevo entre tramos oblicuos y tramos frontales de los cabalgamientos.

Las estructuras previamente descritas, así como sus relaciones con la serie *sinrift* demuestran que los cabalgamientos andinos reactivan fallas extensivas previas de dirección NO-SE que limitaban un sistema de cuencas. La oblicuidad entre las fallas extensivas y la dirección de acortamiento E-O posterior determina la formación de entrantes y salientes en el sistema de cabalgamientos.

En el sector oriental de la zona estudiada, los cabalgamientos de dirección NE-SO a NNE-SSO pueden así mismo reflejar la reactivación de fallas extensivas con esa misma orientación, tal como se desprende de la observación del mapa geológico a una escala menor.

Los pliegues son a grandes rasgos subparalelos a los cabalgamientos, excepto en las zonas con cabalgamientos oblicuos donde, por lo general, los pliegues se mantienen N-S. No obstante, también existen pliegues paralelos a los cabalgamientos oblicuos y, consecuentemente, paralelos a las fallas extensivas reactivadas. Estos pliegues oblicuos determinan la formación de figuras de interferencia tanto a escala hectométrica como kilométrica. La interferencia de pliegues observada al SE de Angastaco, afectando a los materiales sinorogénicos del Grupo de Payogastilla (Fig. 1), podría ser el resultado de la existencia de un cabalgamiento oblicuo profundo en continuidad con el cabalgamiento de Las Conchas y cuyos pliegues oblicuos asociados se interfieren con los pliegues N-S. Estas figuras de interferencia han sido explicadas previamente como debidas a la superposición de dos fases tectónicas (Grier *et al.*, 1991; Marret *et al.*, 1994). Así mismo, figuras de interferencia entre pliegues N-S y pliegues E-O se han descrito al NO del sector estudiado.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estilo estructural de la zona estudiada está controlado por la inversión del sistema de fallas extensivas de la cuenca cretácica de Salta y por la ausencia de niveles de despegue. El primero de estos factores determina la localización y la geometría de las estructuras contractivas andinas. El segundo, controla fundamentalmente la forma de los pliegues asociados a los cabalgamientos. Sin embargo, es de destacar que la oblicuidad entre las fallas extensivas del *rift* de Salta y el sistema de cabalgamientos andinos determina que las estructuras de inversión tectónica sean solo significativas a escala local, dando lugar al desarrollo de estructuras oblicuas en el sistema de cabalgamientos. El efecto limitado de la inversión tectónica a escala cortical también se pone de manifiesto por el hecho de que las cuencas cretácicas del *rift* de Salta se observan no únicamente en diversas unidades estructurales de los Andes, sino que también son presentes en su antepaís.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado mediante el proyecto DGSIC BTE2000-0571 y se ha desarrollado dentro del Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, 2001 SGR 0074, del Comissionat d'Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. e Isacks, B.L. (1983): Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2 (1): 1-16.

Grier, M.E., Salfity, J.A.y Allmendinger, R.W. (1991): Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (4): 351-372.

Heredia, N., Rodríguez-Fernández,R., Seggiaro, R.E. y González, M.A. (1997): Estructuras de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes, entre 23° y 24° S, Provincia de Jujuy, NO de Argentina. *Acta Geologica Hispanica*, 32 (1-2): 93-101.

Jordan, T.E. y Alonso, R.N. (1987): Cenozoic Stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South Latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 49-64.

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E. (1994): Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (2): 179-207.

Mon, R. (1976): The structure of the eastern border of the Andes in north-western Argentina. *Geologische Rundschau*, 65: 211-222.

Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (1994): Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences Monograph Series, 266-315.

Vergani, G. y Starck, D. (1986): Aspectos Estructurales del Valle de Lerma, al Sur de la ciudad de Salta. *Boletin de Información Petrolera*, diciembre, 2-10.

Fábricas constrictivas de ejes-c de cuarzo en arcosas deformadas por disolución por presión

F.J. Fernández[1], D. Brown[2], J. Álvarez-Marrón[2], A. Pérez-Estaún[2] y R. Menéndez-Duarte[3]

1 Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. brojos@geol.uniovi.es
2 Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC), c/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona.
3 INDUROT, Universidad de Oviedo, Campus de Mieres, 33600 Mieres.

ABSTRACT

Arkosic sandstone interlayered within calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism preserves their original sedimentary microstructure and presents only a weak shape and crystallographic preferred orientation (SPO and CPO, respectively). SPOs of XZ-sections show fabrics mainly formed by pressure solution, where quartz and feldspar grains have a characteristic bimodal shape and the mean axial ratio of the finite strain is c. 2. The unusual pattern described by the quartz c-axes fabrics formed during the acquisition of their SPOs is characterised by girdles normal to Y. At the light of our results, and accordingly with the deformation conditions of the calcite mylonites, the quartz c-axis preferred orientation may be formed by pressure solution under constrictional strain, and not as usually occurs by intracrystalline plasticity.

Key words: *constrictional c-axis fabrics, arkose, pressure solution, microstructure.*

INTRODUCCIÓN

El orógeno de los Urales, en su parte meridional, presenta un complejo acrecional, ligado a una colisión arco de isla-continente (antiguo margen del cratón del Este de Europa y arco isla de Magnitogorsk), incluyendo un cinturón de rocas de alta presión, rocas ofiolíticas y un prisma de acreción. Este complejo se emplazó sobre el margen Europeo durante el Devónico Superior y Carbonífero Inferior. En la base del complejo, base del duplex de Timirovo, se desarrolla una importante zona de cizalla de 300-500 m de potencia (Álvarez-Marrón *et al.*, 2000), que produjo una intensa deformación plástica en las calizas arrecifales Devónicas, desarrollando milonitas calcáreas.

Localmente, cerca de la localidad de Timirovo (Fig. 1), las milonitas calcáreas están intercaladas con areniscas arcósicas. Estas capas de arcosas fueron muestreadas con el objeto de analizar las fábricas de ejes-*c* de cuarzo y las fábricas de la forma de los cristales (SPOs) de cuarzo y feldespato. La caracterización de la deformación en las arcosas ha permitido además interpretar el significado de las fábricas de ejes-*c* de cuarzo.

MICROESTRUCTURAS DE LAS ARCOSAS

Las fábricas de las arcosas conservan su empaquetado detrítico original sólo ligeramente deformado. El desarrollo de una débil fábrica con orientación preferente de la forma de los cuarzos y feldespatos está acompañada por una serie de microestructuras (Fig. 2) como son (i) la presencia de granos detríticos truncados de cuarzo y feldespato, (ii) contactos con bordes de indentación y (iii) superficies de estilolitos. Estas microestructuras evidencian la importante actuación de la disolución por presión como principal mecanismo para la formación de la fábrica de las arcosas. La presencia de fluidos durante la deformación se constata por la sausuritización de los bordes deformados de feldespato, y por el desarrollo de grietas de extensión y otras estructuras frágiles sobre las milonitas calcáreas. A pesar de esta deformación no se encontraron evidencias importantes de deformación plástica, únicamente algunos cuarzos con extinción ondulante, y ausencia completa de recristalización dinámica.

ANÁLISIS DE SPO

El análisis cuantitativo de las formas y tamaños de los cuarzos y feldespatos que definen la fábrica de las arcosas fue realizado sobre mosaicos fotográficos de microscopía óptica utilizando nicoles cruzados y con la ayuda de la lámina auxiliar de yeso. Dichos bordes fueron dibujados a mano, posteriormente digitalizados y analizados con un software específicamente desarrollado para el análisis de fábricas utilizando como soporte informático un Sistema de Información Geográfica (SIG). Para operar con el SIG, se diferenciaron los feldespatos de los cuarzos. Las macros desarrolladas para adaptar el SIG al análisis de SPOs fueron escritas en lenguaje aml y están cargadas en el dominio público http://www.indurot.uniovi.es/docdisp/doc.html. Estos programas permiten conocer la forma media del grano con el análisis ASPAS y la deformación mediante un

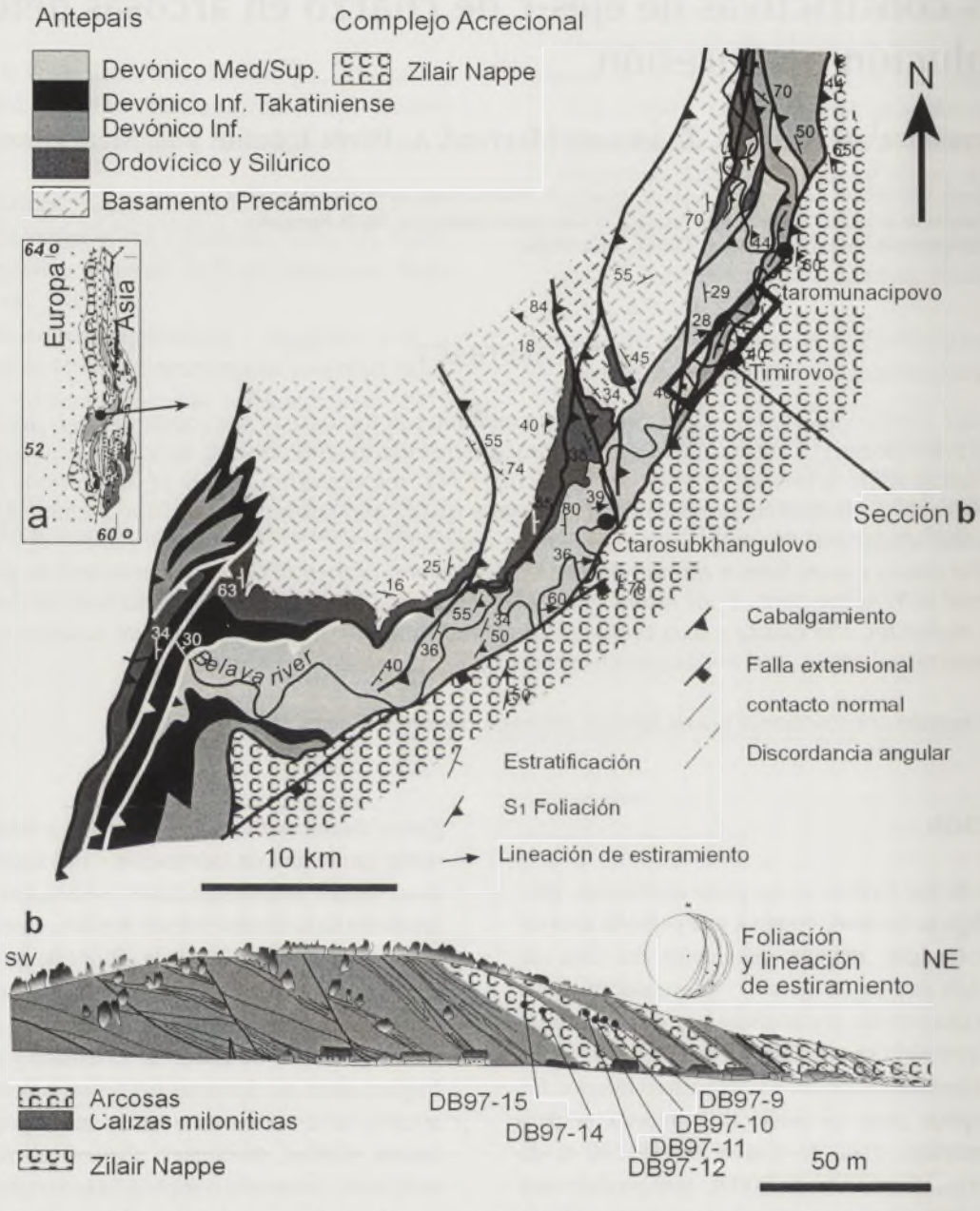


FIGURA 1. Mapa geológico del área donde se muestrearon las arcosas. (a) Esquema de situación general. (b) Sección geológica panorámica desde los alrededores de Timirovo, en donde se indica la localización exacta de las muestras y se proyecta la foliación y lineación.

método propio del GIS denominado RFRY, basado en el mejorado de Fry (Erlev and Ge, 1990). El análisis de las secciones-XZ (perpendicular al plano de foliación y paralela a la lineación de orientación mineral) indica un progresivo aumento del tamaño de grano de las arcosas desde el E hacia el O (Figs. 1b y 3a). Sin embargo los parámetros de forma y los valores de la deformación muestran sólo variaciones menores. Así los cuarzos y feldespatos presentan formas medias bimodales (con dos ejes mayores) y elipticidades variables (entre 1,6 y 3,4). Las orientaciones de los ejes mayores que se pueden trazar dentro de los cristales respecto al plano de foliación son oblicuas. Aunque generalmente, la oblicuidad de los cuarzos es en sentido opuesto a la que presenta la forma media de los feldespatos (Gráficos ASPAS de la figura 3b). Puesto que el cuarzo y el feldespato presentan distinto comportamiento reológico para las condiciones de deformación, ésta se midió por separado en cada población (Gráficos RFRY de la figura 3b). Los valores de la relación $\sqrt{R_1}/\sqrt{R_2}$ varían entre 1,7 y 2,3, e indican que la deformación fue aproximadamente homogénea en todas las capas de arcosas intercaladas entre las milonitas, aunque generalmente los cuarzos se deformaron más que los feldespatos. Teniendo en cuenta la similitud entre los resultados de cuarzos y feldespatos, y la población de datos más representativa se ha seleccionado el valor medio de la muestra DB97-10 que es 2.

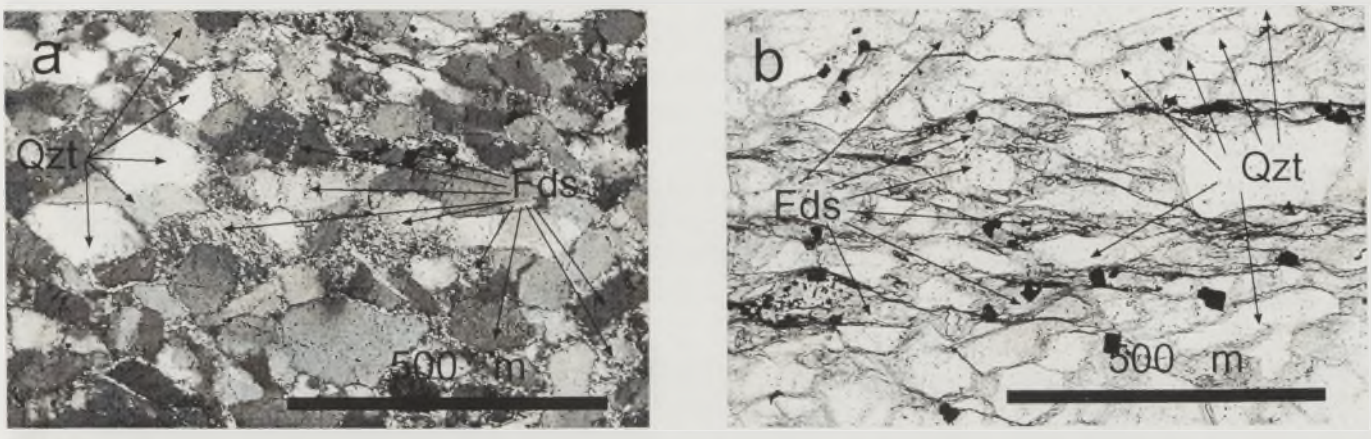


FIGURA 2. Fotografías de microscopía óptica de las arcosas. La orientación de las fotografías corresponde a las de las secciones XZ de las muestras de la figura 3. a) Muestra DB97-12; destaca el empaquetamiento sedimentario de los cuarzos y feldespatos. Nicoles cruzados y lamina auxiliar de yeso insertada. b) Muestra DB97-10; destaca la disolución por presión de las arcosas. Luz con polarización paralela.

FÁBRICAS DE EJES-C DE CUARZOS

Fueron medidos manualmente 200 ejes ópticos en cada muestra analizada, utilizando una platina universal tipo *Zeiss*. El modelo de orientación cristalográfica preferente obtenido es similar en todas las muestras analizadas y se caracteriza porque los ejes-*c* muestran una orientación que forma una guirnalda centrada sobre la dirección Y (Fig. 3c). El muestreo alejado de las superficies de contacto entre arcosas y milonitas reduce el posible efecto de deformaciones locales consecuencia del contraste de competencias entre milonitas calcáreas y arcosas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La deformación finita media $\sqrt{R_s}/\sqrt{R_i}$ próxima a 2 de las arcosas se produjo fundamentalmente por disolución por presión. Además, las arcosas desarrollaron una CPO a la vez que sus SPOs. La CPO se caracteriza por una rara orientación preferente de ejes-*c* de cuarzo, que describe una guirnalda centrada sobre la dirección Y (Fig. 3). La baja deformación y temperatura bajo las que se formaron las CPOs de las arcosas, junto con sus caracteristicas microestructurales sugieren interpretar estas extrañas fábricas de ejes-c por mecanismos no habituales. Así, los modelos de fábricas de cuarzo con orientación preferente de ejes-*c* están generalmente descritos para fábricas adquiridas por deformación plástica intracristalina del cuarzo que, en función fundamentalmente de la temperatura, desarrollan orientaciones preferentes condicionadas por el tipo o los tipos dominantes de sistemas de deslizamiento (p. ej. Fernández *et al.*, 2003, y citas en dicho trabajo). Aunque independientemente del mecanismo que las origine, la geometría de las fábricas cristalográficas también está condicionada por el tipo tridimensional de la deformación finita que actuó (March, 1932). Por lo tanto, el tipo tridimensional de deformación finita (constricional, aplastamiento o intermedio) condiciona el resultado de la orientación de los ejes-*c*, puesto que estos se proyectan reverenciándolos a la superficie de foliación y la lineación de estiramiento de las muestras. Como generalmente las fábricas de ejes-*c* se analizan en tectonitas intensamente deformadas por plasticidad intracristalina, este factor suele tener menor importancia en el resultado final de la fábrica cristalográfica que el sistema dominante de deslizamiento. Sin embargo, la orientación preferente de ejes-*c* de las arcosas, indica una extensión en la dirección Y, que de acuerdo con los modelos numéricos de March (1932), indicarían un régimen constrictivo de la deformación. Por lo tanto en el desarrollo de estas fábricas ha influido fundamentalmente el tipo tridimensional de deformación y de forma subordinada el mecanismo.

Por otra parte, la deformación de las milonitas calcáreas es mucho más intensa y heterogénea (en algunos casos > 600% de estiramiento) y también de tipo constrictivo, aunque indicando extensión sobre la dirección X (Fernández *et al.*, 2004). La dirección de máxima extensión de las arcosas y milonitas calcáreas es en apariencia perpendicular. Sin embargo no es así. Al observar en detalle la lineación de estiramiento de las arcosas, se comprueba que es variable desde E-O de la muestra cerca del contacto con las milonitas calcáreas hasta N-S en las más alejadas (Fig. 1b), en donde la dirección Y de las arcosas coincide con la X de las milonitas calcáreas. Tanto las variaciones de la orientación de la dirección de máximo estiramiento como los bajos valores de deformación finita son el resultado del fuerte contraste de competencia existente entre las arcosas y las milonitas calcáreas. Además se ha podido comprobar que también existe un cierto contraste reológico entre los cuarzos y el feldespatos que configuran las fábricas de las arcosas.

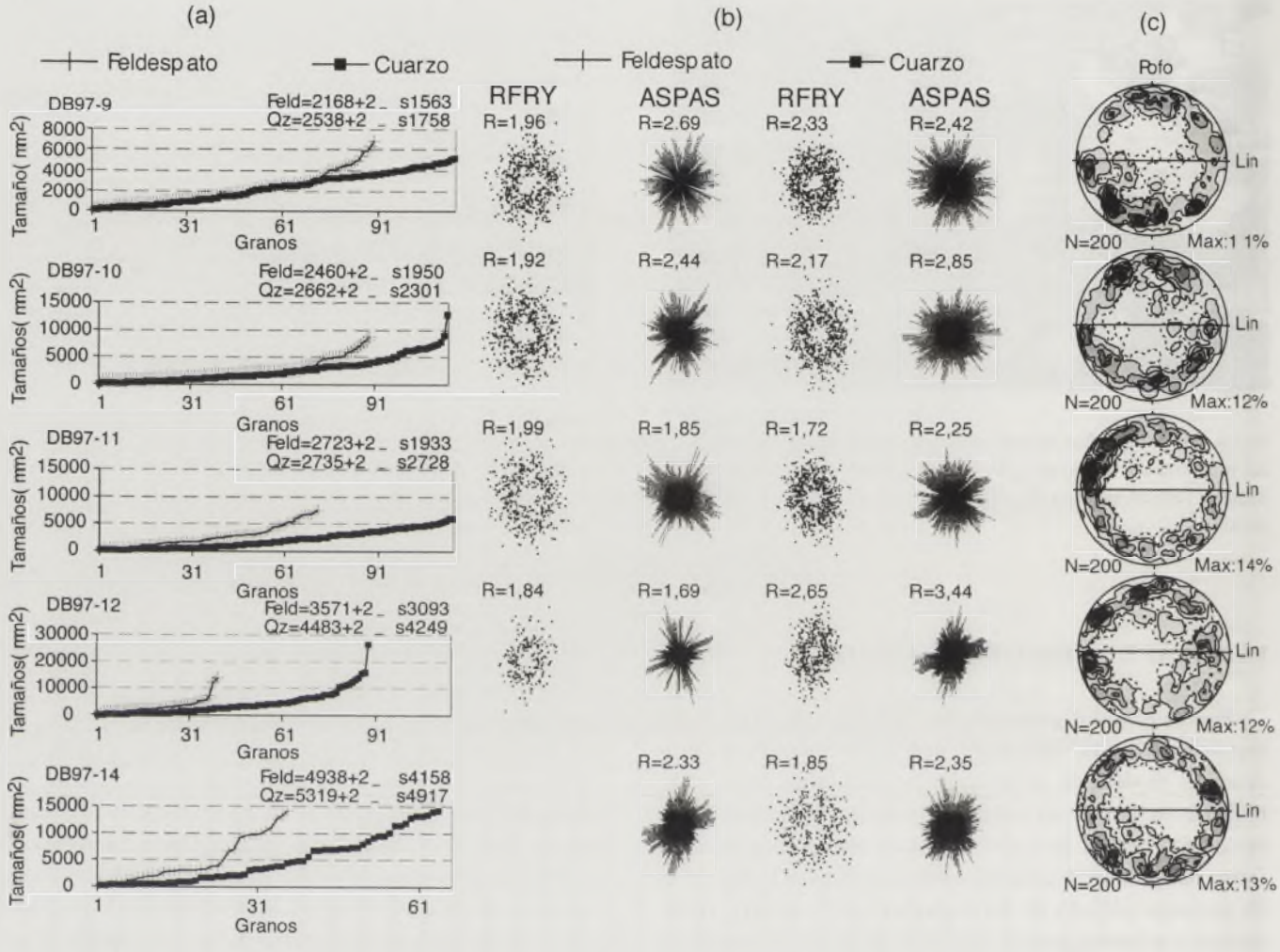


FIGURA 3. Análisis de las fábricas de las arcorsas (Localización de las muestras en figura 1b). a) Diagramas de tamaños de grano de cuarzo y feldespato. b) Análisis de la forma característica de los granos (ASPAS) y de la deformación finita (RFRY), donde R es la relación de la elipse mejor ajustada por el método de los mínimos cuadrados. c) Fábricas de ejes-*c*-axes de cuarzo. Las estereográficas son proyecciones del hemisferio inferior equiareales en las que la lineación es E-O y el polo de la foliación es paralelo a la proyección del plano. Los contornos de densidad se calcularon utilizando el 1% de área en una distribución uniforme, donde cada punto representa el 0.5%. el contorno inferior es 0.5%, y el contorno mas alto es el Max. El intervalo de contorno es el 2%.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación BTE 2002-00187 y ERC FMRXCT 960009.

REFERENCIAS

Álvarez-Marrón, J., Brown, D., Pérez-Estaún, A., Puchkov, V. y Gorozhanina, Y. (2000): Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals. *Tectonophysics*, 325: 175-191.

Erslev, E.A. y Ge, H. (1990): Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *Journal of Structural Geology*, 12: 1047-1059.

Fernández, F. J., Chaminé, H. I., Fonseca, P. E., Munhá. J. M. Ribeiro, A., Aller, J., Fuertes-Fuente, M. y Borges, F. S. (2003): HT-fabrics in a garnet-bearing quartzite from Western Portugal: geodynamic implications for the Iberian Variscan Belt. *Terra Nova*, 15: 96-103.

Fernández, F. J., Brown, D., Álvarez-Marrón, J., Prior, D. J. y Pérez-Estaún, A. (2004): Microstructure and lattice preferred orientation of calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism. *Journal of the Geological Society, London,* 161: 67-79.

March, A. (1932): Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt. *Zeitschift für Kristallographie,* 81: 285-297.

Discriminación de mecanismos de deformación dominantes en las calizas miloníticas del Zilair Thrust (Sur de Urales), mediante el análisis de paleoesfuerzos

F.J. Fernández[1], D. Brown[2], J. Álvarez-Marrón[2], A. Pérez-Estaún[2] y R. Menéndez-Duarte[3]

1 Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. brojos@geol.uniovi.es
2 Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC), c/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. 3 INDUROT, Universidad de Oviedo, Campus de Mieres, 33600 Mieres

ABSTRACT

The calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism present a high density of mechanical twins and dynamical recrystallized grains. Grain size and shape analysis of some calc-mylonites were used to estimate palaeostress values, which are ranging between 135 and 229 MPa. Since palaeostress based on recristallized grain size are lower than palaeostress obtained previously by twin density (230±40 MPa), the methods constrains are discussed and results are interpreted in accordance with the domain of different calcite mechanisms during deformation. Both results are consistent with the hypothesis that the recrystallized grains sizes are limited by the twinning field boundary in the deformation mechanism map.

Key words: *grain size, palaeostress, calcite mylonites, Urals.*

INTRODUCCIÓN

El orógeno de los Urales presenta, en su parte meridional, un complejo acrecional ligado a una colisión arco de isla-continente (antiguo margen del cratón del este de Europa y arco isla de Magnitogorsk), incluyendo un cinturón de rocas de alta presión, rocas ofiolíticas y un prisma de acreción. Este complejo se emplazó sobre el margen Europeo durante el Devónico Superior y Carbonífero Inferior. En la base del complejo, base del duplex de Timirovo, se desarrolla una importante zona de cizalla de 300-500 m de potencia (Álvarez-Marrón *et al.*, 2000), que produjo una intensa deformación plástica en las calizas arrecifales Devónicas, desarrollando milonitas calcareas.

Los granos de calcita en las milonitas presentan una alta densidad de maclado mecánico y recristalización dinámica lo que permite realizar estudios de paleoesfuerzos y precisar los mecanismos de deformación y de desarrollo de las fábricas.

En el presente trabajo se han calculado los paleoesfuerzos utilizando la calibración de Rutter (1995) basada en el tamaño de grano de las calcitas recristalizadas con el objeto de validar los resultados previos obtenidos aplicando el paleopiezómetro de Rowe y Rutter (1990), basado en el análisis de densidad de maclado mecánico (Fernández *et al.*, 2004), y definir mejor las condiciones y los mecanismos de deformación dominantes de esta importante zona de cizalla.

MICROESTRUCTURAS DE LAS CALIZAS MILONÍTICAS

Las calizas miloníticas y ultramiloníticas fueron deformadas en condiciones propias de la corteza superior y con temperatures próximas a 200 ° C. Sus orientaciones cristalográficas preferentes (CPO) evolucionaron con el desarrollo de la deformación desde fábricas inicialmente constricionales a fábricas caracterizadas por un máximo de ejes-*c* perpendicular a la foliación, conforme la deformación plástica intracristalina se iba acomodando por recristalización dinámica durante su deformación progresiva por cizalla simple (Fernández *et al.*, 2004.). En los afloramientos destaca la deformación heterogénea de las calizas miloníticas por la alternancia de bandas claras esparíticas y oscuras micríticas que corresponden respectivamente a rocas más y menos deformadas. El análisis óptico en secciones ultradelgadas (< 5 μm) muestran una amplia variedad de microestructuras de entre las que destacan los cristales intensamente maclados y "kinkeados", el desarrollo de mantos de recristalización dinámica definiendo bandas que forman ángulos bajos con los planos de foliación milonítica y otras estructuras formadas en condiciones frágiles, como venas y frágil-dúctiles como micro-boudins formados por calcitas esparíticas intensamente macladas y recristalizadas. El conjunto de estas microestructuras resaltan el carácter policíclico frágil-dúctil de la deformación. Para el análisis paleopiezométrico basado en los tamaños de grano de las calcitas recristalizadas se han seleccionado cuatro milonitas calcáreas (DB97-17, DB95-

21, DB97-8 y DB97-7) cuyas características microestructurales y CPOs están descritas en Fernández et al. (2004). La foliación milonítica y la lineación de estiramiento es utilizada en las muestras para definir los ejes de coorderadas respecto a los cuales se proyectan los ejes y planos cristalográficos y los parámetros de forma de los granos.

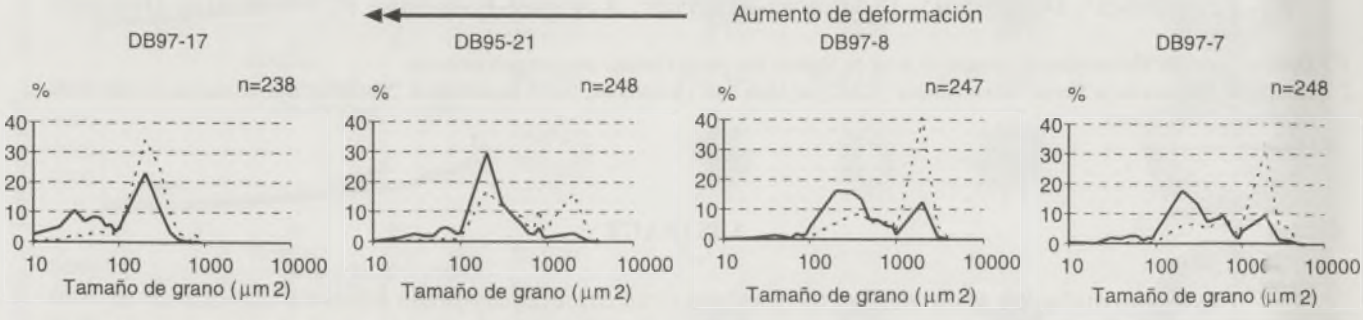


FIGURA 1. *Diagramas de distribución de tamaños de grano en el que se representan en línea continua el porcentaje de la frecuencia del tamaño y en discontinua el porcentaje de área que representa dicha frecuencia para la población de calcitas (n) analizada.*

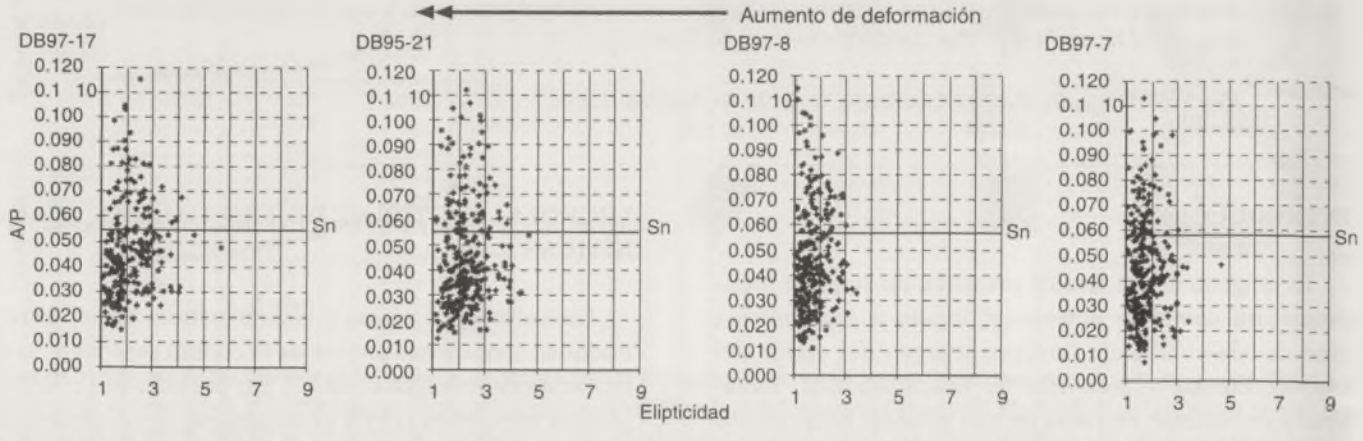


FIGURA 2. *Diagrama de la forma característica de los granos, en el que se representa la relación area/perímetro normalizada (A/P) respecto a la elipticidad de cada grano y se traza el valor de Sn (número de forma) para cada muestra.*

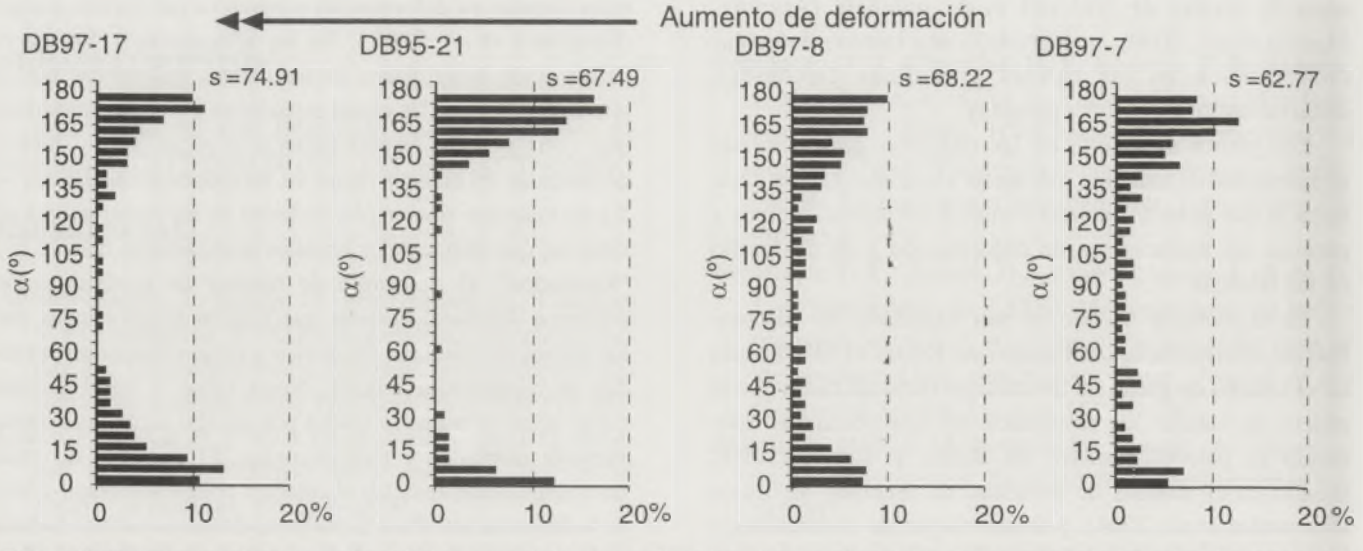


FIGURA 3. *Histogramas de orientación del eje mayor de la mayor elipse inscrita en cada calcita (α) respecto al plano de foliación (α=0°), representado en intervalos de 5°. Se representa también la desviación estándar (s). Ver explicación en texto.*

MÉTODO DE ANÁLISIS

El análisis cuantitativo de la forma y tamaño de las calcitas que definen la fábrica de las calcomilonitas fue realizado sobre mosaicos de fotografías de microscopía electrónica SEM de imágenes de electrones secundarios. Los bordes de grano se delinearon manualmente y el esquema fue digitalizado. La imagen matricial fue vectorizada con Adobe Streamline 4.0 y posteriormente analizada con las funciones estándar del Sistema de Información Geográfica ArcInfo V. 7.1.2. que incluye comandos del sistema operativo UNIX HP-UX 10.20.

RESULTASOS PIEZOMÉTRICOS

Para llevar a cabo el análisis paleopiezométrico de las milonitas calcáreas se analizaron tres características geométricas que definen la fábrica de forma (SPO) de las calizas: el tamaño de grano, la forma del grano y su orientación. El tamaño de cada grano está definido por su área y está caracterizado por dos parámetros: el porcentaje de área de los diferentes rangos de tamaños y su frecuencia (Fig. 1). La forma característica se define mediante dos parámetros: la elipticidad del grano y la relación normalizada área/perímetro (Fig. 2). La elipticidad se define por la relación axial de la mayor elipse que se puede inscribir en cada calcita y, puesto que este parámetro es sensible a la forma total pero no a la forma en detalle de los bordes de cada grano de calcita se define otro parámetro que es la relación normalizada área/perímetro (*A/P*). Además también se define un número de forma (Sn) que sirve para caracterizar la forma media del grano y es la relación área total/perímetro total. Por último, la orientación del eje mayor de la elipse inscrita en cada calcita define su orientación (ángulo α), medido en sentido antihorario y desde el eje positivo de x, y se representa en los histogramas de la figura 3.

Las muestras DB95-21, DB97-8 y DB97-7 presentan una distribución trimodal de tamaños de grano agrupados entre los rangos 10-100, 100-1000 y 1000-5000μm^2. Aunque para DB97-8 y DB97-7 el rango de mayor tamaño es también significativo, la máxima frecuencia de tamaño de grano para las tres muestras se alcanza en el valor 287 μm^2. La muestra DB97-17 tiene mayor refinamiento de tamaño de grano y únicamente los valores se agrupan en los rangos 10-100 y 100-1000 μm^2, en donde los máximos de frecuencia se alcanzan respectivamente en 30 μm^2 y 250 μm^2. Relacionando reducción de tamaño de grano por recristalización dinámica con aumento de deformación se observa una transición desde DB97-7 hasta DB97-17 (Fig. 1). Esta evolución también se constata en los diagramas A/P-Elipticidad (Fig. 2) que muestran una mayor elipticidad, a la vez que los valores se agrupan mejor en torno a Sn menores (aprox. 0,055) en DB97-17. La orientación del eje mayor que define la elipticiddad de los granos respecto del plano de foliación es ligeramente oblicua e indica un sentido de cizalla hacia el este, quw es coherente con los datos de campo y microestructurales. Contrariamente a lo que cabría esperar, la desviación estandar de la orientación aumenta con respecto al aumento de la deformación mientras que disminuye la asimetría de la fábrica (Fig. 3). Sin embargo recientemente se ha comprobado que ambas características son bastante frecuentes cuando la deformación es muy grande (Casey et al., 1998).

El detallado análisis de SPO ha permitido discriminar con precisión tres poblaciones de cristales de calcita recristalizadas dinámicamente que se han interpretado como formados bajo esfuerzos de flujo diferentes. El esfuerzo de flujo dominante corresponde con los picos de máxima frecuencia (250 y 287 μm^2) mientras que el pico de tamaños en torno a 30 μm^2 representa poblaciones recristalizadas bajo esfuerzos de flujo localmente mayores en las zonas de máxima deformación. Para convertir las unidades de superficie en unidades de longitud, en las que normalmente se representan los tamaños de grano se calcula el diámetro de un círculo cuya área se corresponde a la medida y se multiplica por un factor de forma que, para la geometría de los cristales recristalizados, es habitualmente 1,5 (Exner, 1972). Las tres poblaciones más frecuentes son de mayor a menor 28,67, 26,76 y 9,27 μm. Aplicando el paleopiezómetro calibrado experimentalmente de Rutter (1995) y considerando que los cristales se han formado por recristalización por migración de bordes de grano, las tres poblaciones de calcitas se corresponden con esfuerzos diferenciales de 135 y 186 MPa, para los esfuerzos de flujo dominante y de 229 MPa para los esfuerzos de flujo locales en las rocas más intensamente deformadas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La principal microestructura que presentan las milonítas calcáreas del *"Timirovo Thrust System"* es el intenso maclado mecánico de los cristales de calcita. Utilizando la densidad de maclado y de acuerdo con las características geométricas de las maclas y las condiciones de deformación fue seleccionado el paleopiezómetro de Rowe y Rutter (1990) para calcular los esfuerzos diferenciales, obteniéndose unos valores de 230±40 MPa (Fernández *et al.*, 2004). Estos valores son mayores que los obtenidos en este trabajo. Estas diferencias son perfectamente compatibles si se considera que los procesos de recristalización dinámica actúan de forma subordinada al maclado mecánico de la calcita, porque las condiciones de maclado son menos restrictivas que las que favorecen la recristalización dinámica. Así , en los mapas más recientes de mecanismos de deformación de la calcita (Rutter, 1995), se define un límite de tamaño mínimo para una temperatura y unos esfuerzos diferenciales concretos, a partir del cual el cristal no se puede maclar. Sencillamente porque el espaciado de maclado, que es función del esfuerzo diferencial, sería mayor que el tamaño de la calcita recristalizada. Rutter (1995) propone que el tamaño de los cristales recristaliza-

dos estaría limitado por el campo en el que el maclado mecánico es activo. Los resultados del presente trabajo están en total acuerdo con esta hipótesis. A las temperaturas en que se desarrollo la deformación (200° C), el mecanismo dominante fue el maclado mecánico, y únicamente cuando la milonita no fue capaz de acomodar más deformación por maclado mecánico la caliza deformada comenzó la recristalización dinámica. Múltiples ciclos de deformación plástica asistida por recristalización dinámica y deformación frágil, consecuencia del endurecimiento por el bloqueo del maclado mecánico y probablemente también por la alta presión de fluidos (Fernández et al., 2004), contribuyeron a la fábrica final de estas calizas miloníticas. Los esfuerzos diferenciales calculados por la densidad de maclado reflejan por lo tanto el pico final del flujo de esfuerzo, en coherencia con el valor más alto obtenido en base a los cristales recristalizados. En contraposición, el flujo de esfuerzo medio quedó registrado por los tamaños dominantes de las poblaciones recristalizadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación BTE 2002-00187 y ERC FMRXCT 960009.

REFERENCIAS

Álvarez-Marrón, J., Brown, D., Pérez-Estaún, A., Puchkov, V. y Gorozhanina, Y. (2000): Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals. *Tectonophysics*, 325: 175-191.

Casey, M., Kunze, K. y Olgaard, D.L. (1998): Texture of Solnhofen limestone deformed to high strain in torsion. *Journal of Structural Geology*, 20: 255-267.

Exner, H.E. (1972): Analysis of grain- and particle-size distribution in metallic materials. *Institut of Metallogenian Review*, 159: 25-42.

Fernández, F.J., Brown D., Álvarez-Marrón, J., Prior, D.J. y Pérez-Estaún, A. (2004): Microstructure and lattice preferred orientation of calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 67-79.

Rowe, K.J. y Rutter, E.H. (1990): Palaeoestress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, 12: 1-17.

Rutter, E.H. (1995): Experimental study of the influence of stress, temperature and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24651-24663.

Construcción de modelos estructurales 3D: ejemplo de la Cuenca de Ainsa (Pirineo meridional central)

O. Fernández, J. A. Muñoz, P. Arbués, O. Falivene, y M. Marzo

Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Facultat de Geología, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. ofernand@geo.ub.es, josep@geo.ub.es, parbues@geo.ub.es, ofaliven@geo.ub.es, mariano.marzo@ub.edu

ABSTRACT

In this paper a methodology is presented which optimizes the use of field geological data, subsurface structural data, and geological knowledge in the generation of 3-D geological reconstructions. Structural reconstructions are solved in a purely 3-D approach, avoiding the use of cross-sections and other intermediate steps which can be the source of unexpected errors and can mask the real 3-D geometry of geological structures. This is done through the use of a 3-D dip-domain method for surface construction which is combined with the implementation of 3-D restoration techniques as a fundamental step in reconstruction. This methodology is aimed at resolving 3-D geometries in folded areas, and regions with variable thickness stratigraphy. This methodology is applied to data from the early to middle Eocene turbidite succession of the Ainsa basin whose sedimentary evolution was affected by the development of thrust-related and detachment folds. The external and internal geometry of four turbidite systems outcropping around the Buil syncline (Ainsa basin, Spanish Pyrenees) have been reconstructed with reservoir-scale resolution in three dimensions. The 3-D reconstruction of the Buil syncline reveals the synsedimentary growth of an intrabasinal anticline and the foreland lithospheric flexure associated to tectonic loading north of the Ainsa basin.

Key words: *3D structure, 3D Dip-domain, Thrusts and associated folds, Turbidite Systems, Ainsa Basin.*

INTRODUCCIÓN

La creciente disponibilidad de herramientas para la visualización tridimensional y el desarrollo de técnicas de exploración geofísica en 3D (sísmica, eléctrica, ..) está determinando la necesidad de construir modelos geológicos en 3D de manera habitual. Hasta la fecha se han propuesto diferentes métodos para reconstruir estructuras en tres dimensiones tanto a partir de datos de campo como de subsuelo. Sin embargo, la mayoría de estos métodos son en realidad aproximaciones $2^1/_2$D ya que se basan en interpolaciones lineales entre datos 2D como son los cortes geológicos o las líneas sísmicas (Zapata *et al.*, 2001, Husson y Mugnier, 2003).

En este trabajo se presenta una metodología que optimiza la utilización de datos de campo y de subsuelo para la generación de reconstrucciones geológicas en 3D. La reconstrucción de la estructura se resuelve según una aproximación íntegramente tridimensional evitando la construcción de cortes geológicos y otros pasos intermedios que pueden producir errores y el determinar el enmascaramiento de la geometría 3D real. Ello se realiza mediante la aplicación del método de los dominios de buzamiento en 3D combinado con la implementación de técnicas de restitución tridimensional como un paso fundamental durante la reconstrucción de la estructura.

Esta metodología se ha aplicado a la estructura de la cuenca de Ainsa, en el Pirineo central, caracterizada por pliegues asociados a cabalgamientos con distintas orientaciones que se han desarrollado sincrónicamente con la sedimentación de los sistemas turbidíticos que rellenan la cuenca. Una vez reconstruida la estructura, definida por los materiales pre- y sintectónicos, se ha procedido a la reconstrucción de los cuerpos sedimentarios que constituyen dos de los sistemas turbidíticos (Arbués *et al.*, 2004)

METODOLOGÍA DE RECONSTRUCCIÓN

La metodología que se presenta consiste en la adaptación tridimensional de las técnicas y conceptos utilizados para la construcción de cortes geológicos. El primer paso es la digitalización de los datos de superficie y de subsuelo disponibles en un entorno 3D. A continuación los datos se analizan para definir un modelo estructural y estratigráfico con el objetivo de interpolar y extrapolar los datos y establecer una estrategia para la reconstrucción de las superficies estructurales de referencia. En 2D este modelo geométrico es la base para la proyección de los datos en el plano de corte. En 3D este paso se omite, dado que los datos preservan su posicionamiento. De esta manera se elimina la fuente principal de errores durante la construcción de cortes geológicos. Finalmente, las superficies y los datos se restituyen

para validar y facilitar la reconstrucción y obtener la geometría de los cuerpos geológicos en el estado sindeposicional. La restitución al estado no deformado permite reconstruir la geometría primaria de cuerpos sedimentarios a escala decamétrica (Arbués *et al.*, 2004).

Los datos de campo se digitalizan sobre un modelo digital del terreno (MDT) tapizado con las correspondientes ortofotos. Con ello se obtiene una representación tridimensional del terreno fácilmente manipulable y visualizable. En el caso de la cuenca de Ainsa se ha utilizado un MDT con una resolución de 5m y unas ortofotos de color con un tamaño de píxel de $1m^2$. Los datos de campo digitalizados incluyen datos estructurales en afloramientos, trazas de capa, contactos, columnas estratigráficas,... Los datos de subsuelo disponibles (líneas sísmicas y sondeos) se digitalizan también en el mismo entorno.

Las trazas de capa se utilizan para calcular la orientación de la estratificación a partir de la regresión planar de las trazas digitalizadas. De esta manera se densifican y completan los datos de orientación medidos. Además se pueden obtener datos promedio de buzamiento y localizar la posición de las superficies axiales.

Para la reconstrucción de las superficies es necesario definir un modelo geométrico que respecte los datos estructurales de una manera objetiva. En la metodología propuesta se ha seleccionado el de los dominios de buzamiento en 3D. Con este modelo se puede proceder a construir superficies individuales con los mismos principios geométricos de construcción que se usarían para construir un corte: estratigrafía de potencia constante o variable, planos axiales bisectores, relaciones geométricas entre pliegues y fallas,... Para aplicar el método de dominios de buzamiento en 3D es necesario definir volúmenes caracterizados por una orientación de la superficie que se reconstruye. Estos volúmenes están limitados por superficies de distinta significación a través de la cuales puede haber o no continuidad de las capas: superficies axiales, discordancias y fallas. Para reconstruir la estructura en 3D el mejor resultado se obtiene si se construyen las superficies individualmente y de una manera consecutiva. Para ello es necesario disponer de un modelo estratigráfico que permita proyectar los datos a partir de su separación estratigráfica con la superficie construida. Una vez reconstruida una superficie (inicialmente la que disponga de más información) ésta se validará o corregirá con la reconstrucción de nuevas superficies adyacentes.

Para la construcción del modelo estructural de la cuenca de Ainsa en 3D se han reconstruido las superficies de las fallas extensivas tardías, los cabalgamientos principales (Guarga, Gavarnie, Peña Montañesa-Cotiella), las superficies más representativas de la serie pretectónica (base del Cretácico superior y caliza de Alveolinas), la discordancia entre la serie eocena de plataforma y la serie turbidítica de la cuenca de Ainsa y cuatro superficies de referencia dentro del paquete turbidítico (Fig. 1). Para la serie turbidítica se han definido más de 50 volúmenes de dominios de buzamiento. Se han tenido en cuenta las angularidades entre los distintos sistemas turbidíticos al proyectar los datos estratigráficamente a las distintas superficies construidas. La máxima separación estratigráfica proyectada ha sido de 500m. La construcción de las superficies se ha realizado con el programa MicroStation en un entorno 3D en sus etapas iniciales en base a la construcción de mapas estructurales de contornos. Una vez definidos los distintos dominios de buzamiento, los datos y los contornos construidos se han exportado al programa gOcad (Earth Decisión) para la construcción final de las superficies y su intersección con las superficies de falla.

Las superficies construidas se han restituido mediante el algoritmo de restitución por cizalla flexural implementado en el programa 3DMove (Midland Valley; Griffiths *et al.*, 2002). La restitución ha servido para corregir errores durante la reconstrucción de las superficies de referencia a partir de la comparación entre el modelo estratigráfico deducido por datos de campo y el obtenido al construir el modelo estructural. Sin embargo, el aspecto más importante de la restitución ha sido el de facilitar la reconstrucción de la geometría primaria de los cuerpos sedimentarios a una escala decamétrica, una vez que datos y superficies de referencia han sido restituidas a su estado deposicional (Arbués *et al.*, 2004).

CONCLUSIONES

La reconstrucción tridimensional de superficies aplicando el modelo de dominios de buzamiento, combinada con la utilización de técnicas de restitución 3D, es una metodología óptima para construir modelos estructurales en 3D. Esta metodología es aplicable independientemente de la cantidad de datos disponible y significa una mejora substancial respecto aproximaciones en 2D. En el caso de la cuenca de Ainsa, la aplicación de la técnica descrita ha mejorado considerablemente el conocimiento de las estructuras y especialmente la geometría de las secuencias sinorogénicas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MARCONI: REN 2001-1734-CO3-03 y CARES: BTE 2001-3650 del MCyT y se ha desarrollado dentro del Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, 2001 SGR 0074, del Comissionat d'Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Arbués, P., Falivene, O., Fernández, O, Muñoz, J. A., Marzo, M. y Howell, J H. (2004): Ejemplo de modelización 3D de análogos de reservorio: Geometría, arquitectura interna y heterogeneidad del sistema turbidítico de

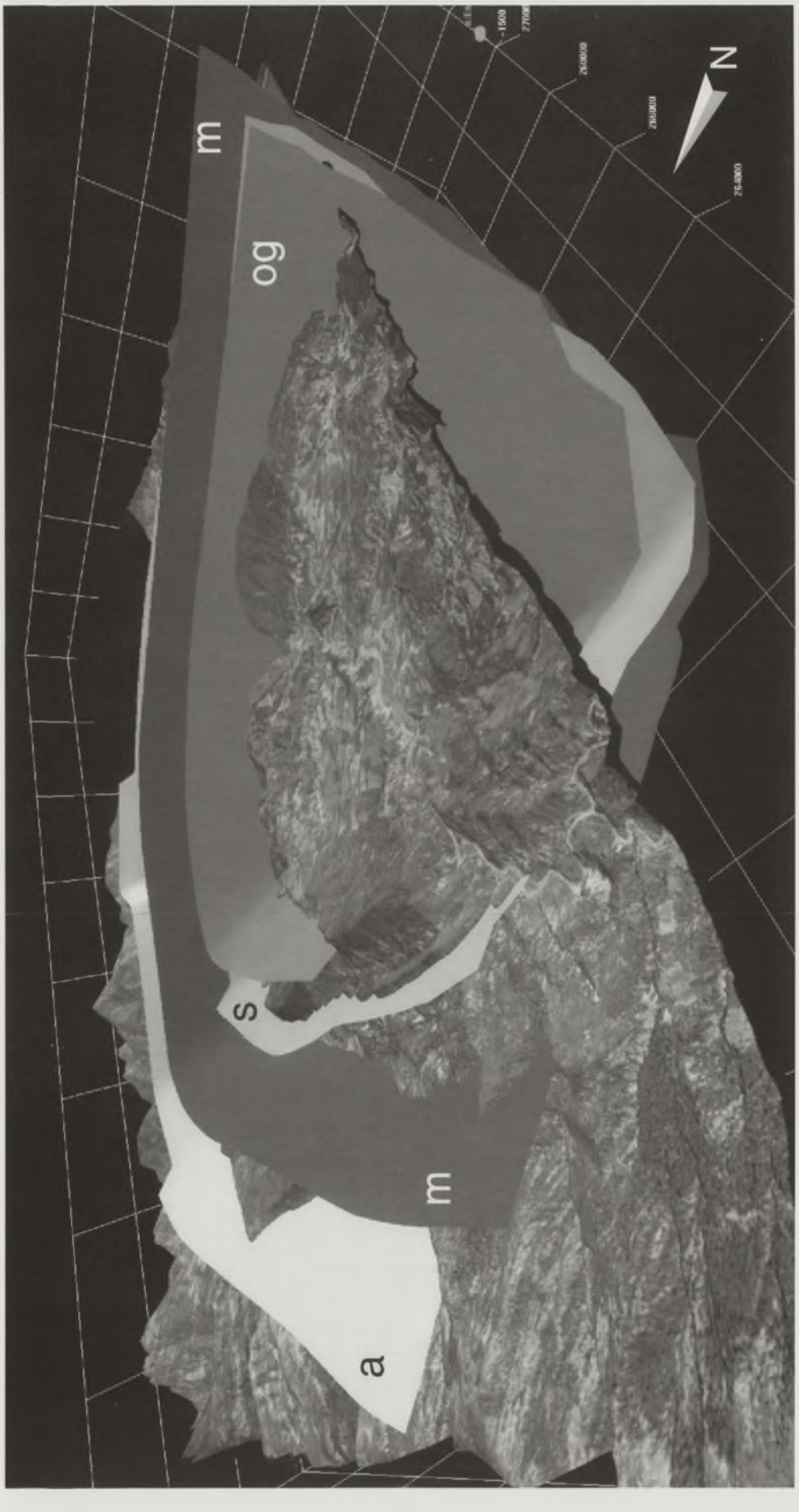


FIGURA 1. *Vista desde el SO de las superficies reconstruidas dentro de la serie turbidítica. Cada una pertenece a un sistema turbidítico (og, O Grao; s, Sieste; m, Morillo; y a, Ainsa). La exageración vertical es 1,7x. La malla de referencia tiene un espaciado horizontal de 2km y vertical de 500 m.*

Ainsa (Cuenca Eocena de Ainsa, Pirineo meridional central). *Geo-Temas* 6(2): 21-24.

Griffiths, P., Jones, S., Slater, N.; Schaefer, F., Osfield, R. y Reiser, H. (2002): A new technique for 3-D flexural-slip restoration. *Journal of Structural Geology*, 24: 773-782.

Husson, L.; y Mugnier, J. L. (2003): Three-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baishai anticline Western Nepal. *Journal of Structural Geology*, 25: 79-90.

Zapata, T., Dzelalija, F. y Olivieri, G. (2001): Desarrollo de reservorios fracturados de la formación Mulichinco usando modelado estructural 3-D: yacimiento Filo Morado, Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 66: 38-47.

Estructura del Complejo Maláguide en el sector de Vélez Rubio y su relación con el contacto entre las Zonas Internas y Externas (Cordillera Bética oriental)

E. Fernández-Fernández, A. Jabaloy y F. González-Lodeiro

Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada. emferfer@inicia.es, jabaloy@ugr.es, lodeiro@ugr.es

ABSTRACT

In the Vélez Rubio area, the Alpine structure of the Maláguide Complex has been generated in several deformation stages. The first one generated an axial plane foliation associated with north vergente folds, which can be interpreted as related with the emplacement of the Maláguide Complex over the Alpujárride one. The second deformation stage is represented by an extensional detachment with a top-to-the-North sense of movement that thins the stratigraphic succession. Both stages took place previously to the Aquitanian age. The structures produced by the third deformation stage correspond to reverse and right-handed reverse faults with a top-to-the SE sense of movement, which deform the previous structures. This third stage was active during the Aquitanian times. During the Middle Miocene to Late Burdigalian times, took place the forth deformation stage took place, which produced a NW-SE shortening, accommodated by the thrusting of the Subbetic and Flyschs Trough Units Domains over the Maláguide Complex, and a simultaneous SW-NE extension, producing a detachment that exhumed the Alpujárride Complex.

Key words: *Eastern Betics, Subbetic domain, Malaguide Complex, Alpujarride Complex.*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo analizamos la estructura del Complejo Maláguide y especialmente las estructuras compresivas que presenta y su relación con el cabalgamiento del Dominio Subbético sobre el citado complejo en el sector oriental de las Cordilleras Béticas. El principal interés es proponer un modelo de evolución de estas estructuras compresivas y su relación con la colisión entre el margen ibérico y las Zonas Internas.

SECUENCIA DE ROCAS

En la región de Vélez Rubio, las rocas más antiguas del Complejo Maláguide son de edad paleozoica y pertenecen al Grupo Piar. Son rocas sedimentarias que han sufrido metamorfismo en facies de esquistos verdes. Sobre el Grupo Piar, separada por un contacto mecánico, se encuentra la Formación Saladilla (Trías medio-superior), formada por arcillas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de yesos y dolomías. En las unidades tectónicas más bajas y dentro de esta formación se ha descrito un metamorfismo en facies de Anquizona (Nieto *et al.*, 1994). Concordante sobre esta formación, se encuentran la Formación Castillón formada por dolomías y calizas de edad Jurásico y la Formación Vélez Rubio, calizas y margas de edad Cretácico inferior. Sobre las formaciones Castillón y Vélez Rubio, se encuentran discordantes las calizas y calcarenitas de edad Eoceno inferior y medio de la Formación Xiquena. Por encima se encuentra la Formación Ciudad Granada, constituida por calcarenitas y areniscas conglomeráticas con cantos procedentes de las formaciones infrayacentes del Complejo Maláguide. La edad de esta formación es Aquitaniense inferior y medio, aunque puede llegar en su parte alta a Burdigaliense inferior. Por encima se encuentra discordante la Formación Fuente-Espejos, formada por margas arcillosas y conglomerados. En la parte inferior de esta formación, hay cantos y bloques procedentes del Complejo Maláguide y Alpujárride y en la parte alta se encuentran cantos de la Formación Ciudad Granada y de rocas del surco de los *flyschs*, así como oolitos procedentes del Subbético. La edad de esta formación es Burdigaliense inferior y parte baja del superior.

DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

La estructura alpina más antigua que se reconoce es una foliación de plano axial que se observa sólo en las rocas del Grupo Piar y de la Formación Saladilla situadas en las escamas inferiores. Esta foliación se ha descrito en otras áreas del sector oriental (Lonergan, 1991; Nieto *et al.*, 1994; Booth-Rea 2001) y está asociada a pliegues de dirección E-O a ENE-OSO con vergencia norte. Se interpreta esta defor-

mación como relacionada con la superposición hacia el norte del Complejo Maláguide sobre el Complejo Alpujárride (Lonergan, 1991).

El despegue extensional que separa el Grupo Piar de la Formación Saladilla tiene un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el NNO. Este despegue esta afectado por fallas inversas que dan lugar a escamas. En las escamas superiores, por encima del despegue, además de la Formación Saladilla se encuentra la sucesión Maláguide hasta las rocas de la Formación Ciudad Granada. En las escamas más septentrionales, el despegue llega a situar directamente la Formación Castillón sobre el Grupo Piar.

Las fallas inversas e inverso-dextras que repiten la secuencia Grupo Piar-Formación Saladilla tienen direcciones aproximadas ENE-OSO y buzan al norte entre 45° y 90°. Las estrías asociadas a estas superficies de falla tienen direcciones entre NO-SE y ONO-ESE y los criterios cinemáticos indican un sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el SE y ESE.

El contacto basal del Complejo Maláguide es un despegue extensional que lo separa del Complejo Alpujárride (Aldaya *et al.*, 1991 y Lonergan y Platt, 1995). Las estrías y los criterios cinemáticos asociados a este despegue indican un sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el E y ESE. El carácter sustractivo para el bloque de techo se pone de manifiesto en cómo corta esta superficie a la traza de la foliación que se observa en las rocas de la Formación Saladilla (Fig. 1).

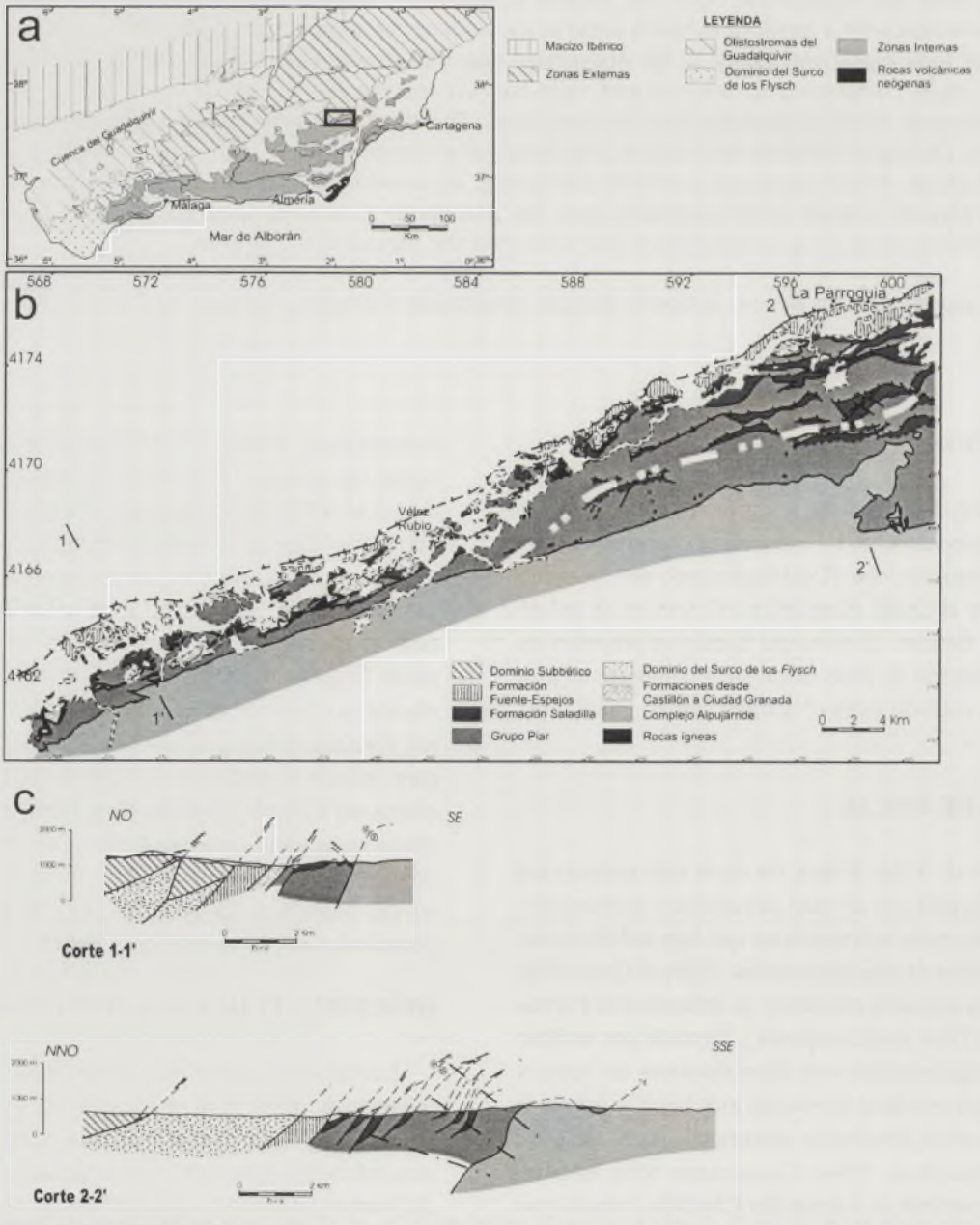


FIGURA 1. *a) Esquema de localización del área estudiada en las Cordilleras Béticas. b) Mapa geológico del Complejo Maláguide en el sector de Vélez Rubio. c) Cortes geológicos, ver localización y leyenda en figura 1b.*

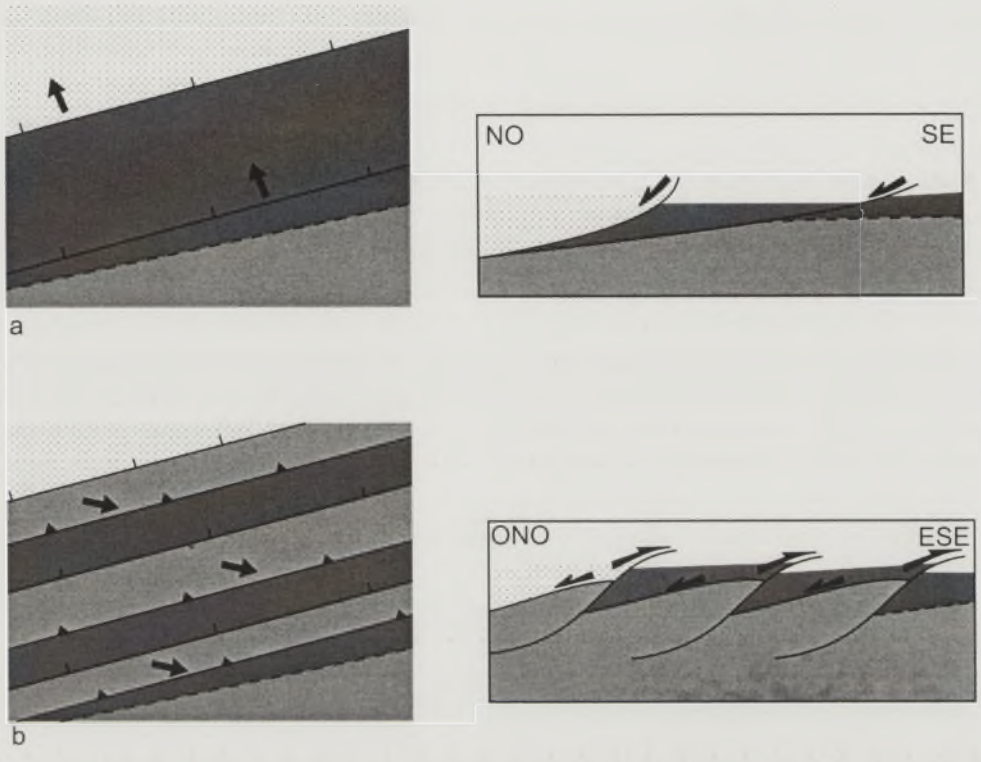


FIGURA 2. *Esquemas de interpretación de la evolución del Complejo Maláguide. a) en el Oligoceno, durante la formación del despegue interno en el Complejo Maláguide perteneciente a la segunda etapa de deformación alpina. b) en el Aquitaniense, durante la formación de las fallas inversas e inversodextras correspondientes a la tercera etapa de deformación y antes del emplazamiento del Subbético. Grupo Piar: gris claro. Formación Saladilla: gris oscuro. Formaciones superiores del Complejo Maláguide: punteado.*

En los cabalgamientos del Dominio Subbético sobre el dominio del surco de los *flyschs* y sobre el Complejo Maláguide se observan estrías y criterios cinemáticos que indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia ESE (Fernández-Fernández, 2003). Las estructuras anteriores están afectadas por pliegues de dirección ENE-OSO y vergentes hacia el NNO que producen la verticalización de las estructuras anteriores.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Por el momento no se ha podido datar la foliación de plano axial de pliegues con vergencia norte que afecta a la Formación Saladilla. El despegue extensional que separa la Formación Saladilla del Grupo Piar, en los afloramientos más meridionales está fosilizada por la Formación Ciudad Granada de edad Aquitaniense. La Formación Fuente-Espejo, fosiliza las fallas inversas que producen las escamas del Complejo Maláguide, lo que sugiere que son anteriores al Burdigaliense. El enfriamiento de las rocas de muro del despegue Maláguide-Alpujárride ha sido datado por Johnson (1993) en 18 Ma (Burdigaliense) mediante *fission-tracks* en zircones y en apatitos.

El cabalgamiento del Dominio Subbético se produjo durante el Burdigaliense medio y superior ya que corta a rocas de edad Burdigaliense medio y está fosilizado por rocas del Burdigaliense superior. Además, en las rocas de la Formación Fuente Espejos perteneciente al bloque de muro, se encuentran cantos de rocas procedentes del dominio del surco de los *flyschs* y oolitos de las rocas del Subbético.

En el Complejo Maláguide se pueden diferenciar cuatro fases de deformación durante la orogenia alpina. En la primera fase se forma la foliación sin-metamórfica de plano axial de pliegues vergentes hacia el norte, y está probablemente relacionada con el emplazamiento del Maláguide sobre el Alpujárride. En la segunda fase se produjo la formación de un despegue extensional con movimiento del bloque de techo hacia el norte (Fig. 2a). Este conjunto de etapas de deformación es pre-Aquitaniense. Durante el Aquitaniense-Burdigaliense se sucedieron las siguientes etapas de deformación tanto en extensión como en compresión, que se pueden relacionar con el emplazamiento de las Zonas Internas y la deformación de las Zonas Externas. La tercera fase de deformación da lugar, en el Complejo Maláguide, a fallas inversas e inversodextras en un régimen de compresión ONO-ESE. (Fig. 2b). En la cuarta fase se producen simultáneamente el despegue Maláguide-Alpujárride que indica una extensión de dirección ENE-OSO y el cabalgamiento del Subbético sobre el dominio del surco de los *flysch* y de este sobre el Maláguide en un régimen compresivo de dirección aproximada NNO-SSE.

REFERENCIAS

Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F. Jabaloy, A. y Navarro Vilá, F. (1991): The Maláguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *Comptes Rendues Académie des Sciences. Paris*, 313 (Série II-101): 1447-1453.

Booth Rea, G. (2001): *Tectónica Cenozoica en el Dominio de Alborán.* Tesis doctoral. Universidad de Granada: 240p.

Fernández Fernández, E.M. (2003): *Estructura del contacto entre las zonas Externas e Internas en el área de Sierra de María y los Vélez (sector oriental de las Cordilleras Béticas.* Tesis doctoral. Universidad de Granada: 147 p.

Johnson, C. (1993): Contrasted thermal histories of different nappe complexes in SE Spain: Evidence for complex crustal extension. Late Orogenic Extension. En: *Mountain Belts.* (M. Séranne y J. Malavieille, Eds.): 209.

Lonergan, L. (1991): *Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain.* Tesis doctoral, Universidad de Oxford. 154 p.

Lonergan, L. y Platt, J.P. (1995): The Malagide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 17 (12): 1655-1671.

Nieto, F., Velilla, N., Peacor, D.R. y Ortega Huertas, M. (1994): Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 243-252.

Deformaciones compresivas de edad Mioceno inferior en el Dominio Subbético de Sierra de María – Los Vélez (Cordillera Bética oriental)

E. Fernández-Fernández, A. Jabaloy y F. González-Lodeiro

Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada. emferfer@inicia.es, jabaloy@ugr.es, lodeiro@ugr.es

ABSTRACT

The Subbetic Domain thrust over the Flysch Trough Units and the Malaguide Complex with a top-to-the-SE sense of movement, in the eastern Betics, during the Middle Burdigalian in a piggy-back sequence (Lonergan et al., 1994). The Subbetic Domain is deformed by close folds that have hinges that defined an arch from N-S trends in the East to ENE-WSW in the West. These folds have vergences towards the E and S respectively and begin to grow in the Early Burdigalian. Rocks of the Middle Burdigalian define progressive unconformities in the synforms that record the tighting of the folds. All these folds undergone vertical axis rotations after de Lower Burdigalian (Allerton et al., 1993) and acquire his present day arched pattern. Palaeomagnetic data indicate that the folds had N-S original trend and have vergences toward the East. This deformation history implies a constriction with area reduction in the Subbetic zone.

Key words: *Subbetic Domain, folds, arched pattern, vertical axis rotations.*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo analizamos la deformación del Dominio Subbético (Fig. 1a) en el sector oriental de las Cordilleras Béticas, con especial énfasis en las deformaciones compresivas relacionadas con el contacto con las Unidades del Surco de los Flysch y el Complejo Malaguide, y se propone un modelo de evolución de estas estructuras compresivas en relación con dicho contacto.

SECUENCIA DE ROCAS

La sucesión Subbética está constituida por una serie jurásica de más de 1500 m de espesor de calizas y dolomías (Fms Gavilán y Camarena), margas y radiolaritas (Fm Radiolaritas del Charco) y calizas nodulosas (Fm Ammonítico Rosso Superior). La sucesión cretácica está compuesta por margas, margocalizas, margas arcillosas y arcillas (Fms Carretero y Fardes), y margocalizas y margas (Fms Capas Blancas y Capas Rojas) de edad Cretácico superior a Eoceno medio que lateralmente tienen carácter olistostrómico (Fm Conglomerados Calcáreos de Puerto). Sobre la Fm Capas Rojas se encuentra la Fm Barahona del Paleógeno-Aquitaniense, formada por margas margocalizas y niveles de areniscas en su parte alta. Sobre la sucesión anterior se encuentran discordantemente brechas y conglomerados de las formaciones: Marín (Burdigaliense medio), Maíz (Burdigaliense superior-Langhiense) y Tala (Langhiense).

La Fm Solana formada por arcilllas y areniscas atribuidas al Burdigaliense superior-Aquitaniense pertenece al Dominio del Surco de los Flyschs y está cabalgada por la sucesión Subbética.

ESTRUCTURAS

Las estructuras compresivas más antiguas son un conjunto de pliegues que deforman fallas normales producidas en etapas extensionales previas. Los pliegues mayores tienen amplitudes que varían de 500 a 700 m y longitudes de onda entre 1000 y 1500 m. Son pliegues no cilíndricos con doble inmersión. Las trazas axiales de estos pliegues tienen una forma arqueada, con una dirección N10ºE y vergencia al E en el extremo NE y direcciones de N50ºE a N114ºE y vergencia al SE y S en el centro y oeste (Figs. 1b y 1c).

En el afloramiento de Cueva del Ambrosio (Fig. 2), se observa una discordancia entre la Fm Marín y las formaciones del Cretácico. Los estratos inferiores de la Fm Marín están plegados en un pliegue más abierto que el que se observa en las formaciones cretácicas inferiores, y al mismo tiempo, más apretado que el que se observa en los estratos más altos de la Fm Marín (Corte A-A', Fig. 2b). Esto indica que los pliegues comenzaron a formarse antes del depósito de la Fm Marín y el apretamiento de los pliegues continuó durante el depósito de dicha formación. Localmente, los flancos inversos de estos pliegues están cortados por fallas inversas con estrías de dirección N140ºE y movimiento del bloque de techo hacia el SE.

El cabalgamiento basal del Subbético sobre la Fm Solana tiene una roca de falla de entre 50 y 70 cm de potencia y sus estrías tienen unas direcciones que varían de N20ºE a N150ºE. La mayoría de los criterios cinemáticos indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SSE. En los afloramientos de este cabalgamiento próximos a Vélez-Blanco se observan estrías de dirección proxima a N-S, que se superponen a las anteriores, con criterios cinemáticos que indican un sentido de movimiento hacia el N del bloque de techo.

El cabalgamiento basal del Subbético corta a las rocas de la Fm Marín y está fosilizado por la Fm Maíz. Este cabalgamiento basal del Subbético está cortado por cabalgamientos inferiores fuera de secuencia que producen *breaching duplexes* (Butler, 1987) (Fig. 1b y 1c) y la superposición de la Fm Solana sobre el Complejo Maláguide.

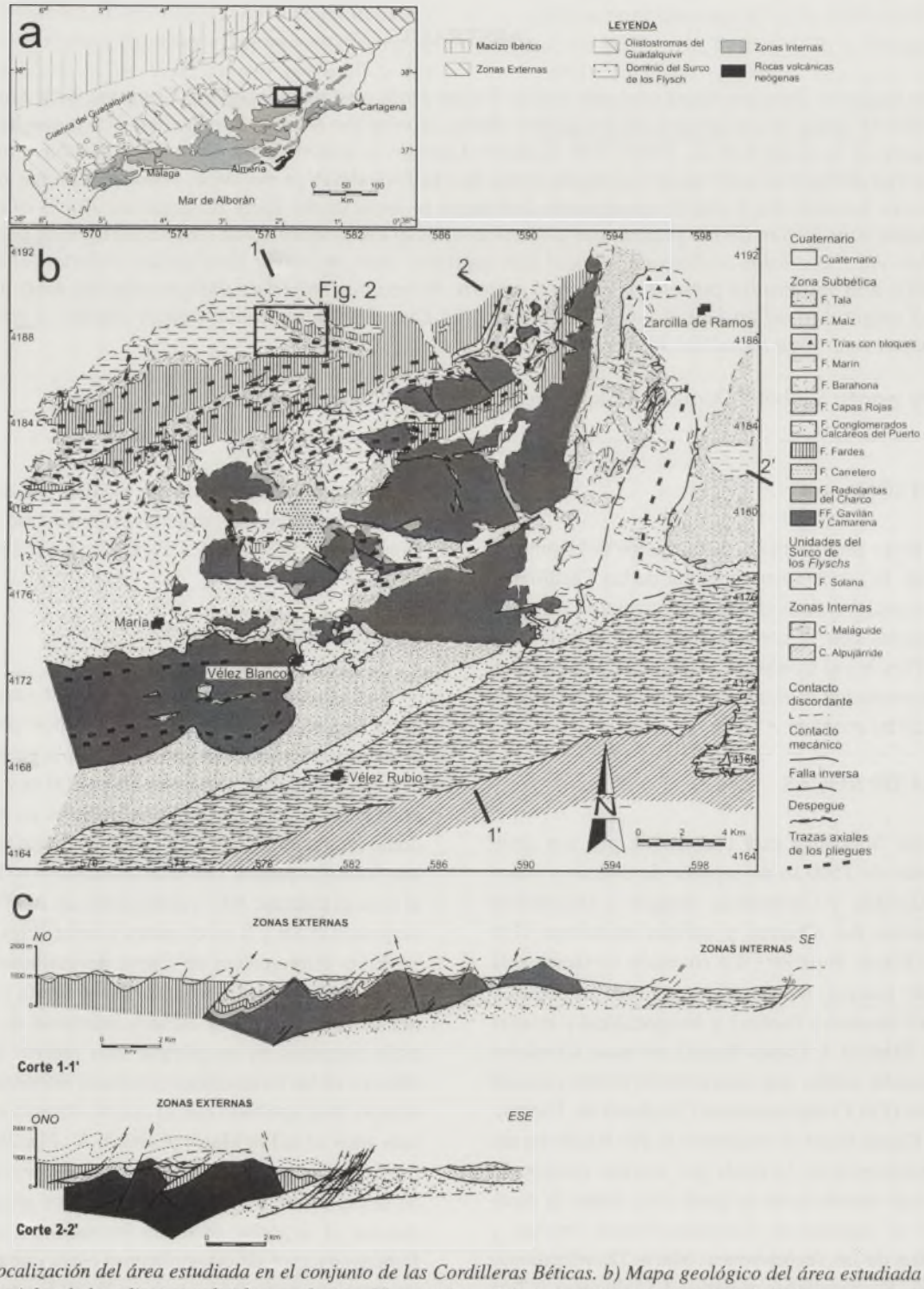


FIGURA 1. *a) Localización del área estudiada en el conjunto de las Cordilleras Béticas. b) Mapa geológico del área estudiada donde se indican las trazas axiales de los pliegues referidos en el texto. El recuadro señala la localización del mapa de la figura 2. c) cortes geológicos, ver localización en la figura 1b.*

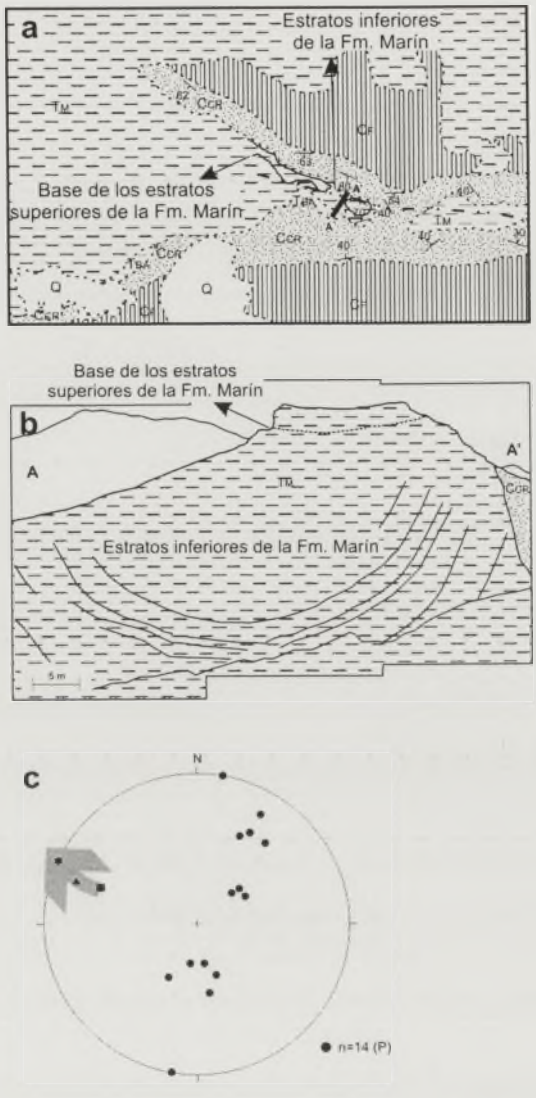


FIGURA 2. *a) Mapa geológico del sector norte del área estudiada donde se observa la discordancia basal de la Formación Marín. CF: Fm Fardes. CCR: Fm Capas Rojas. CBA: Fm Barahona. TM: Fm Marín. Q: Cuaternario. b) Corte de la discordancia progresiva en la Formación Marín., localización en figura 2a. c) Estereograma que muestra la orientación de la estratificación plegada en la Fm Capas Rojas y como disminuye la inmersión de las charnelas de los pliegues en las formaciones más recientes. Círculos: polos de estratificación de la Fm Capas Rojas. Cuadrado: charnela del sinforme de Fm Capas Rojas. Triángulo: charnela del sinclinal en las capas inferiores de la Fm Marín. Estrella: charnela del sinclinal en las capas altas de la Fm Marín.*

DISCUSIÓN

El plegamiento de la sucesión subbética comenzó en el Burdigaliense inferior. El apretamiento de los pliegues tuvo lugar durante el Burdigaliense medio. El reapretamiento de los pliegues y la doble inmersión en sus ejes sugiere que la deformación se produjo con reducción de área.

Los estudios paleomagnéticos de Allerton *et al.* (1993) indican que las direcciones actuales de los ejes de los pliegues no son las originales. La forma arqueada de los ejes de los pliegues coinciden con las rotaciones de eje vertical descritas por estos autores. Los pliegues con direcciones entre E-O y ENE-OSO han sufrido una rotación horaria entre 50º y 120º. Los pliegues con direcciones próximas a N-S han sufrido una rotación anti-horaria de unos 20º. Este hecho permite pensar que la dirección original de los pliegues era NNE-SSO y la vergencia hacia el E. La rotación y la formación del arco tuvo que producirse inmediatamente después del plegamiento y antes o durante la fase principal de cabalgamiento (Burdigaliense medio-superior) pues las estrías de la superficie de cabalgamiento no registran la rotación. La formación del arco indica la existencia de direcciones de compresión NE-SO durante el Burdigaliense medio que evolucionaron a direcciones NO-SE durante el cabalgamiento del Subbético sobre la Fm Solana y de esta sobre el Complejo Maláguide.

REFERENCIAS

Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J. P., Platzman, E. S. y McClelland, E. (1993): Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 119: 225-241.

Butler, R. W. H. (1987): Thrust sequences. *Journal of the Geological Society, London*, 144: 619-634.

Lonergan, L. (1993): Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, 12(2): 460-476.

Lonergan, L., Platt, J. P. y Gallagher, L. (1994): The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 16(2): 175-188.

Geometrical features of shear bands in foliated rocks

E. Gómez-Rivas, E. Druguet y J. Carreras

Dpto. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). enrique.gomez@uab.es, elena.druguet@uab.es, jordi.carreras@uab.es

ABSTRACT

In anisotropic rocks, shear bands form when layering or foliation is subjected to extension. Although shear bands are frequently used as kinematic indicators, some aspects regarding their origin and development are still poorly understood. Moreover, there is not yet a unified terminology for these structures. There are different geometries of shear bands in foliated or multilayered rocks depending on rheology and kinematics, ranging from brittle fractures to ductile shears, and they may be arranged in one or two sets. Shear bands are related to other structures, like folds or shear-fracture boudins. To understand how these structures develop it is essential to perform a exhaustive geometrical study. Frequency, size and sharpness of shear bands and angular relationship between shear bands and foliation planes are mainly controlled by rheology (mechanical anisotropy, ductility and competence contrast). The development of one or two sets of shear bands depends on the relative orientation of ISA regarding to the anisotropy planes.

Key words: *shear band, geometry, rheology, anisotropy, kinematics.*

INTRODUCTION

In a broad setting, shear bands are structures that result from localized shear deformation and are present in a variety or deformation contexts, ranging from brittle shear fracturing (eg. normal faults, Riedel shears) to more ductile processes. They are present in a variety of deformation contexts, ranging from brittle shear fracturing (eg. normal faults, Riedel shears) to more ductile processes.

Ductile shear bands usually develop in a planar anisotropy (eg. mylonitic foliation) lying at <45° of the instantaneous stretching axis. They are complex structures formed as a result of strain partitioning. They may commonly be associated to folding of anisotropic rocks (crenulation, kink banding), as evidenced by Cobbold et al. (1971), Cosgrove (1976), Williams and Price (1990) and Kidan and Cosgrove (1996). Furthermore, shear bands have links to other extensional structures such as shear-fracture boudinage or pinch-and-swell structures. However, in contrast with shear bands, boudinage is primarily related to differences in viscosity of layers.

Shear bands in foliated rocks have been extensively treated in the literature. However, there is not yet a consensus terminology, and the authors give different names to a range of similar structures, as they are evaluated according to different concerns. In this way, they are presented as shear band foliation or cleavage (White, 1979; Passchier, 1991), S-C fabric (Berthé *et al.*, 1979), extensional crenulation cleavage (White, 1979; Platt and Vissers, 1980), internal pinch-and-swell and normal kink bands (Cobbold *et al.*, 1971; Cosgrove, 1976) or asymmetric foliation boudinage (Platt and Vissers, 1980).

Despite shear bands are widely used as shear sense indicators, their formation and development are not yet well understood. To gain some understanding on these processes, natural and experimental shear bands are being studied using an approach based on the integration of both theory of fracture and continuum mechanics. As a first step, different geometrical features of natural shear bands are studied. Most of the examples in this work are taken from mylonitic rocks from Cap de Creus (Eastern Pyrenees). The examined characteristics allows us to infer that rheology and the relations between geometry and kinematics are the main factors controlling the formation and development of shear bands in foliated rocks.

GEOMETRICAL FEATURES OF SHEAR BANDS. THE ROLE OF RHEOLOGY AND KINEMATICS

Shear bands in foliated rocks do not show a unique geometrical pattern, but a wide-ranging variety of geometries. There are evidences for some of these variations to be controlled by rheological and kinematic factors.

Rheological controls

Frequency, size, sharpness of shear bands and angular relationship between shear band and foliation plane are mainly controlled by the rheology.

Frequency increases and size decreases with increasing the degree of mechanical anisotropy (Fig. 1 and Fig. 2), mainly because strain localization is favoured by the increase in anisotropy.

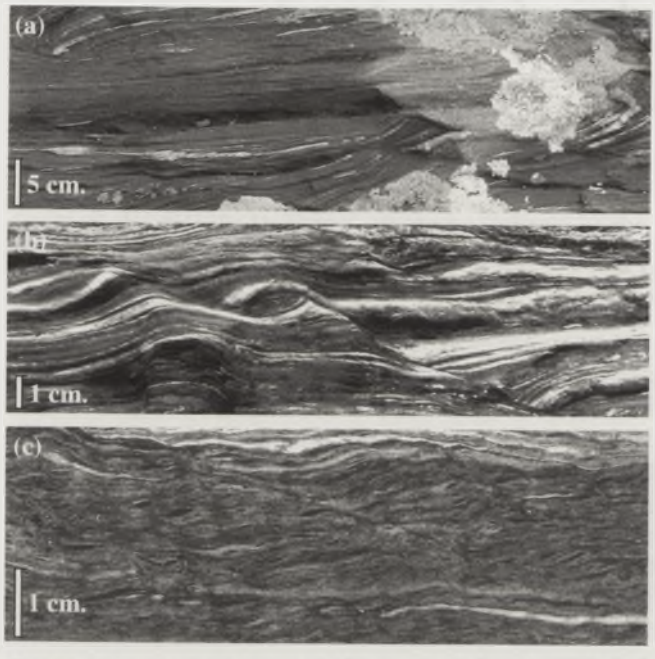


FIGURE 1. *Comparison of size and frequency of shear bands in different lithologies from Cap de Creus (E-Pyrenees): a) greywackes, b) quartzites, and c) mylonitic schists. Frequency of shear bands is higher and size smaller as anisotropy increases. Dextral sense of shear in all the cases.*

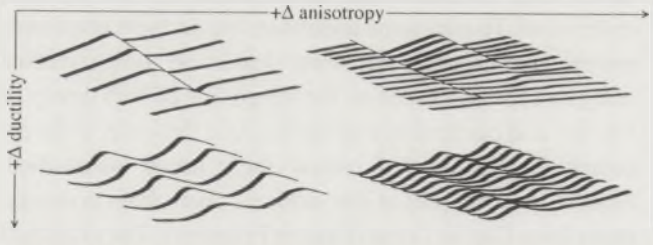


FIGURE 2. *Different geometries of shear bands depending on the ductility and the anisotropy. Dextral sense of shear in all the cases.*

Sharpness of shear bands (i.e. wide vs. narrow) can be directly related to the degree of ductility. Narrow, strongly discrete, shear fractures are typical of brittle behaviour, whereas wider shear bands form preferentially under more ductile conditions (Fig. 2).

Variations in the angular relationship between the shear band plane and foliation surfaces have been observed in foliated rocks with layers of contrasting viscosity and/or anisotropy (Figs. 1b and 3b). Shear bands form irregular surfaces across rheological discontinuities, analogue to the phenomenon of cleavage refraction. If shear bands are closely spaced, this can lead to an anastomosing shear band pattern.

Mechanical anisotropy and competence contrast are two rheological parameters that can coexist in foliated rocks. For strongly anisotropic rocks, where the effect of the anisotropy prevails over that of the competence contrast, shear band structures will prevail. In contrast, for opposite settings where there is a strong competence contrast, shear-fracture boudinage structures will prevail (Fig. 4).

One or two sets of shear bands?. Kinematic controls

According to experiments by Cobbold *et al.* (1971) and Williams and Price (1990), the presence of one or two sets of shear bands depends on the relative orientation of instantaneous stretching axis (ISA) with regard to the anisotropy or layering. A single set of shear bands will form if ϕ (the angle between the compressional ISA and the layering) is less than 90°, whereas two conjugate sets will form when ϕ is close to 90°. These two sets are symmetric with regard to the anisotropy, which bisects the acute angle between the two sets.

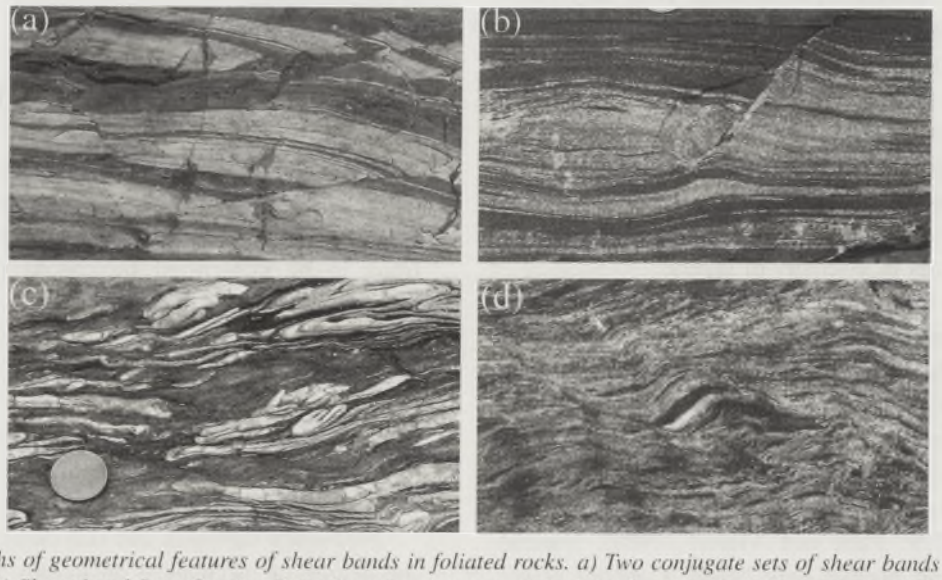


FIGURE 3. *Photographs of geometrical features of shear bands in foliated rocks. a) Two conjugate sets of shear bands in foliated quartzites from Cap de Creus. b) Shear band from Quetico Belt (Canada) showing synthetic and antithetic deflections of foliations. c) Synthetic folds between shear bands from Cap de Creus. d) Antithetic folds between shear bands from Cap de Creus. Width of view: (a) 11 cm.; (b) 20 cm.; (c) 13 cm.; (d) 2,5 cm. General sense of shear is dextral in a, b and c.*

FIGURE 4. *Transition from shear banding to shear-fracture boudinage by increasing competence contrast (M) and decreasing anisotropy (A). Dextral sense of shear in all the cases.*

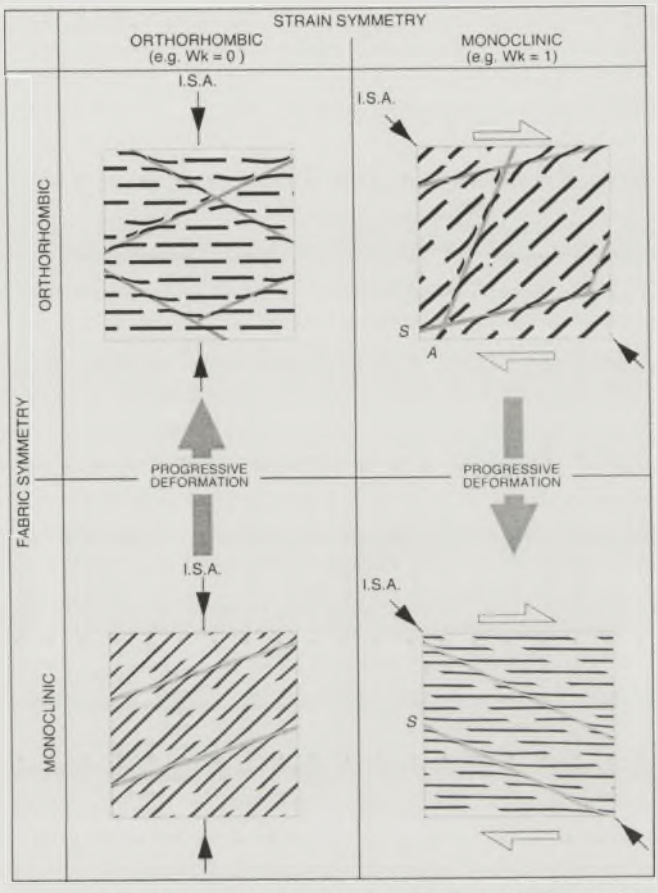


FIGURE 5. *Four situations showing the variability of relations between strain and fabric symmetry applied to the development of ductile shear bands. Note that when orthorhombic strain symmetry is applied the fabric can evolve from monoclinic to rhombic symmetry by increasing shear. When monoclinic strain symmetry is applied, the fabric can evolve from rhombic to monoclinic symmetry by increasing shear. It is also important to remark that an orthorhombic fabric is not an indicator of coaxial deformation and asymmetric fabrics are not necessarily the result of shearing. (ISA: instantaneous stretching axis; S: synthetic shear band; A: antithetic shear band; Wk: kinematic vorticity number).*

Under coaxial deformations and ϕ=90º there is a coincidence in strain and fabric symmetries (both orthorhombic). Obliquity between ISA and the anisotropy favours the development of a single set and, in consequence, a monoclinic fabric. However, this fabric can be achieved by orthorhombic strain. On the contrary, an orthorhombic fabric can be achieved by monoclinic strain if ϕ is close to 90º (Fig. 5). For orthorhombic fabrics achieved by orthorhombic strain, symmetry remains stable while deformation proceeds, whereas for orthorhombic fabrics achieved by monoclinic strain, the rotation of the fabrics will lead to a gradual fabric monoclinization and disappearance of one set (Carreras, 2001).

Furthermore, the curved character of many shear bands (with three-dimensional anastomosing patterns) gives rise to complex three-dimensional arrangements. In this way, on sections normal to the stretching lineation, a single set of shear bands might appear as forming a conjugate set. This is due to the obliquity of the intersection between the shear band plane and the foliation with respect to the stretching lineation.

The occurrence and orientation of one ore two sets of shear bands may also be influenced by rheological variables such as the mechanical behaviour. Shear band patterns will differ if localization is by fracturing or by buckling since, in the first case, brittle behaviour may give rise to a larger variety of differently oriented fractures.

SHEAR BAND-RELATED STRUCTURES

Shear bands in foliated rocks are commonly associated to other structures affecting the foliation or layering. These are mainly asymmetric folds and deflections of foliation.

Asymmetric folds are abundant in lenses or microlithons between ductile shear bands in strongly anisotropic rocks (e.g. mylonites). This association of folds and shear bands indicates that a strong strain partitioning occurs in ductile shear zones. Two types of folds can be distinguished according to their asymmetry relative to the shear sense. Synthetic folds verge consistent with the sense of shear (Fig. 3c). Although synthetic folds are closely related with shear bands, they do not always coexist in space. Antithetic folds, also known as back- rotating folds, verge opposite to the shear sense and are developed by back-rotation of foliation between shears (Fig. 3d).

Drag or deflection of foliation at the margins of shear bands produces the typical curvatures that can indicate the direction of movement. They can also be grouped in two categories, synthetic and antithetic according to their

asymmetry relative to the sense of movement along shear bands (Figs. 1b, 3b and 3d). Antithetic deflections resemble roll-over structures and are common adjacent to sharp shear bands developed at brittle-ductile conditions.

CONCLUSIONS

Shear bands are common extensional structures in anisotropic rocks which form as a result of strain partitioning when foliated or multilayered rocks are subjected to extension. Examination of natural shear bands in foliated rocks reveals that a wide-ranging variety of geometries is possible, from fracture-like to kink band-like patterns; from subparallel to anastomosing. It is envisaged that these different geometries are controlled by rheological and kinematic patterns. Thus, it is important to characterize the geometry of shear bands as this can provide useful rheological and kinematic information about their formation and development. A three-dimensional approach is needed to study the often complex patterns of shear bands. The angular relations between foliation and shear bands and the associated asymmetries are important tools for kinematic interpretations. However, these have to be used with caution, without making direct correlations between strain and fabric asymmetries.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financed by the Spanish project BTE2001-2616 (M.C.Y.T). E.G. also thanks the M.C.Y.T. for a pre-doctoral research grant (FPI) (BES-2003-0755) at the Universitat Autònoma de Barcelona.

REFERENCES

Berthé, J., Choukroune, P. y Gapais, D. (1979): Orientation préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisaillant: l'exemple du cisaillement sud-Armorcain. *Bulletin de Minéralogie*, 102: 265-272.

Carreras, J. (1997): Shear zones in foliated rocks: geometry and kinematics. En: *Evolution of geological structures in micro to macro-scales* (S. Segunpta, Ed.). Chapman and Hall, London.

Carreras, J. (2001): Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology*, 23: 1457-1486.

Cobbold, P. R., Cosgrove, J. W. y Summers, J. M. (1971): Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12: 23-53.

Cosgrove, J.W. (1976): The formation of crenulation cleavage. *Journal of the Geological Society of London*, 132: 155–178.

Kidan, T.W. y Cosgrove, J.W. (1996): The deformation of multilayers by layer-normal compression; an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 4: 461-474.

Passchier, C. W. (1991): Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geologie en Mijnbouw*, 70: 203-211.

Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.

White, S. H. (1979): Large strain deformation: report on a Tectonic Studies Group discussion meeting held at Imperial College, London. *Journal of Structural Geology*, 1: 333-339.

Williams, P. F. y Price, G. P. (1990): Origin of kink bands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 12: 145-164.

Modelización numérica del plegamiento de capas oblicuas a la dirección de extensión

A. Griera

Dpto. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. albert.griera@uab.es

ABSTRACT

Folds with axes parallel to the local extension direction are a common feature of naturally deformed rocks, but there are few theoretical, experimental or numerical studies which consider the mechanical viability of development of these buckle folds. The influence of fold axes inclination respect to the extension direction (X) was numerically modelled for single-layer models. Elastic-viscous linear and non linear materials have been adopted for simulated rock rheology. The numerical simulations highlight several interesting effects of folding dynamics. Active buckle folds can develop with axes sub-parallel to the local stretching direction, although fold axes rotation origin a decrease of the current growth rate and a linealization of fold geometry for non-linear materials. For linear viscous rheology, the fold finite shape is directly related with the sectional strain ratio. Modelled results are used to inferred a coherent explanation to field observations in the Hercynian Belt of the Cap de Creus.

Key words: *single-layer folding, elastoviscosity, non-linear material, numerical models.*

INTRODUCCIÓN

Los pliegues son una de las estructuras más comunes de la manifestación de la deformación en rocas formadas por capas. Observable a todas las escalas, el estudio del desarrollo de las estructuras de plegamiento es fundamental para entender los procesos de orogénesis. Durante las última décadas, el desarrollo de modelos teóricos, físicos o numéricos han dado lugar a un incremento substancial del conocimiento de los mecanismos de plegamiento (ver Johnson y Fletcher, 1994); pero en general, todos estos modelos son bidimensionales. Hasta el trabajo de Fletcher (1991) no se plantea el primer modelo teórico de amplificación de pliegues en 3D, si bien, solamente es válido para deformaciones infinitesimales. Este modelo, al igual que los modelos 2D, esta basado en la teoría lineal donde las longitudes de onda de los pliegues varían proporcionalmente a la amplitud. El resultado es que la amplitud crece de forma exponencial respecto al incremento de la deformación. Hasta la actualidad, hay muy pocos trabajos numéricos o experimentales 3D que aborden el desarrollo de pliegues con el progreso de la deformación (Grujic y Mancktelow, 1995; Mühlhaus *et al.*, 1998). El hecho de que existan pocos estudios contrasta con la aceptación, cada vez más extendida, de que los medios geológicos deben tratarse a partir de un enfoque tridimensional. ¿Cómo superar esta falta de trabajos? En general existe la tendencia a generalizar las soluciones 2D a 3D o a pensar que si es posible imaginar la animación cinemática de una estructura esta puede ser considerada físicamente factible. Muchas veces la mecánica del medio es totalmente obviada.

La motivación del presente trabajo comienza al intentar dar una explicación coherente a las observaciones de campo de un sector del Cap de Creus (NE de España). En esta zona, se puede observar un conjunto poligenético de venas de cuarzo plegadas, con orientaciones y relaciones geométricas parecidas (espesor, tamaño cristalino, etc.), pero con elevadas diferencias de geometría y amplificación de los pliegues. La paradoja es que las venas sintectónicas (Q2) presentan acortamientos más elevados que las venas pretectónicas (Q1). Druguet y Griera (1998), cuantificaron la elipse de deformación a partir de las venas de cuarzo utilizando el método de longitud de arco. Los resultados obtenidos indicaban acortamientos de un 40% para las Q1, mientras el acortamiento a partir de la Q2 eran de hasta un 55%. Estos resultados son aparentemente contradictorios ateniendo al carácter genético. La única diferencia es la orientación respecto a la dirección de máxima extensión finita (X). Mientras las Q1 son subparalelas a X, las Q2 forman un ángulo de oblicuidad entre 15° a 25°. Esta diferencia de orientación se considera clave para dar una explicación coherente a las observaciones. El objetivo de la presente comunicación es explorar el problema de la evolución del plegamiento de una capa oblicua a la dirección de extensión. Dada la definición tridimensional del problema y la falta de trabajos referentes, se ha optado por abordar el problema a partir de modelos numéricos, intentando observar las tendencias geométricas básicas para unas condiciones de contorno ideales.

METODOLOGÍA

La modelización numérica se ha llevado a cabo a partir del programa comercial FLAC3D (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*; Itasca, 2002). Este programa, basado en el método de diferencias finitas, soluciona las ecuaciones de movimiento a partir de un esquema de relajación dinámico donde el tiempo es una variable explícita.

Propiedades de los materiales

Para modelar la reología de las rocas se ha adoptado un modelo elastoviscoso (Maxwell), representado por la disposición en serie de un elemento elástico compresible y de un elemento incompresible viscoso que puede ser lineal o no lineal. Este modelo es similar al utilizado en trabajos previos sobre el desarrollo de pliegues a partir de métodos numéricos y analíticos (ver Mancktelow, 1999). En todos los modelos se ha utilizado un contraste de viscosidad efectiva entre la capa y la matriz de 100:1, mientras el contraste elástico es de 2:1. Se han utilizado exponentes de esfuerzo (n) de la capa de 1 (clásico medio viscoso newtoniano), o de 10 para representar un medio altamente no lineal. En todos los casos la matriz es lineal. Los valores absolutos para la viscosidad de la matriz es de $1 \cdot 10^{19}$ Pa·s y su modulo elástico de cizalla es de $1 \cdot 10^{10}$ Pa. Estos valores están dentro del rango establecido para materiales de la corteza media e inferior (ver apéndice de Turcotte y Schubert, 1982).

Geometría del modelo y condiciones de contorno

La geometría básica del modelo consiste en una capa central competente, de espesor H=2 unidades y paralela a la dirección de compresión (x), inmersa en una matriz menos competente (Fig. 1a y 1b). Inicialmente, se han introducido una serie de pequeñas perturbaciones a lo largo de la capa siguiendo la función $f(y,z)=0{,}2\cos(\pi x/16)$. Esta función es común en todos los modelos y representa una inestabilidad cilíndrica de amplitud inicial $A_o = 0{,}2$ y una relación inicial de longitud de onda respecto al espesor de $\lambda/H=16$. Este valor corresponde a la longitud de onda dominante teórica (λ_{dd}) para un medio viscoso lineal de contraste de viscosidad de 100 (ver Johnson y Fletcher, 1994). Fletcher (1991) demostró que λ_{dd} es únicamente función del contraste de viscosidad e independiente tanto de la inclinación como la oblicuidad de la perturbación respecto al sistema de referencia. La misma geometría inicial, también ha sido utilizada para condiciones de capa no lineal, a pesar de representar una λ_{dd} mayor que la dominante pero facilita la comparación entre los casos de reología lineal y no lineal.

Por la simetría del problema únicamente se ha modelizado numéricamente media longitud de onda de pliegue (Fig. 1b). El elemento básico de la malla de diferencias finitas son poliedros de 8 nodos. Los modelos fueron deformados en condiciones isocóricas de cizalla pura con *natural strain rate* constante de $5 \cdot 10^{-14}$ s^{-1} impuesto en los límites. La velocidad normal a las caras del modelo fueron fijadas mientras las velocidades paralelas no fueron constreñidas (condiciones *roll-over o* de *free* slip a lo largo de estas caras).

La variable principal de estudio es el ángulo de oblicuidad (b) entre el eje de la inestabilidad cilíndrica y la dirección de máxima extensión X (Fig. 1a). Se ha realizado una serie de modelos con β=0°, 30°, 45°, 60° y 90°, tanto para reología de capa lineal como no lineal. Dado los objetivos del presente estudio, se ha considerado la rotación del eje del pliegue como la de un marcador pasivo, sin la posibili-

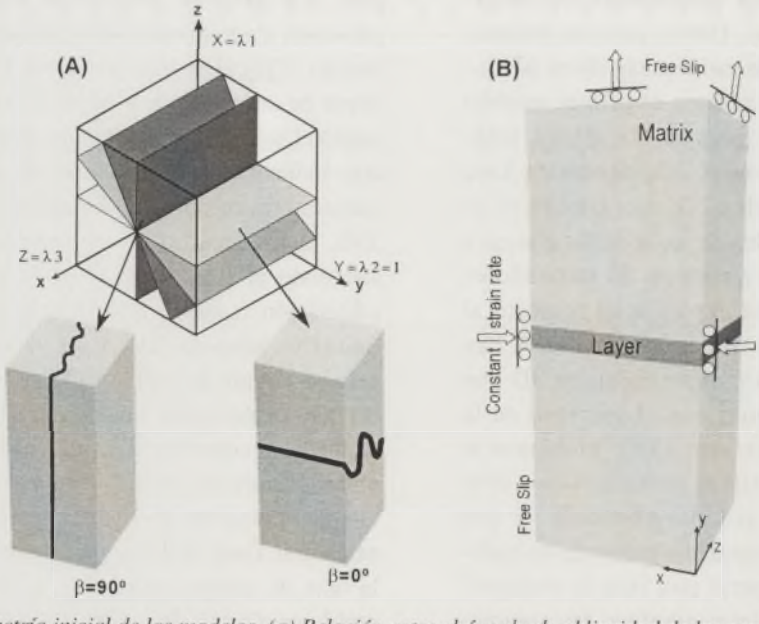


FIGURA 1. *Esquema y geometría inicial de los modelos. (a) Relación entre el ángulo de oblicuidad de las capas con la orientación de las direcciones principales de la deformación finita. Ejemplos cualitativos para las dos situaciones extremas. (b) Condiciones de contorno del modelo. Se aplican strain rates constantes a los límites del modelo, donde las velocidades paralelas a las caras no han sido constreñidas (free-slipping boundaries).*

dad de partición de la deformación en la dirección del eje. Por tanto, en todo momento la inestabilidad es considerada perfectamente cilíndrica.

RESULTADOS

La geometría final de los pliegues son reproducidos en la figura 2 para diferentes valores de acortamiento (20, 40, 60 y 80%) y tanto para condiciones lineales (a) como no lineales (b). Para todos los modelos se observa que se produce una amplificación activa de la inestabilidad inicial. Para los modelos de β=0º, se produce colapso del modelo numérico antes de conseguir un acortamiento del 80%.

Efectos de la oblicuidad del eje

Para un valor específico de acortamiento, hay una fuerte variación tanto de la amplitud finita como del ángulo de inclinación del flanco de los pliegues. Pero, seguramente la diferencia más importante es el cambio de tamaño final de los pliegues. Así, mientras que para la condición β=0º (el eje del pliegue es paralelo al eje Y de deformación finita), se produce un incremento del espesor inicial como consecuencia del acortamiento paralelo a la capa, para la condición extrema (β=90º, el eje del pliegue es paralelo al eje X) se produce un fuerte adelgazamiento de la capa como consecuencia de la extensión paralela al eje del pliegue. Estas diferencias cualitativas son corroboradas a partir de la variación de la amplitud, normalizada respecto la longitud de onda actual (A/λ), con el progreso de la deformación (Fig. 3a). También se puede observar la diferencia entre las soluciones teóricas, obtenidas a partir de la teoría clásica exponencial, y los datos logrados a partir de las simulaciones numéricas. Tan solo hay coincidencia de valores para condiciones de deformación muy baja (< 5% de acortamiento). A partir de un gráfico de los parámetros geométricos mensurables en los pliegues naturales (A, λ, H), se puede observar la convergencia de datos para los diferentes modelos (Fig. 3b). Si se expresa la deformación a partir de la elipse de deformación finita de la sección normal al eje del pliegue (R), se puede observar la correlación entre los valores geométricos y los de la deformación. Los parámetros geométricos (A, λ, H) son directamente relacionables con el valor de R e independientes de la oblicuidad del eje del pliegue respecto la dirección de máxima extensión (Fig. 3b).

Efectos de la reología

Una comparación cualitativa de la forma de los pliegues entre el modelo lineal y no lineal para la condición β=0º (Fig. 2), nos permite observar las consecuencias de una reología no lineal. Si para n=1 la variación de la curvatura desde el arco externo al punto de inflexión esta distribuida uniformemente, para el caso n=10 esta variación es más brusca y tiende a concentrarse en la zona de la charnela, mientras los flancos tienden a ser rectos. Si analizamos el

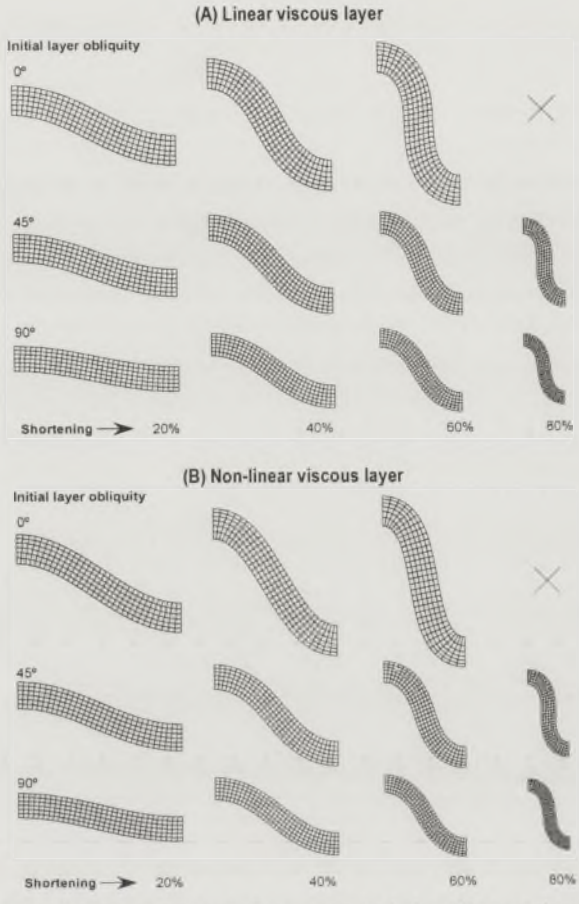


FIGURA 2. *Comparación de la geometría de los pliegues desarrollados para diferentes ángulos de oblicuidad (β) y diferentes estadios de acortamiento para reología (a) lineal y (b) no lineal. Se ha visualizado la malla de elementos para una mejor comparación.*

efecto de la oblicuidad, se puede observar que el aumento de β tiende a generar soluciones similares para ambos casos. Para una capa no lineal orientada paralela a la dirección X, la distribución de la curvatura es suave y la geometría es análoga al caso lineal. Se produce una linealización de la geometría con el decrecimiento de la oblicuidad. Esta observación queda corroborada a partir de la evolución de la capacidad de amplificación de la inestabilidad con la rotación de los flancos (Fig. 3c), donde el aumento de β tiende a generar respuestas mecánicas similares.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados de las simulaciones numéricas demuestran que es posible la amplificación activa de una perturbación inicial incluso cuando el eje es paralelo a la dirección de extensión. No obstante, la capacidad de amplificación se reduce substancialmente, necesitando altas deformaciones para llegar a estadios maduros (>75% de acortamiento para inclinaciones de flancos superiores a 70º). Este comportamiento puede ser explicado a partir de cómo se acomoda la deformación generada por la compresión paralela a la capa. Mientras para el caso β=0º únicamente puede ser acomodada a partir

de *buckling* de la capa, para el caso β=90º es repartida en amplificación activa de la inestabilidad y en extensión paralela al eje del pliegue. Esto origina la reducción del esfuerzo medio paralelo a la capa que es el causante de la amplificación por *buckling* (Fig. 3c). La linealización del resultado para reologías no lineales está relacionado con el incremento del esfuerzo de cizalla efectivo de la capa, producido por la necesidad de acomodar extensión y la imposibilidad de particionar esta deformación. Al ser un material *strain-rate softening*, implica que la progresiva rotación de una estructura de plegamiento hacia la dirección de extensión produce una reducción del contraste de viscosidad efectiva entre el medio confinante y la capa. Análogamente, el error asociado para determinar el acortamiento a partir del método de longitud de arco varia con la oblicuidad. Aunque el valor sea utilizado como un mínimo, la comparación de este valor para estructuras con diferentes ángulos de oblicuidad puede originar diferencias elevadas, a pesar de representar el mismo acortamiento final. Estos factores pueden ayudar a entender de forma cualitativa las diferencias observadas en el campo. Las venas de cuarzo pretectónicas, donde se observa un mejor desarrollo de la lineación de extensión, originariamente presentaban un ángulo menor de oblicuidad con la dirección de extensión que las venas sintectónicas. Con el progreso de la deformación, aunque se produce la paralelización de los dos conjuntos, la capacidad de amplificación de los pliegues es diferente, acomodando mayor deformación activa las venas sintectónicas. En consecuencia, las medidas de deformación a partir del método de longitud de arco presentan resultados aparentemente contradictorios, justificables, entre otras razones, por la diferente oblicuidad con la dirección de extensión. Todas estas observaciones reafirman la necesidad de abordar los problemas desde un enfoque tridimensional y abordar con la máxima cautela la generalización de conceptos 2D a 3D, sobre todo si parten de la modelización cinemática o geométrica donde la mecánica, en general, es totalmente obviada.

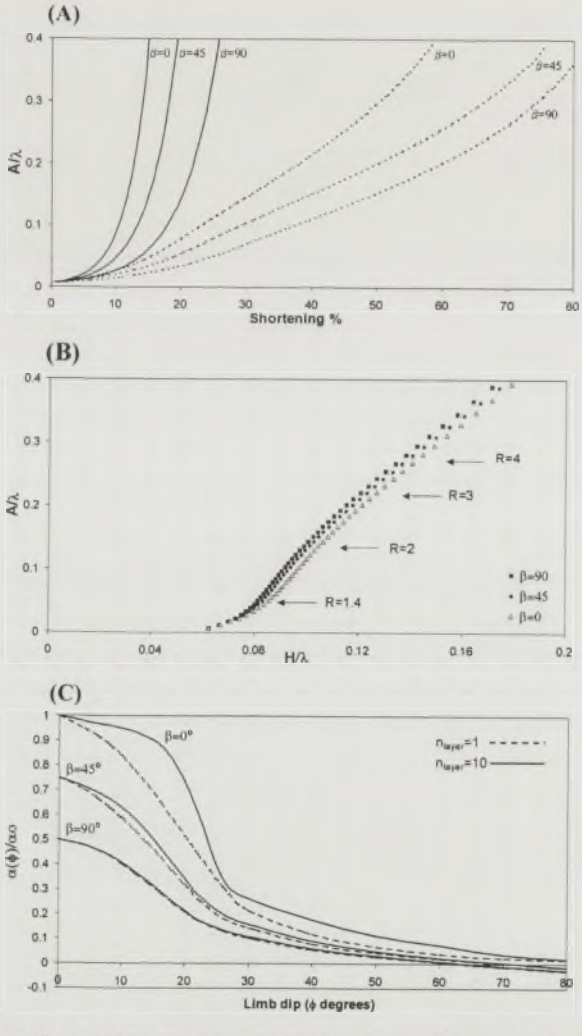


FIGURA 3. *(a) Comparación entre la solución numérica y la solución exponencial para diferentes ángulos de oblicuidad (β). La diferencia de solución es grande y únicamente coinciden para deformaciones muy pequeñas. (b) Variación de los parámetros geométricos A/λ respecto a H/λ. Se puede observar la independencia entre geometría y el ángulo de oblicuidad (β), y su relación con el valor de la elipse seccional de deformación finita (R). (c) Variación del growth rate respecto a la inclinación del flanco del pliegue. Estos valores han sido normalizados respecto al growth rate infinitesimal (A_0). Se puede observar el efecto del ángulo de oblicuidad y del grado de no linealidad. El incremento de β produce una linealización de la solución.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE 2001-2616 del MCYT .

REFERENCIAS

Druguet, E. y Griera, A. (1998): Strain analysis using deformed quartz veins. *Geogaceta*, 24: 119-122.

Fletcher, R. (1991): Three-dimensional folding of an embedded viscous layer in pure shear. *Journal of Structural Geology*, 13: 87-96.

Grujic, D. y Mancktelow, N. (1995): Folds with axes parallel to the extension direction: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 17: 279-291.

Itasca Consulting Group, Inc. (2002): *FLAC3D: Fast Lagrangian Analysis of Continua, User Manual, Version 2.1*. Itasca Consulting Group, Inc., Minneapolis.

Johnson, A. y Fletcher, R. (1994): *Folding of viscous layers*. Columbia University Press, New York, 461 p.

Mancktelow, N. (1999): Finite-element modelling of single-layer folding in elasto-viscous materials: the effect of initial perturbation geometry. *Journal of Structural Geology*, 21: 161-177.

Mühlhaus, H-B., Sakaguchi, H. y Hobbs, B. (1998): Evolution of three-dimensional folds for a non-Newtonian plate in a viscous medium. *Proceedings of the Royal Society of London*. A, 454: 3121-3143.

Turcotte, D. L. y Schubert, G. (1982): *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. Wiley, New York, 450 p.

Geometric analysis and scaling properties of calcite e-twins in the Cameros Basin (NW Iberian Chain, Spain)

P. Gumiel[1,2], J.M. González-Casado[3], R. Campos[4], J.L. Giner-Robles[5] y C. García-Cuevas[3]

1 Instituto Geológico y Minero de España, c/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. p.gumiel@igme.es
2 Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá.
3 Dpto. de Q. A. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.
4 CIEMAT, Av. Complutense 22, 28040 Madrid.
5 Dpto. de Geodinámica, Facultad Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

ABSTRACT

One dimensional geometric analysis has been carried out in several scan lines from 885 measures of twins in calcite grains to determine grain width (in microns) and twin density (number of twins.mm-1) distributions. Grain width and twin density have a good fit to the log-normal frequency distribution. Twinning in calcite implies intracrystaline deformation mechanism with low shear stress. When the process begins low grain width and calcite twins are developed with a probably random distribution what could be supported by a negative exponential distribution tendency. The twinning process continues until a "critical" value of grain width and density which is going to influence in the scaling process, and becoming the distribution to log-normal type. But some data also conform to a power-law (fractal) frequency distribution from determined range or sizes (300 to 1000 mm) and density (2 to 10 twins.mm-1) with some superimposed random (negative-exponential) elements, possible due to the irregularities at grain scale, but also because this systems show multifractal behavior.

Key words: *calcite, e-twins, geometry, fractal, scaling.*

INTRODUCTION

Recent awareness of fractals and the development of techniques to measure fractal dimensions give rise to new applications in vein distribution and vein properties studies (e.g. Gumiel *et al.* 1995; Roberts *et al.* 1999). In this sense, has been investigated the possible fractal geometry of calcite e-twins from grains that fill microveins in two areas of the Iberian Chain (Sierra del Alto Tajo and Cameros Basin, Fig. 1), a straight NW-SE trending fold and thrust belt located between the Ebro, Duero and Tajo Tertiary basins, in the eastern part of the Iberian Peninsula. The Iberian Chain was built up mainly during the Paleogene in response to the compressional tectonics then occurring on the active margins of the Iberian Plate (e.g. Salas and Casas, 1993).The deformation history of the area is preserved in the calcite e-twins (e.g. González-Casado and García-Cuevas, 1999, 2002). Then more than 100 veins were collected from the Lower Jurassic and Upper Cretaceous limestones in order to study the possible fractal geometry of e-twins. In each sample were analysed more than 40 grains. The twin index (twin/mm), grain size (mm2) and the twin geometry (Burkhard, 1993) were measured.

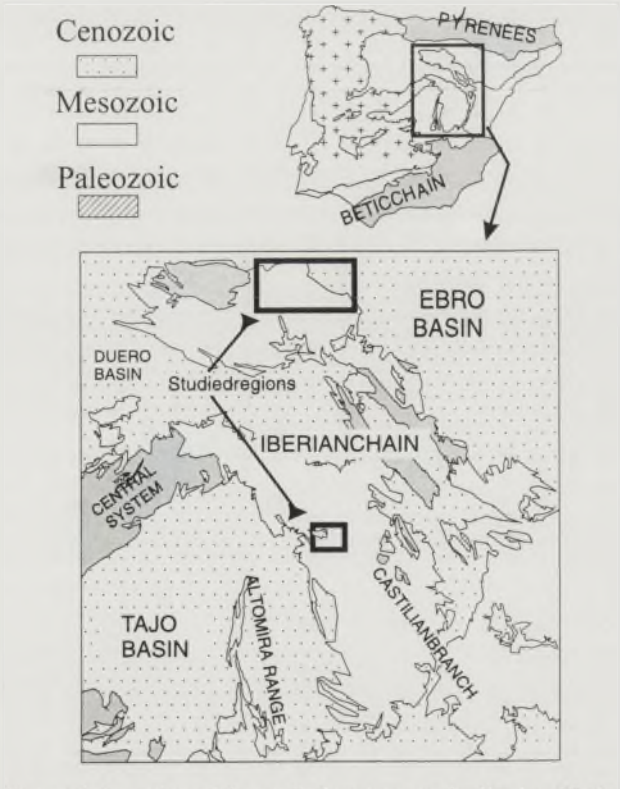


FIGURE 1. *Location of the studied regions on the Iberian Chain.*

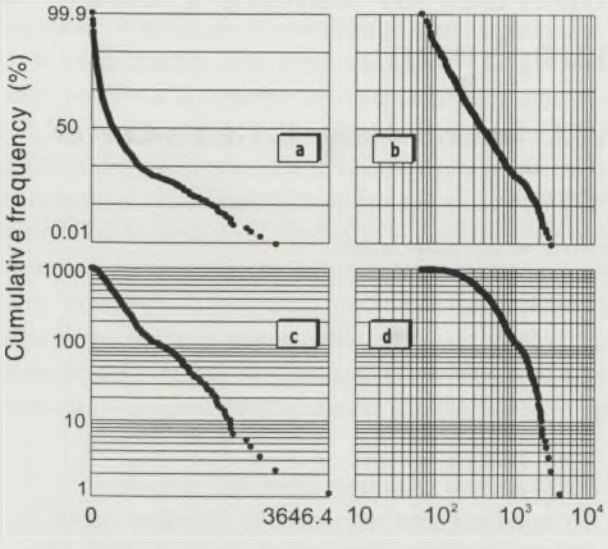


FIGURE 2. *Cumulative frequency plotted against grain width. Four models are plotted: a) normal distribution, b) log-normal, c) negative exponential and d) power-law.*

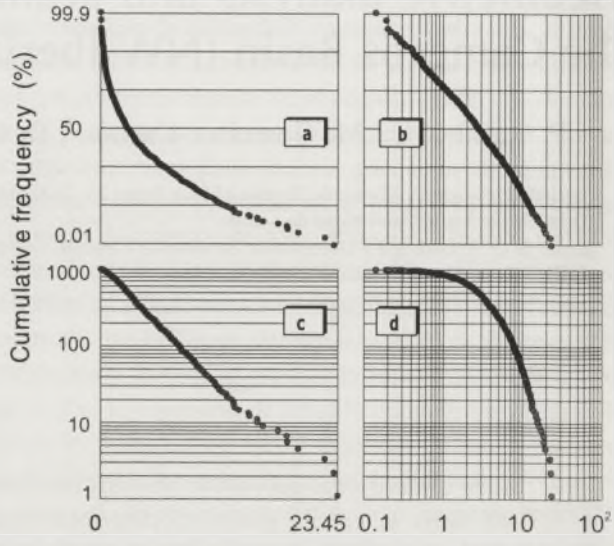


FIGURE 3. *Cumulative frequency plotted against twin density. Four models are plotted: a) normal distribution, b) log-normal, c) negative exponential and d) power-law.*

ANALYSIS OF FREQUENCY DISTRIBUTION OF CALCITE TWINS

In this work, one dimensional analysis has been carried out in calcite twins to determine grain width (in microns) and twin density (number of twins.mm^{-1}) distributions. The scan line data from 885 measures of twins in calcite grains can be used to validate theoretical techniques for utilizing twin-data distribution and evolution. Cumulative frequency log (*N*)-log (*grain width*) and log (*N*)-log (*twin density*) plots have been utilized to verify if grain width and twin density conformed to a power-law distribution, of the form: $N \propto C\, g^{-D}$ (1) or $N \propto C\, \delta^{-D}$ (2), where *N* is the number of grains, or number of twins.mm^{-1} –density-, with a size $\geq g$ or δ. *C* represents the frequency of grains/twins $\geq$ unit size (g/δ), and $-D$ is the slope of the log-log plot respectively (Fig. 2d and Fig. 3d).

Data from e-twins generally do not conform to a power-law distribution. Some of the departure from the power-law distribution, (i.e. a straight line relationship on the log-log plots, can be attributed to two effects: truncation –the under sampling of the lowest grain size (< 67.5 microns) and the lowest twin density (< 0.14 twin.mm^{-1}), and censoring –the low probability of larger grains / twins-, due to finite-size effect. The latter effect would produce a characteristic downturn or steeping of slope at the high width/density end of the log-log plots, usually affecting the widest twins (over 500 microns), and the highest twin density (over 4 twins.mm^{-1}). Truncation and censoring have been corrected following Pickering *et al.* (1995).

To select the best model for twin distribution least-squares regressions have been fit to the segments of grain width and density distribution in the log-log plots. Grain width distribution shows two slopes; the lower with a dimension (D_{g1} = 0.61, r^2 = 0.96) and the steeper with a dimension (D_{g2}=1.25, r^2=0.93). Data conform to a power-law distribution for a grain size interval ranging between 300 and 1000 microns with a generalized grain size dimension (Dg = 1.31). This power-law regression shows a correlation coefficient (r^2=0.93). Twin density follow a similar behavior showing also two slopes; the lower with a dimension ($D_{\delta 1}$=0.46, r^2=0.92), and the steeper with a dimension ($D_{\delta 2}$ = 1.52, r^2 = 0.95). Data also conform to a power-law distribution for a twin density interval ranging from 2 to 10 twins.mm^{-1} with a generalized density dimension (Dδ= 0.99). This power-law regression shows a correlation coefficient (r^2=0.87).

Comparing pairs of variables (e.g. twin density-grain width, and strain-grain width), there are not any lineal correlation (r^2 =-0.28 and r^2 =-0.41 respectively), however considering their logarithms (log density-log grain width, and log strain-log grain width) both are highly correlated (r^2 =0.98), what is also confirmed using a cross-correlation log function. Thus all data strongly support that grain width and twin density do not conform power-law distributions, however, both parameters have a good fit to the **log-normal** distribution which can be better seen when compared with the normal (gaussian), log-normal, negative-exponential and power-law distributions by using cumulative frequency plots (Figs. 2 and 3).

These plots provide a graphical representation of the data in a form suitable for visual estimation of the fit to the distribution models. In the case of normal (Figs. 2a and 3a) and log-normal (Figs. 2b and 3b) distributions, the cumula-

tive frequency is plotted against grain width or twin density (Figs. 2a and 3a respectively), or log (grain width) / log (twin density) –Figs. 2b and 3b-, using normal probability scaling. A straight line plot indicates conformity in the normal (or log-normal) frequency distribution. For a negative-exponential distribution a plot of log (cumulative frequency of grain width or twin density, Figs. 2c and 3c) against grain width or twin density is a straight line, whereas for a power-law distribution log (cumulative frequency of grain width or twin density, Figs. 2d and 3d-) against log (grain width or twin density) yields a straight line.

INTERPRETATION AND DISCUSSION

The behavior of grain size and twin density is similar with a characteristic downturn or steeping of slopes at the high grain width and density ends of the log-log plots, usually affecting the widest twins (over 500 microns), and the highest twin density (over 4 twins.mm^{-1}). The meaning of this is complex, but can be interpreted as follows: twinning in calcite implies intracrystaline deformation mechanism with low shear stress. When the process begins, low grain width and calcite twins are developed with a probably random distribution what could be supported by a negative exponential distribution tendency in this low values. The twinning process continues until a "critical" value of grain width and density which is going to influence in the scaling process, and becoming the distribution to log-normal type. Most of data from calcite twins have a good fit to log-normal distribution, which is related to a characteristic grain size or density, best described by the arithmetic mean (grain size mean= 528.2 microns, and twin density = 3.73 mm^{-1}). These values can be considered as "critical" values to influence the scaling law. The use of the log-normal model allows further statistical analysis. But some data also conform to power-law cumulated frequency distribution of e-twins in calcite what is interpreted as a fractal geometry from determined range or sizes (300 to 1000 mm) and density (2 to 10 twins.mm^{-1}), with some superimposed random (negative-exponential) element, possible due to the irregularities at grain scale, but also because this systems show multifractal behavior.

ACKNOWLEDGEMNTS

This work forms part of the BTE2002-01742 (MCyT) project. We thank to Dr. Raúl Pérez for his useful suggestions and comments.

REFERENCES

González Casado, J.M. y García-Cuevas, C. (1999): Calcite twins from microveins as indicators of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 21: 875-889.

Gumiel, P., Campos, R., Sanderson, D.J. y Roberts, S. (1995): Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres), Conectividad y Percolación. *Boletín Geológico y Minero*, 106 (4): 16-37.

Pickering, G., Bull, J.M. y Sanderson, D.J. (1995): Sampling power-law distributions. *Tectonophysics*, 248: 1-20.

Roberts, S., Sanderson, D. J. y Gumiel, P. (1999): Fractal Analysis and Percolation Properties of Veins. En: *Fractures, Fluid Flow and Mineralization* (K.J.W. Mc Caffrey, L. Lonergan y J.J. Wilkinson, Eds.). Geological Society of London, Special Publication 155: 7-16.

Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Chain. *Tectonophysics*, 228: 33-55.

Oroclinales y delaminación: relaciones y efectos

G. Gutiérrez-Alonso[1], J. Fernández-Suárez[2] y A.B. Weil[3]

1 Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, 33708 Salamanca (España). gabi@usal.es
2 Dpto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid (España). jfsuarez@geo.ucm.es
3 Dpt. of Geology, Bryn Mawr College, Bryn Mawr, PA 19101 (USA). aweil@brynmawr.edu

ABSTRACT

Late- to post-orogenic oroclinal bending in conjunction with thinning of the lithospheric mantle is potentially an important component of the waning stages of plate convergence in collisional orogenies. This paper addresses possible and hitherto unexplored cause-effect relationships between oroclinal bending of an originally linear orogenic belt and lithospheric thinning and delamination based on an example from the Western European Variscan Belt (WEVB). We suggest that late- to post-orogenic bending of the lithosphere around a vertical axis may cause thickening and eventual detachment of the lithospheric root of orogenic belts such as the WEVB. The proposed hypothesis is consistent with the chronology of tectonic, metamorphic, magmatic and hydrothermal events recorded in the WEVB.

Key words: *Orocline, Variscan belt, Iberia, lithospheric delamination.*

INTRODUCCIÓN

En 1955, Carey acuñó el término oroclinal para describir "un sistema orogénico que ha sido flexionado horizontalmente hasta tener la forma de una herradura o de un codo" ("*an orogenic system that has been flexed in plan to a horse-shoe or elbow shape*"). Se han propuesto otros dos mecanismos para explicar le génesis de la curvatura de cinturones montañosos: la existencia de una geometría no linear en los márgenes continentales que colisionan y la indentación de un promontorio o la colisión de terrenos contra un contrafuerte en orógenos transpresivos que suponen rotaciones pre- y sin- orogénicas respectivamente.

El engrosamiento litosférico causado durante los procesos orogénicos puede hacer que la litosfera mantélica sea inestable y se colapse y hunda gravitacionalmente causando un adelgazamiento litosférico, el aumento de los gradientes térmicos, ascenso de la superficie topográfica y extensión generalizada.

El Cinturón Varisco de Europa Occidental (CVEO) (Fig. 1A) representa una flexión oroclinal a escala continental y puede ser usado para investigar las relaciones y efectos entre la génesis del oroclinal y el adelgazamiento y delaminación de la litosfera. La sucesión de eventos en el CVEO indican el desarrollo simultáneo del oroclinal a partir de un orógeno linear o casi linear y la delaminación litosférica durante los últimos estadios del orógeno varisco (Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Weil *et al.*, 2001).

EVIDENCIAS GEOLÓGICAS Y CRONOLOGÍA DE LA CURVATURA OROCLINAL Y LA DELAMINACIÓN LITOSFÉRICA EN EL CVEO

El CVEO se caracteriza por su patrón estructural intensamente curvado (Fig. 1A) inicialmente descrito en 1885 por Suess y objeto de estudio por un sinnúmero de autores (Pérez-Estaún *et al.*, 1988 y las referencias en ese trabajo) incluyendo los trabajos más recientes sobre el paleomagnetismo de la zona Cantábrica, situada en el corazón del arco interno del oroclinal (Fig. 1B) (Weil *et al.*, 2001). Estos y otros trabajos estructurales y geofísicos proponen distintas hipótesis que explican la curvatura del CVEO como un arco neoproterozoico heredado, como un arco que resulta de la colisión varisca de un indentador, de una colisión oblicua, un efecto esquina o el progresivo cambio en la dirección de cabalgamiento en el núcleo del arco interno (Pérez Estaún *et al.*, 1988).

Desde este punto de vista, el CVEO está formado por dos zonas estructurales, el núcleo o arco interno que se conoce como la Zona Cantábrica, y el arco externo que incluye el resto de las zonas paleogeográficas definidas clásicamente.

Los datos estructurales recientes del arco interno indican que su geometría arqueada tiene un origen tardivarisco (Fig. 1B) a partir de una estructura compresiva E-W con una geometría casi linear (Weil *et al.*, 2001). Para explicar como se acomoda la deformación causada por la curvatura de la litosfera alrededor de un eje vertical se utiliza la deformación longitudinal tangencial. (Ries y Shackleton, 1976), caracterizada por acortamiento paralelo al arco en el arco interno y extensión en el mismo sentido en el arco externo (Fig. 1C). El límite entre ambos arcos está marcado por una superficie sub-vertical en la que no se produce estiramiento ni acortamiento y que se conoce como superficie neutra.

Las características geológicas de la Zona Cantábrica indican que el acortamiento tangencial aumenta hacia el núcleo del arco y disminuye hacia la superficie neutra (Julivert y Marcos, 1973) acomodada generalmente por pliegues

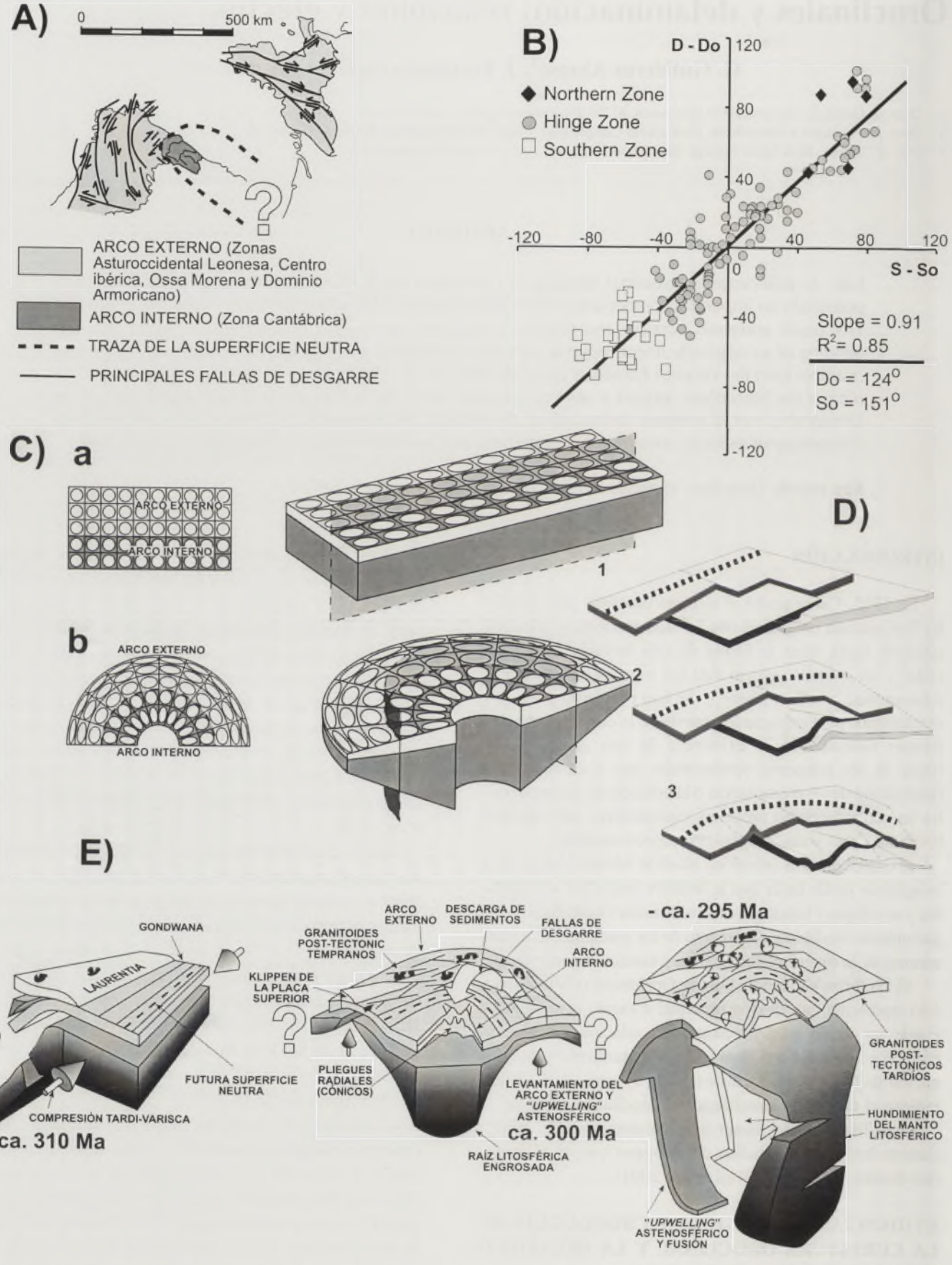


FIGURA 1. *A) Esquema geológico del CVEO; B) Desviaciones de la declinación respecto a la dirección de referencia (Modificado de Weil et al., 2001); C) Esquema ilustrando el mecanismo de deformación longitudinal tangencial; D) Esquema del desarrollo de pliegues cónicos los mantos más occidentales de la Zona Cantábrica; y E) Esquema ilustrativo de la evolución tectónica propuesta para el caso de una delaminación litosférica causada por la generación de un oroclinal.*

cónicos (Fig. 1D) con trazas axiales perpendiculares a la curvatura del arco (Julivert y Marcos, 1973), acompañados por fallas inversas y de salto en dirección.

En el arco externo el estiramiento paralelo al arco se produce por medio de una estiramiento dúctil generalizado en los niveles corticales más profundos y fallas de salto en dirección en los más superficiales. Las evidencias de la deformación relacionada con el arco en la parte mantélica de la litosfera son mucho menos abundantes.

Otro hecho importante a lo largo de todo el CVEO es la existencia de un evento intrusivo a lo largo de todo el cinturón que ocurrió entre 295 y 285 Ma (Fernández-Suárez *et al.* 2000), incluido el arco interno (Valverde-Vaquero *et al.*, 1999), que casi nunca se ve afectado por el magmatismo postorogénico o tardiotrogénico en otros cinturones. Las evidencias petrológicas y geoquímicas indican que este evento intrusivo tiene su origen en la fusión e la corteza inferior y en aportes de fundidos mantélicos (Fernández-Suárez *et al.*, 2000). Los aproximadamente 10 Ma en que tuvo lugar este evento magmático coincide con las edades obtenidas mediante paleomagnetismo para el cierre del arco en la Zona Cantábrica (Weil *et al.*, 2001) (Figs. 1A y 1B).

Además del elevado volumen y la distribución de granitoides de edad 310-290 Ma, otras evidencias de un alto flujo de calor durante el tardi-varisco son:

Los carbones stefanienses poseen un rango muy alto (Colmenero y Prado, 1993) que no puede ser explicado por enterramiento. Hay numerosas evidencias de circulación de fluidos a alta temperatura en las cuencas stefanienses (Ayllón *et al.*, 2003) y la presencia de numerosas rocas ígneas intruidas en ellas.

La dolomitización generalizada de las calizas carboníferas y los depósitos de talco en el arco interno (Gasparrini *et al.*, 2003) evidencia la circulación de fluidos a alta temperatura durante tiempos tardivariscos.

La presencia de mineralizaciones de oro en torno a 270-290 Ma (Martín-Izard *et al.*, 2000) y la presencia de metamorfísmo post-tectónico de alta temperatura y baja presión (Martínez-Catalán et al, 2003) en el arco externo y el metamorfismo epizonal y volcanismo stefaniense en el arco interno.

El levantamiento del arco externo y la génesis de fallas normales.

El movimiento gravitatorio hacia el arco interno de grandes mantos (Martínez Catalán *et al.*, 2003).

El elevadísimo aumento del flujo de sedimentos continentales molásicos que fueron erosionados de las zonas elevadas del arco externo y depositados en el arco interno o cerca de la superficie neutra, y

El reequilibrio térmico de fábricas previas.

Para explicar la abundancia y ubicuidad de actividad magmática durante ca. 10 Ma a lo largo de un orógeno de varios centenares de kilómetros de anchura se debe de recurrir a una fuente de calor extremadamente eficiente. Fernández-Suárez *et al.* (2000) propusieron un mecanismo de delaminación litosférica que provocó la aparición de un gran número de cuerpos ígneos en el CVEO.

¿PUEDE UN OROCLINAL CAUSAR DELAMINACIÓN LITOSFÉRICA?

Las evidencias apuntadas previamente permiten proponer una hipótesis según la cual el plegamiento oroclinal de un orógeno inicialmente linear puede estar ligado a la delaminación litosférica en un contexto tardi o post orogénico (Fig. 1E).

Cualquier modelo que pretenda explicar un plegamiento oroclinal litosférico debe de asumir una respuesta conjunta de la corteza y el manto subyacente y aunque los resultados del proceso se puedan observar en la corteza superior no hay evidencias directas de los efectos del mismo en el manto litosférico.

Proponemos que, simultáneamente al desarrollo del oroclinal, el manto litosférico se engrosó debajo del arco interno y se adelgazó debajo del arco externo. Los efectos del adelgazamiento debajo del arco externo se pueden resumir en: i) ascenso de manto astenosférico y fusión de la corteza inferior resultando en la presencia de intrusiones postorogénicas; y ii) una rápida elevación topográfica causada por el aumento de flotabilidad de la corteza que causaría deformación gravitacional y una elevada tasa de erosión y descarga sedimentaria hacia el arco interno.

El desequilibrio de masas litosféricas debajo del arco externo e interno causaría la delaminación de la raiz litosférica generada debajo del arco interno arrastrando, posiblemente, los restos de manto litosférico adelgazados que quedasen debajo del arco externo (Fig. 1E). Este proceso daría lugar al pulso térmico que tuvo lugar en el Pérmico inferior (295-285 Ma).

La presencia de magmatismo postorogénico más antiguo en el arco externo sugiere que el adelgazamiento del manto litosférico ocurrió hace 310-300 Ma y fue seguido por la delaminación litosférica 10 Ma mas tarde debajo del arco interno. Esta secuencia está de acuerdo con la diacronía del ascenso astenosférico propuesta por el modelo en dos dimensiones de Fernández-Suárez *et al.* (2000) y su duración está de acuerdo con modelizaciones.

Como resultado de los procesos mencionados, el suministro térmico durante el Carbonífero Superior y Pérmico inferior en el arco interno produjo un levantamiento topográfico traducido en extensión, volcanismo y la génesis de cuencas continentales.

CONCLUSIÓN

Este modelo explora las posibles relaciones entre el plegamiento oroclinal post-orogénico de un orógeno linear con el adelgazamiento y la delaminación de su litosfera mantélica. Los resultados de un proceso de este tipo explican las características estructurales, metamórficas, ígneas e hidrotermales de los eventos tardi-variscos en todo el Cinturón Varisco de Europa occidental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto BTE2000-1490-C02-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y versiones previas se han beneficiado de las críticas de S. Johnston, S Marshack, W. Collins y G. Draper y la revisión de T. Román a quienes agradecemos su labor.

REFERENCIAS

Ayllón, F., Bakker, R.J. y Warr, L.N. (2003): Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks of the Ciñera-Matallana coal basin (NW Spain). *Geofluids*, 3: 49-68.

Colmenero, J. R. y Prado, J. G. (1993): Coal basins in the Cantabrian Mountains, northwestern Spain: *International Journal of Coal Geology*, 23: 215-229.

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

Gasparrini, M., Bakker, R.J., Bechstädt, T. y Boni, M. (2003): Hot dolomites in a Variscan foreland belt: hydrothermal flow in the Cantabrian Zone (NW Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 4064: 1-7.

Julivert, M. y Marcos, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain): *American Journal of Science*, 273: 353-375.

Martín-Izard, A., Fuertes, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J. G., Maldonado, C. y Pevida, L. R. (2000): The Rio Narcea gold belt intrusions; geology, petrology, geochemistry and timing, *Journal of Geochemical Exploration*, 71: 103-117.

Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R. y Díez Balda, M.A. (2003): Large accomodation structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 25: 1815-1840.

Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquinez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Armorican Arc). *Tectonics*, 7: 517-537.

Ries, A.C. y Shackleton, M. (1976): Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 283: 281-288.

Weil, A.B., Van der Voo, R. y van der Pluijm, B.A. (2001): Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29: 991-994.

Efecto de la geometría de la deformación en la deformación plástica de agregados policristalinos: resultados experimentales en caliza de Solnhofen

S. Llana-Fúnez y E.H. Rutter

Dpto. of Earth Sciences, University of Manchester, Oxford Road, M13 9PL Manchester, Reino Unido. sergio.llana-funez@man.ac.uk

ABSTRACT

Several high temperature deformation tests in Solnhofen limestone have been run using different rock experimental configurations: axi-symmetric shortening and extension, and direct shear. The aim is to establish the relation between the strain geometry we imposed to the specimen and the type of crystallographic preferred orientation that forms in the aggregate, taking into account that intracrystalline plasticity is the predominant deformation mechanism. We produced non-plane strain geometries, such as constrictional and flattening deformations in axi-symmetric extension and compression tests, respectively, but also geometries close to plane strain in direct shear experiments.

The arrangement of slip systems in the deformed aggregates depends on the orientation of the principal strain axes and on the boundary conditions of the experimental setting. We combined the use of pole figures and inverse pole figures to characterise, respectively, the asymmetry of deformation and the orientation of the extension and compression directions in 3D. This approach allow us to track changes in 3D strain geometry in specimens deformed heterogeneously and to have access to geometries which are not producible separately.

Key words: *strain geometry, rock deformation, microstructure, EBSD, calcite.*

INTRODUCCIÓN

Algunas propiedades físicas de las rocas dependen no sólo de la anisotropía de los minerales componentes, sino también de la disposición espacial de los mismos. Un proceso natural que modifica o condiciona esta disposición espacial de los cristales es la deformación plástica intracristalina. Hemos tratado de reproducir este proceso en el laboratorio utilizando caliza de Solnhofen y deformando las muestras en configuraciones experimentales con diferentes geometrías: extensión y compresión axi-simétrica y cizalla directa. Los experimentos se han realizado a una temperatura de 600 °C, presión de confinamiento de 200 MPa y a velocidades de la deformación del orden de 10^{-4} s^{-1}.

El objetivo de la serie de experimentos es el de relacionar la geometría tridimensional de la deformación impuesta sobre el agregado con la orientación cristalográfica preferente (OCP) resultante. Los resultados permiten no sólo calcular algunas propiedades físicas locales de las muestras deformadas en función del tipo de OCP sino que también permitirían realizar predicciones sobre la orientación de las direcciones principales del elipsoide de la deformación en el caso de ejemplos naturales que muestren OCP comparables. Este principio sería aplicable a otras fases minerales siempre que el mecanismo de deformación predominante sea el de deformación plástica intracristalina.

El avance en el análisis de texturas que supone la utilización de difracción de electrones retrodispersados en un microscopio electrónico de barrido para la determinación de la orientación cristalográfica completa de los granos supone que se pueden emplear materiales de grano fino en deformación experimental, proporcionando un mayor número de granos en cada muestra. Este hecho diferencia nuestro trabajo de otros realizados anteriormente con propósitos similares (p.ej. Wenk *et al.*, 1987). No sólo podemos determinar la orientación cristalográfica de forma automática y rápida, sino conocer la localización exacta de la medida en el agregado (p.ej. Prior *et al.*, 1999).

MÉTODO EXPERIMENTAL

El material de partida en los experimentos es caliza de Solnhofen, formada fundamentalmente por calcita (97 %), mineral que se comporta dúctilmente en condiciones

reproducibles en el laboratorio. El reducido tamaño de grano en esta roca (~4 µm) proporciona suficientes granos por muestra. Este material presenta <1 % del volumen de impurezas en los bordes de los granos, fundamentalmente materia orgánica y óxidos, cuyo principal efecto es el de inhibir la migración de bordes de grano en las condiciones experimentales utilizadas (Walker *et al.*, 1990). Esto permite la utilización de los cambios de forma de los granos como indicadores de la deformación finita.

Se utilizan muestras cilíndricas cortadas perpendicularmente a la estratificación, cuyas dimensiones varían en función del tipo de experimento (bien de 15 mm o de 9.5 mm; figura 1). Las muestras cortadas se secan en un horno a 100 °C y se aíslan dentro de la cámara de presión del medio que ejerce la presión de confinamiento mediante camisas de cobre para los experimentos en compresión axi-simétrica y en cizalla directa, o de hierro para los experimentos en extensión axi-simétrica (las máquinas utilizadas son diferentes). Todas las muestras deformadas se cortan diametralmente y se montan en bloques de resina. Los bloques pulidos se estudian utilizando luz reflejada en un microscopio petrográfico donde se determinan las áreas que posteriormente se estudian en microscopía electrónica.

En la extensión axi-simétrica se utiliza una presión de confinamiento de 300 MPa y se retira progresivamente uno de los pistones a una velocidad constante de tal forma que el esfuerzo menor se dispone paralelo al eje del cilindro de muestra (detalles sobre experimentos en extensión en Rutter, 1998). Cuando la muestra comienza a deformarse dúctilmente se produce una reducción progresiva de la sección del cilindro (Fig. 1) que implica esfuerzos y velocidades de la deformación crecientes.

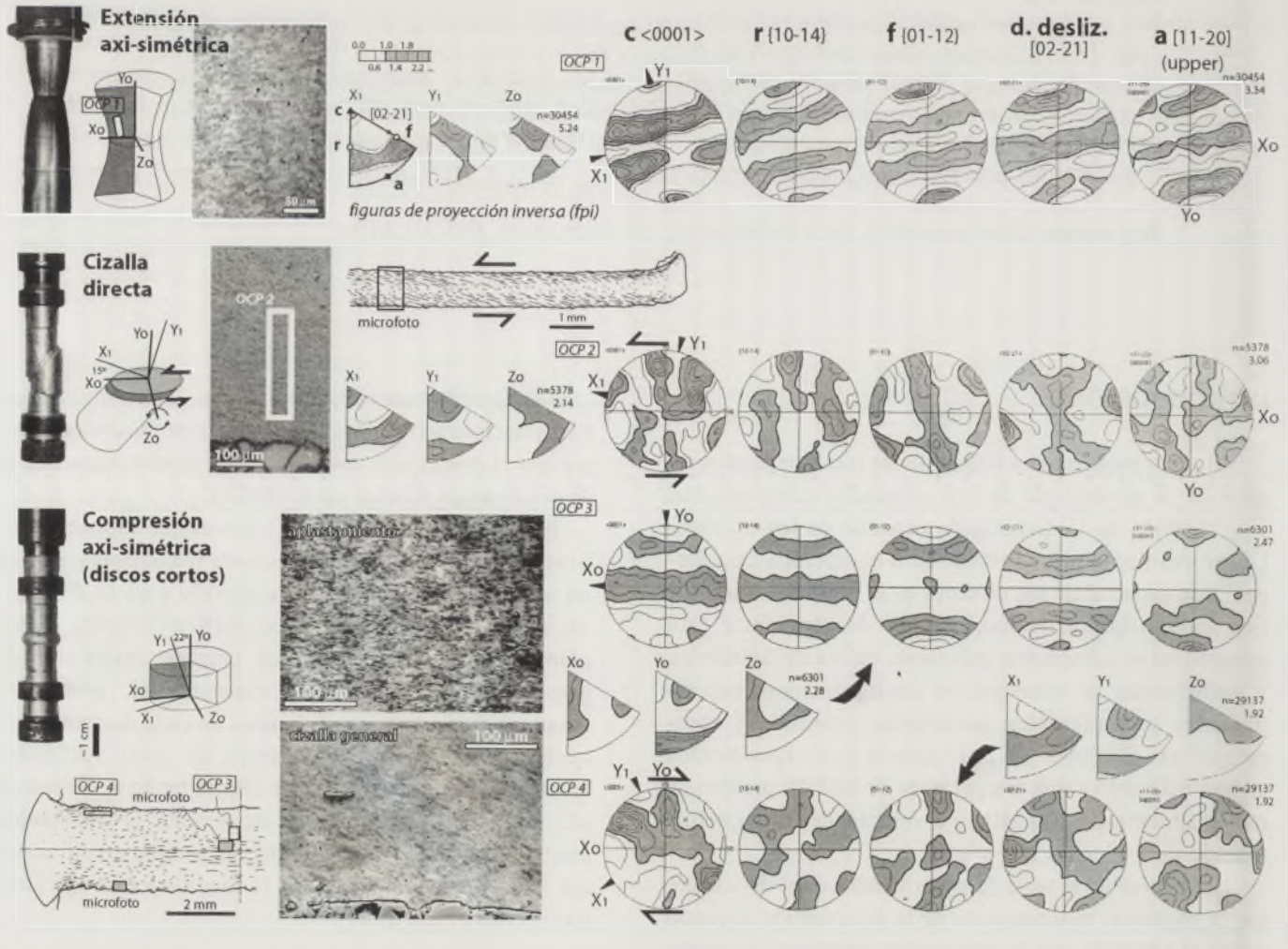


FIGURA 1. *Las tres filas de la figura muestran los resultados experimentales en las tres configuraciones de partida. A la izquierda se muestra una fotografía de la muestra deformada, a continuación el sistema de referencia en cada experimento, una fotografía representativa de la microestructura y finalmente las figuras de proyección inversa para tres direcciones principales de la deformación y las proyecciones estereográficas de* ***c***, ***r***, ***f***, *[02-21] y* ***a*** *en calcita. En las dos configuraciones inferiores se incluye un mapa con la distribución de la foliación en calcita en secciones XY. Las proyecciones estereográficas son en el hemisferio superior y los contornos de densidad son múltiplos de la distribución uniforme (realizado con Channel 5, de HKL Tecnologies).*

En los experimentos en compresión, se somete la muestra a una presión de confinamiento de 200 MPa y se desplaza a velocidad constante el pistón inferior, produciendo el acortamiento de la muestra. La fricción en los contactos entre la muestra y el pistón inhibe deslizamiento en esta superficie y produce la formación de perfiles en barril, que implican una distribución heterogénea de la deformación. La utilización de muestras cilíndricas cortas incrementa este efecto y por tanto la heterogeneidad de la deformación. En estas condiciones, la orientación, naturaleza y magnitud de las direcciones principales del elipsoide de la deformación variarán de una región a otra de la muestra (Llana-Fúnez y Rutter, 2004).

Los experimentos en cizalla directa utilizan una configuración similar a la anterior, pero utilizando un cilindro de arenisca previamente cortado a 45° que simula la formación de una zona de cizalla y entre cuyas mitades se coloca una pastilla de caliza de ~1 mm de grosor. La base del bloque en contacto con el pistón inferior se impregna de grafito que facilite su movimiento lateral (Fig. 1). El desplazamiento de un bloque de arenisca con respecto a otro produce la componente de cizalla. El ligero acortamiento de la pastilla de caliza implica que la deformación no se produce estrictamente por cizalla simple.

RESULTADOS

En sección pulida, todas las muestras presentan una microestructura variable en función de la localización del área de observación dentro de la muestra. Los granos de calcita están en general alargados y muestran una foliación continua. No obstante, existen zonas en las que no se observa alargamiento, bien porque no hay deformación finita, o porque el estiramiento se produce en una dirección perpendicular a la de observación. Acompañando este cambio de forma de los granos se desarrolla también orientación cristalográfica preferente. En general, los bordes de los granos se mantienen relativamente rectos o ligeramente irregulares y en la mayor parte de los casos no se observa el crecimiento de nuevos granos en los bordes. Por ello, se asume que la deformación es predominántemente plástica.

El trazado sobre fotografías de la orientación de las formas de los granos de calcita permite estimar el tipo de deformación en distintas áreas de las muestras. Se han realizado mapas de orientación de granos en muestras deformadas en compresión axi-simétrica y en cizalla directa (Fig. 1). En áreas con geometrías de la deformación más sencillas se han realizado medidas de la OCP. En las zonas analizadas existe una correspondencia entre la geometría de la deformación y la geometría de la OCP de distintos elementos. Por ejemplo, en zonas de extensión simétrica (experimentos en extensión) la dirección de extensión coincide con máximos o es el eje de guirnaldas de circulo menor y mayor de direcciones de deslizamiento, como [02-21] o **a**, o de polos de planos de deslizamiento (**r** y **f**). De manera análoga, la dirección de compresión en aplastamiento simétrico (en el centro de la muestra deformada en la tercera configuración), es a su vez eje de guirnaldas de círculo menor y mayor. En la figura adjunta también se presentan medidas de dos áreas en las que el desarrollo de una foliación oblicua con respecto al sistema de referencia externo indica la presencia de componentes de cizalla. En los experimentos en cizalla directa la componente de cizalla produce un desarrollo desigual de las guirnaldas y la presencia de asimetrías internas en las mismas en distintos elementos cristalográficos (el más significativo es la dirección de deslizamiento [02-21]). En compresión de cilindros cortos también se observan áreas con componentes de cizalla significativas (Fig. 1). En ambos casos, hay que tener en cuenta que no se trata estrictamente de cizalla simple y que hay una componente de aplastamiento implícita.

Teniendo en cuenta la microestructura, se determinan localmente las direcciones principales de la deformación y éstas se proyectan en figuras de proyección inversa. La dirección de extensión y de compresión muestran siempre orientaciones cristalográficas características, debido a que determinan qué orientaciones de los sistemas de deslizamiento son favorables. Por comparación, se puede determinar la naturaleza de la tercera dirección perpendicular al plano de observación. En deformación no planar, se tratará de una dirección de extensión, para aplastamientos, o de una dirección de compresión, para elipsoides de la deformación prolatos.

CONCLUSIONES

La combinación de deformación experimental en materiales de grano fino y el análisis de texturas mediante difracción de electrones retrodispersados permite reproducir y registrar un amplio abanico de geometrías de la deformación en materiales deformados plásticamente. La microestructura en sección de las muestras deformadas nos permite conocer la orientación de dos de las direcciones principales de la deformación. Utilizando la geometría de los modelos de orientación cristalográfica podemos estimar la naturaleza de la tercera dirección principal, resultado que se puede anticipar a partir de la configuración geométrica del experimento. Por analogía se podría extender el procedimiento al estudio de deformaciones naturales en otras fases minerales siempre que se cumplan las condiciones de partida, que la deformación sea fundamentalmente plástica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la financiación de la Comisión Europea a través del contrato posdoctoral en la Universidad de Manchester HPMF-CT-2000-00778.

REFERENCIAS

Llana-Fúnez, S. y Rutter, E. H. (2004): Distribution of non-plane strain in experimental compression of short cylinders of Solnhofen limestone. En: *Fabric, Strain and Structural Development in Three Dimensions* (H. Lebit, C. Lüneburg, P. Hudleston y J.G. Ramsay, Eds.). *Journal of Structural Geology*: Special Issue.

Prior, D.J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Day, A., López, G., Peruzzo, L., Potts, G.J., Reddy, S. y Spiess, R. (1999): The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84(11/12): 1741-1759.

Rutter, E.H. (1998): Use of extension testing to investigate the influence of finite strain on the rheological behaviour of marble. *Journal of Structural Geology*, 20(2/3): 243-254.

Walker, A.N., Rutter, E.H. y Brodie, K.H. (1990): Experimental study of grain-size sensitive flow of synthetic, hot-pressed calcite rocks. En: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (R.J. Knipe y E.H. Rutter, Eds.). *Geological Society Special Publication*, 54: 259-284.

Wenk, H.R., Takeshita, T., Bechler, E., Erskine, B.G. y Matthies, S. (1987): Pure shear and simple shear calcite textures; comparison of experimental, theoretical and natural data. En: *Shear criteria in rocks* (P.R. Cobbold, D. Gapais, W.D. Means y S.H. Treagus, Eds.). *Journal of Structural Geology*, 9: 731-745.

Rasgos principales de la estructura y cinemática de la Unidad del Aljibe (complejo de los *flyschs*, Béticas)

M. Luján[1], J.C. Balanyá[2] y A. Crespo-Blanc[1,3]

1 Dpto. de Geodinámica de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071 Granada. mlujan@ugr.es
2 Dpto. de Ciencias Ambientales, Universidad Pablo de Olavide, Cra. de Utrera km 1, 41013 Sevilla. jcbalrou@dex.upo.es
3 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada, 18071 Granada. acrespo@ugr.es

ABSTRACT

The Aljibe unit (flysch trough complex) constitutes the main unit of the Gibraltar Arc accretionary prism outcropping in Spain. It is formed by mainly siliciclastic, upper Cretaceous to lower Miocene rocks. Its structure consists of thrust systems, post-lower Burdigalian in age, produced by an ESE-WSW shortening. Three structural domains, separated by major transfer zones can be recognized. These thrust systems were affected by extensional, low- to medium-angle faults and large-scale very open folds, successively. A push-from-behind mechanism is proposed for the emplacement of this unit, as such organisation is not coherent with gravitational processes.

Key words: *Gibraltar Arc, flysch trough, Aljibe unit, fold and thrust belt.*

INTRODUCCIÓN

Las estructuras de deformación principales en el Complejo de los Flyschs son resultantes de la colisión Miocena entre el paleomargen Suribérico y el Dominio de Alborán, y de la obliteración de un surco ubicado al S y al O del Dominio de Alborán, el surco de los flyschs formado por sucesiones del Cretácico al Mioceno inferior. El acortamiento principal produjo el despegue de la cobertera sedimentaria de su zócalo (corteza oceánica o corteza continental muy adelgazada), desarrollándose así un prisma de acreción en la periferia del dominio de Alborán. Con la migración del frente de deformación compresiva hacia la parte externa del Arco de Gibraltar, las unidades del paleomargen Suribérico, a su vez deformadas y despegadas de su zócalo hercínico fueron incorporadas a este cinturón de pliegues y cabalgamientos.

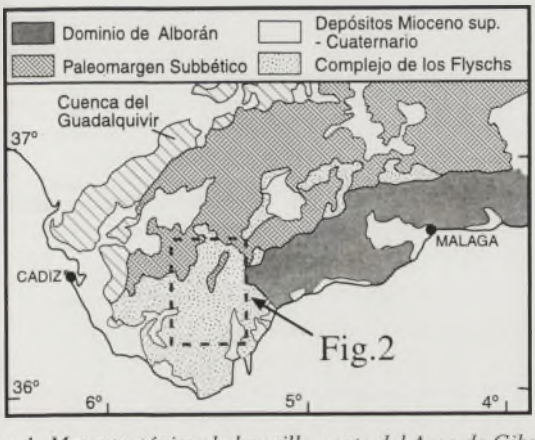


FIGURA 1. *Mapa tectónico de la orilla norte del Arco de Gibraltar.*

En la Península Ibérica son dos las unidades principales que forman el Complejo de los Flyschs: la unidad de Aljibe y la de Algeciras (Didon, 1960). Ambas unidades, definidas en el área del Campo de Gibraltar, se sitúan estructuralmente por encima de las unidades del Subbético y por debajo de las rocas mayormente metamórficas pertenecientes al Dominio de Alborán (Fig. 1). Los afloramientos muy extensos y de relativa calidad de la unidad de Aljibe permiten revelar su estructura (Moreno *et al.*, 1988), mientras que la unidad de Algeciras es apenas conocida desde el punto de vista estructural.

Este trabajo presenta los rasgos principales de la estructura y cinemática de una porción significativa del complejo de los flyschs, localizada en la figura 1 y donde aflora mayoritariamente la unidad del Aljibe.

ESTRUCTURA Y CINEMÁTICA DE LA UNIDAD DEL ALJIBE

Un mapa tectónico de la unidad de Aljibe en la región de Gibraltar (Fig. 2) muestra tres dominios estructurales con rasgos geométricos y cinemáticos específicos (Luján, 2003), si bien los tres se caracterizan por una estructura en haz de cabalgamientos imbricados. Estos cabalgamientos involucran principalmente la llamada "serie de base" de la unidad de Aljibe, constituida por una secuencia Cretácico Superior-Paleógeno de arcillas que intercalan tramos de turbiditas calcáreas, así como la Formación Aljibe, compuesta por areniscas datadas como Aquitaniense (Esteras *et al.*, 1995). Los materiales más modernos afectados por el evento contractivo principal son margas, de edad límite Aquitaniense-Burdigaliense y Burdigaliense Inferior (Fig. 2) (Didon *et al.*, 1984).

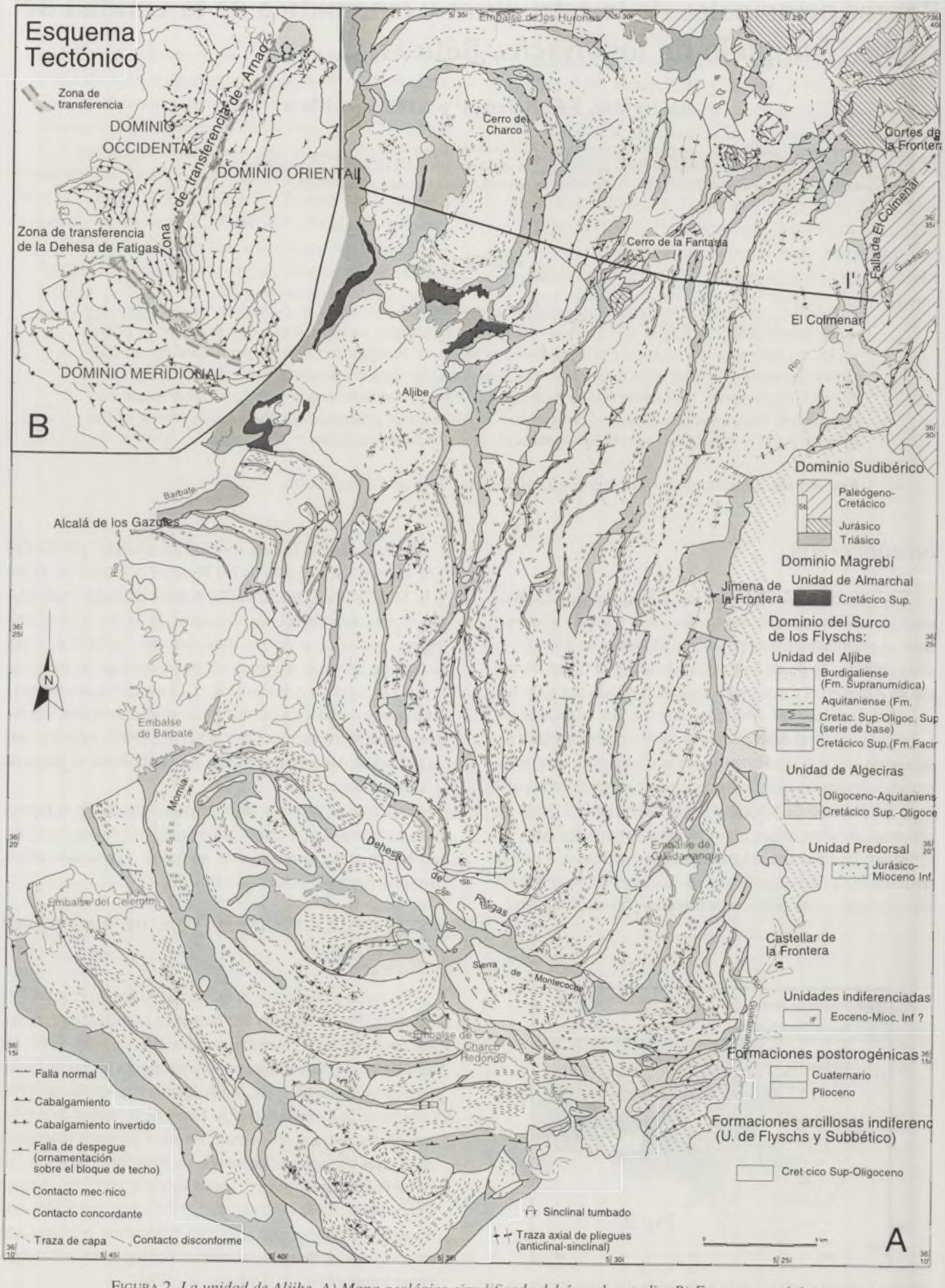


FIGURA 2. *La unidad de Aljibe. A) Mapa geológico simplificado del área de estudio. B) Esquema tectónico.*

FIGURA 3. *Corte geológico I-I' del Dominio Oriental y Occidental (localizado y leyenda en Fig. 2).*

Los dos dominios más septentrionales (Oriental y Occidental) muestran sistemas de cabalgamientos cuyas trazas tienen una dirección aproximada NNE-SSW. Se enfrentan, desde el punto de vista de la vergencia, a ambos lados de una alineación antiformal de ventanas tectónicas constituidas por materiales pertenecientes a las unidades del Penibético (paleomargen Suribérico), y que corresponde con la zona de transferencia de Arnao (Fig. 2).

El corte II'de la figura 3, ilustra la geometría típica de abanico de cabalgamientos imbricados, enraizados en un despegue basal situado en la "serie de base", con vergencia hacía el oeste en el Dominio Oriental y hacía el este en el Dominio Occidental. La estructura interna de cada escama puede ser tabular o formar pliegues de propagación o de acomodación, de escala hecto- a kilométrica. Los criterios cinemáticos son coherentes con una dirección de acortamiento ESE-WNW. El cambio de vergencia de un Dominio a otro se debe a un cambio de sustrato, pasando de friccional a viscoso por debajo de la cuña de material deformado. En efecto, en el Dominio Oriental el sustrato friccional está constituido por margas y margocalizas del Penibético, mientras que en el Dominio Occidental el sustrato es viscoso, formado por evaporitas del Trías. Este cambio de sustrato es un factor determinante para el desarrollo de vergencias opuestas en ambos dominios, como se ha puesto de manifiesto en modelos analógicos (Luján *et al.*, 2003).

Hacia el sur (Fig. 2), los grupos de escamas de ambos Dominios se curvan y toman una dirección próxima a E-O, mientras que parte de ellas finalizan contra un corredor de materiales arcillosos, coincidente con la zona de transferencia de la Dehesa de Fatigas, que da paso al Domino Meridional. Este último se caracteriza por presentar un haz de escamas generalmente muy inclinadas hacia el Norte o eventualmente invertidas, con directrices que varían de NO-SE a E-O, y con dirección de transporte de componente oeste (Luján, 2003).

En el área central de este Dominio, las trazas de las capas de la Formación Aljibe (en trazos discontinuos) permiten reconocer secciones oblicuas de numerosos pliegues de escala hecto- a kilométrica, asociados a los cabalgamientos. Un esquema de la estructura que presentan en la zona central de este Dominio aparece en la figura 4, después de restituir el efecto de la inmersión media (40 °) que presentan este conjunto de escamas apiladas, así como un suave plegamiento posterior. Se puede observar que no forman

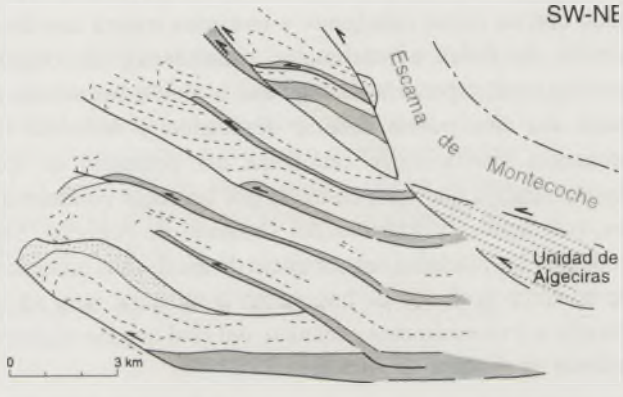


FIGURA 4. *Esquema de la pila de escamas del sector central del Dominio Meridional. Leyenda en la figura 2.*

parte de un único sistema imbricado de cabalgamientos, sino que las dos escamas superiores se superponen, mediante un cabalgamiento fuera de secuencia, incorporando en la pila materiales de la unidad de Algeciras.

Al NO, las imbricaciones de la unidad del Aljibe están cortadas por la llamada falla de El Colmenar (Fig. 2) (Luján *et al.*, 2000) que limita con las unidades pertenecientes al Subbético. Es una falla normal de bajo a medio ángulo, con una dirección de transporte principalmente hacía el OSO. Cabe destacar que fallas semejantes se han puesto en evidencia en la parte SO del Subbético, donde han sido datadas del Mioceno medio (Crespo-Blanc y Campos, 2001). Finalmente, se producen pliegues muy suaves, de dirección variable, que afectan todas las estructuras anteriores. Estructuras de plegamiento comparables, datadas del Mioceno Superior-Plioceno, han sido descritas en afloramientos más meridionales del complejo de los flyschs (Balanyá *et al.*, 1995).

EL MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD DEL ALJIBE: DISCUSIÓN

Mencionaremos algunos aspectos de interés a la hora proponer un mecanismo de emplazamiento de la Unidad del Aljibe: a) la estructura ordenada que presenta la Unidad del Aljibe; b) el hecho de que el sistema de cabalgamientos imbricados esté homogéneamente distribuido, sin que quede restringido a la parte frontal del área (parte occiden-

tal); c) la existencia de la Falla normal de El Colmenar que refleja una extensión con dirección de transporte esencialmente hacia el SO (Luján, 2003), oblicua a la dirección de acortamiento.

Estos rasgos son coherentes con un mecanismo de empuje desde atrás (*push-from-behind*) para esta porción del prisma. Sin embargo, son contradictorios con procesos de tectónica gravitacional (e.g Bourgois, 1978 o *pro parte* del modelo de Moreno Serrano *et al.*, 1988), que hubieran producido unas estructuras caóticas o bien un sistema ordenado con un frente cabalgante y una zona trasera con desarrollo de fallas extensionales simultáneas. El origen gravitacional supondría además que el único basamento a partir del cual podría haberse despegado y deslizado la secuencia mesozoica y cenozoica del complejo de los flyschs tendría que estar formado por las rocas continentales, paleozoicas y triásicas del Dominio de Alborán. Sin embargo, las unidades del complejo de los flyschs proceden de un surco profundo de basamento continental muy adelgazado o, eventualmente oceánico, del cual quedan algunos relictos en el Norte de África.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el MC y T, Dirección General de Investigación nº BTE2000-0581.

REFERENCIAS

Balanyá, J.C., Esteras, M., García-Dueñas, V. e Izquierdo, J. (1995): Superposicíon de estructuras neógenas en las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar (Arco de Gibraltar). *IV Coloquio Internacional sobre el enlace fijo del Estrecho de Gibraltar SECEG (Sevilla).*

Crespo-Blanc, A. y Campos, J (2001): Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: Extensional tectonics within the Gibraltar fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology* 23 (10): 1615-1630.

Bourgois, J. (1978): La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Donées géologiques pour un modèle d'evolution de l'arc de Gibraltar. *Annales Scientifiques de l'Universite de Besancon (France)* 30: 1-45.

Didon, J. (1960): Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d´Algesiras (Prov. de Cadix, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7 (2): 352-361.

Didon, J., Durand-Delga, M., Esteras, M., Feinberg, H. y Magné, J. (1984): La Formation des Grés numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocénes et des marnes burdigaliennes. *Comptes Rendus de l'Académe des Sciences de Paris,* 299 (3): 171-178.

Esteras M., Feinberg H. y Durand-Delga M. (1995): Nouveaux éléments sur l'âge des grès numidiens de la nappe de l'Aljibe (Sud-Ouest de l'Andalousie. Espagne). *IV Coloquio Internacional sobre el enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar, SECEG,* 2: 205-215.

Luján, M., Balanyá, J. C., y Crespo-Blanc, A. (2000): Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. *Comptes Rendus de l'Académe des Sciences de Paris,* 330: 631-638.

Luján, M., Storti, F., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A.y Rossetti, F. (2003): Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Troug, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology* 25: 867-881.

Luján, M. (2003): Estructura y cinemática de la Unidad del Aljibe (Complejo de los Flysch, Béticas). *Tesis Doctoral Universidad de Granada*, 130 p.

Moreno Serrano, F., García de Domingo, A., Gonzalez Lastra, J., Hernaiz Huerta, P.P. y Ruiz Reig, P. (1988): Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar. *Boletín Geológico y Minero,* 49 (3): 315-339.

Control estructural de las masas de sulfuros masivos en la Corta Minera de Filón Norte (Tharsis, Faja Pirítica Ibérica)

E.M. Mantero y F.M. Alonso-Chaves

Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus "El Carmen", 21007 Huelva. elena.mantero@dgyp.uhu.es, alonso@uhu.es

ABSTRACT

"Filón Norte" and "San Guillermo" are two great massive sulphide deposits located in the Iberian Pyrite Belt (Southportuguese Zone). Their present-day geometry and structural position is strongly controlled by Variscan tectonic processes. These processes resulted in the development of south-vergent thrust systems. As a consequence two main brittle shear zones have been generated inside "Filón Norte" open pit. These shear zones are named ZCS and ZCN. Shear planes of the former show cut-relations to top of the "San Guillermo" deposits and other minor shears cut-crossed the two sulphide bodies so generating pinch and swell mega-structures.

Key words: *thrust system, massive sulphide deposit, Iberian Pyrite Belt, pinch and swell structures.*

INTRODUCCIÓN

Filón Norte (Tharsis, Huelva) es una de las numerosas explotaciones mineras a cielo abierto situadas en el SW ibérico (Fig. 1). Pertenece a una de las provincias metalogénicas más relevantes a nivel mundial por sus enormes depósitos de sulfuros masivos, conocida como Faja Pirítica Ibérica (FPI). Los depósitos de Tharsis son pues un referente a nivel mundial junto a otros yacimientos de la región (Neves Corvo, Aznalcollar, Riotinto). Dichos depósitos de sulfuros masivos son deformados en el transcurso de la orogenia varisca, durante la cual se genera un cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia sur, que define el estilo de deformación en la región.

El objetivo de este trabajo se centra en el análisis de la deformación tectónica registrada en los materiales que afloran en la corta minera Filón Norte. En esta zona la deformación condiciona la geometría de los depósitos de sulfuros masivos localizados en el bloque de muro de cizallamientos frágiles de vergencia sur.

CONTEXTO REGIONAL

Filón Norte se sitúa desde un punto de vista geológico en la Zona Sudportuguesa (ZSP), que constituye el afloramiento más meridional de la Cadena Varisca Europea. En ella se desarrolla una tectónica de tipo *thin-skinned* en condiciones de muy bajo grado metamórfico. La ZSP está constituida por tres dominios tectónicos que de N a S y en orden descendente son: Dominio de las unidades de Pulo do Lobo y equivalentes laterales (Batolito de la Sierra Norte); Dominio Central o FPI; y Dominio de las Unidades del SW Portugués. La estructura de la ZSP está definida por el desarrollo de un gran cinturón de pliegues y cabalgamientos enraizados hacia el N.

La FPI es el dominio de mayor relevancia desde un punto de vista económico, ya que en él se localizan gran número de yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos. La serie estratigráfica de la FPI está integrada por tres unidades tectoestratigráficas que de muro a techo son (Schemerhorn, 1971): Grupo PQ formado por filitas y cuarcitas, Complejo Volcanosedimentario (CVS) y rocas detríticas flyschoides incluidas en el Grupo Culm.

Los materiales que afloran en corta minera Filón Norte pertenecen al dominio de la FPI y corresponden en concreto al tránsito entre el grupo PQ, del que tan sólo aflora el techo, y el CVS, especialmente bien representado.

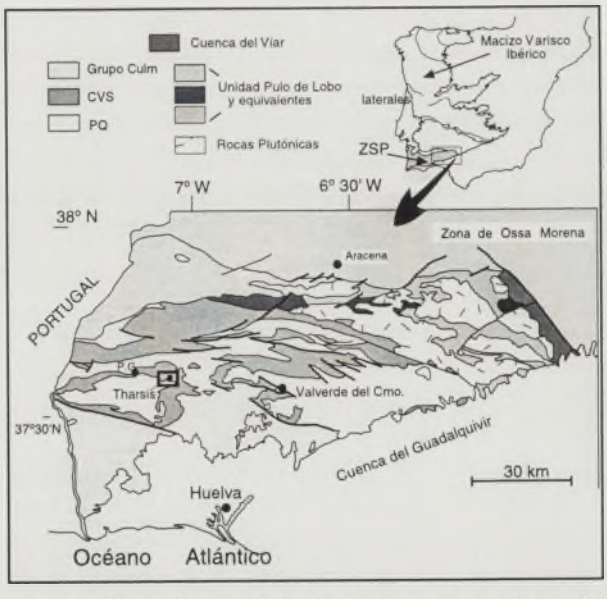


FIGURA 1. *Macizo Varisco Ibérico y esquema geotectónico de la Zona Sudportuguesa donde se indica la localización de la corta minera Filón Norte (basado en Alonso-Chaves et al., 1999)*

UNIDADES ESTRUCTURALES EN FILÓN NORTE

Un análisis detallado de la estructura en la corta Filón Norte ha permitido identificar la existencia de tres unidades estructurales, caracterizadas cada una de ellas por la aparición de diferentes litologías. Estas unidades guardan una gran similitud con las propuestas en el trabajo de Tornos *et al.*, 1998.

La individualización y superposición de dichas unidades se hace posible mediante el desarrollo de dos zonas de cizalla inversas (cabalgamientos) de carácter frágil a frágil-dúctil: Zona de Cizalla Norte (ZCN) y Zona de Cizalla Sur (ZCS). La cartografía y corte geológicos realizados en Filón Norte permiten observar la posición, geometría y dimensiones de estas tres unidades que de S a N y en orden ascendente son: Unidad Meridional, Unidad Intermedia y Unidad Septentrional.

La Unidad Meridional constituye el autóctono relativo de la secuencia. Desde el punto de vista estratigráfico está integrada por una secuencia que incluye el techo del Grupo PQ y la base del CVS. El primero de ellos está formado por pizarras con intercalaciones menores de areniscas. Estas pizarras se caracterizan por una intensa cloritización hidrotermal y por la presencia de un *stockwork* poco desarrollado y discontinuo de pirita. La base del CVS está formada por una potente secuencia de pizarras negras que incluye dos depósitos de sulfuros masivos de grandes dimensiones: Filón Norte y San Guillermo. Estas pizarras también presentan una intensa cloritización, más acusada junto a los depósitos de sulfuros y un *stockwork* pirítico discontinuo y poco desarrollado hacia la base de las mineralizaciones.

Las unidades Central y Septentrional no contienen depósitos de sulfuros pero incluyen paquetes de rocas ígneas de composición ácida y básica de importante espesor y origen volcánico a subvolcánico. La Unidad Central está constituida por un conjunto de rocas básicas caracterizadas por una intensa alteración hidrotermal por carbonatación que ha dado lugar a la generación de un *stockwork* de carbonatos (ankerita y siderita) muy desarrollado. Este conjunto presenta un importante espesor (casi 100 m de potencia) y está incluido dentro de una secuencia sedimentaria de pizarras negras. La Unidad Septentrional está formada por una secuencia de rocas ácidas que contacta a techo con niveles de pizarras negras. Además esta unidad contiene un cuerpo intrusivo de diabasas.

La morfología las tres unidades descritas puede observarse en la figura 2. La diferencia de buzamiento entre las ZCS y ZCN tiende a producir un estrangulamiento de la Unidad Central.

La secuencia litológica que aflora en Filón Norte tiene una potencia de unos 340 m. Sin embargo está potencia no es representativa del espesor original de la serie estratigráfica ya que se han producido repeticiones tectónicas de la misma debido al desarrollo de los cabalgamientos que enraizados en el propio CVS superponen las distintas unidades estructurales descritas.

La orientación de la estratificación varía ligeramente en cada unidad, de forma que se produce un giro desde direcciones N80ºE (Unidad Meridional) a N120ºE (Unidad Septentrional) y un descenso progresivo en su buzamiento desde el N (65-70ºN) hacia el S (55ºN). En el interior de las tres unidades puede reconocerse la presencia de dos generaciones de foliación. La primera de ellas (S_1), muy penetrativa y de distribución bastante homogénea, estaría asociada al desarrollo de grandes pliegues de vergencia S. La foliación de segunda fase (S_2), de distribución más heterogénea, está formada por dos familias (A y B) de foliación de crenulación que muestran direcciones oblicuas (Fig. 2). El origen de esta segunda foliación se relaciona con el desarrollo de los cabalgamientos cartografiados (Fig. 2). Las relaciones geométricas entre S_0 y S_1 indican que en el interior de cada una de las tres unidades descritas la serie se encuentra en una posición estructural normal.

SISTEMAS DE CABALGAMIENTO EN FILÓN NORTE (ZCS Y ZCN)

La disposición geométrica actual de los materiales en Filón Norte está claramente condicionada por una tectónica convergente que origina sistemas de cabalgamientos vergentes al S. Estos cabalgamientos son intra-CVS, es decir, se desarrollan dentro de la secuencia del CVS provocando el engrosamiento de dicha unidad por repeticiones tectónicas.

El sistema de cabalgamientos descrito en Filón Norte está integrado por dos zonas de cizalla de carácter frágil a frágil dúctil: ZCS y ZCN. Ambas atraviesan longitudinalmente de E a W toda la corta minera y pueden identificarse con facilidad en la cartografía y corte de la figura 2.

Cada uno de estos cabalgamientos está integrado en detalle por un entramado de superficies de cizalla de morfología anastomosada que se concentran en bandas de espesor considerable: 20-30 m para la ZCS y 8-10 m para la ZCN, como espesores máximos. Dichas superficies delimitan cuerpos de morfología sigmoidal (*duplex* tectónicos) a todas las escalas desde la cartográfica a la microscópica.

La dirección de las dos zonas de cizallas es similar, N100-110ºE, y congruente con las directrices estructurales que marcan el estilo de la deformación tectónica en el área. Sin embargo el buzamiento de la ZCN (unos 20ºN) es ligeramente inferior que el de la ZCS (de unos 40º hacia el N).

La ZCN es la que presenta mayor complejidad estructural, ya que tiene asociadas varias escamas tectónicas, así como estructuras retrovergentes situadas en la parte trasera de la misma, sobre su bloque de techo (Unidad Septentrional).

Las escamas tectónicas tienen una dirección ligeramente más norteada (N118ºE) y un buzamiento (42º al N) algo mayor que la propia ZCN, con la cual convergen hacia el extremo oriental de la corta minera (Fig. 2). La lámina comprendida entre ambas estructuras presenta una intensa deformación tectónica que da lugar a la aparición de cuerpos sigmoidales.

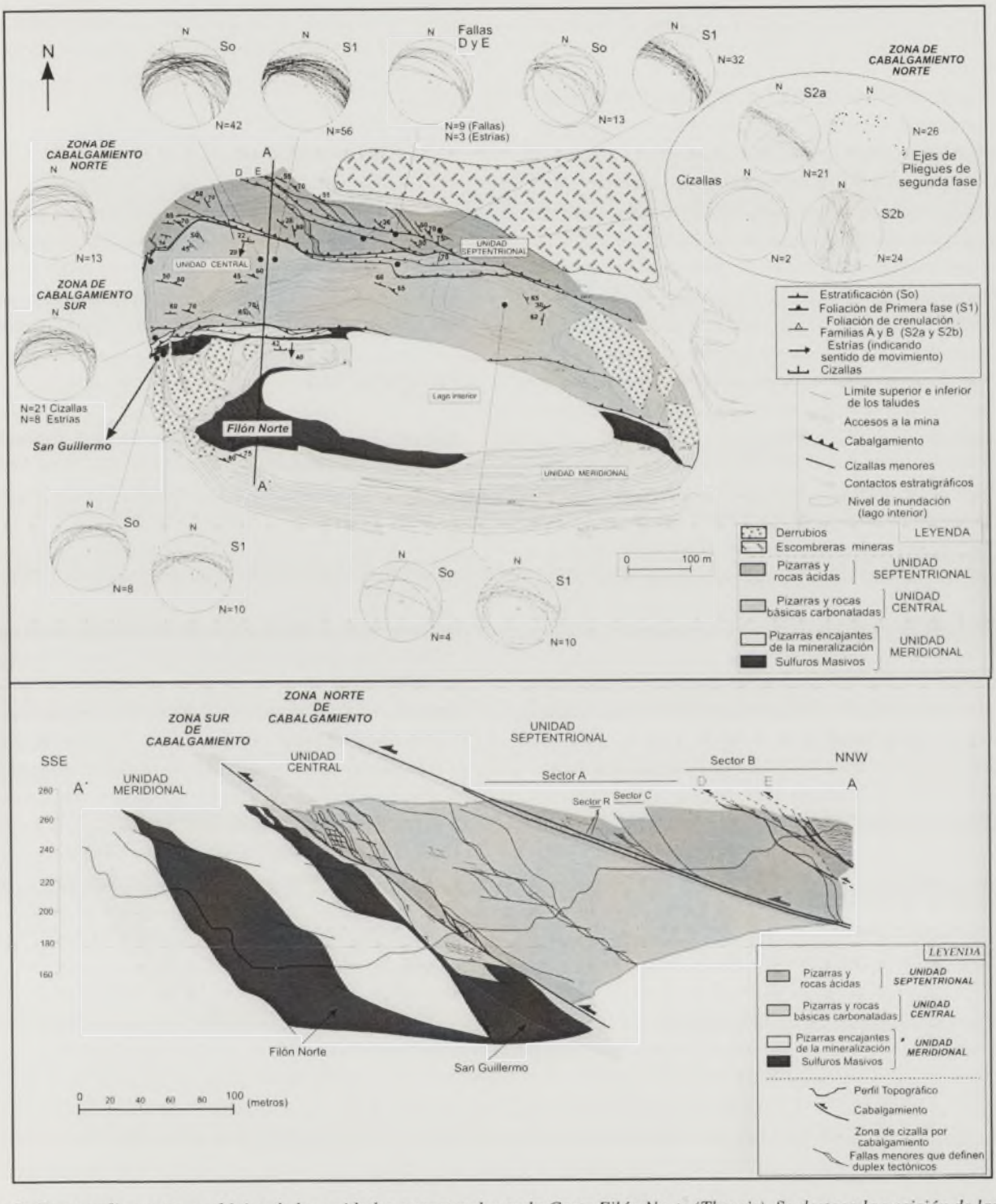


FIGURA 2. *Cartografía y corte geológico de las unidades estructurales en la Corta Filón Norte (Tharsis). Se destaca la posición de las masas de sulfuros masivos.*

Ambas zonas de cizalla se propagan preferentemente a través de niveles muy incompetentes de pizarras negras, que presentan una elevada deformación tectónica. Sin embargo algunas cizallas de dichos sistemas cortan litologías más incompetentes. Este es el caso de las cizallas inferiores de la ZCS, las cuales cortan el techo de los sulfuros masivos del depósito San Guillermo, a pesar de la elevada competencia de los mismos.

GEOMETRÍA DE LOS DEPÓSITOS DE SULFUROS MASIVOS

Filón Norte (850 m de longitud y hasta 60 m de potencia) y San Guillermo (380 m de longitud y 2-30 m de espesor) tienen una longitud según su dirección de buzamiento de hasta 450 m en el caso de Filón Norte (Strauss y Gray, 1986; Strauss y Beck, 1990). Ambos cuerpos tienen una geometría

estratiforme-lenticular que responde a una estructura tipo *pinch and swell*, cuyo desarrollo está controlado tanto por la morfología inicial de los depósitos como por la tectónica varisca que actúa sobre ellos. El resultado de dicha tectónica es la generación de un sistema de cabalgamientos integrado por numerosas cizallas (ZCS y ZCN entre otras), algunas de las cuales cortan y trasladan estas masas de sulfuros.

La influencia que tienen los procesos tectónicos sobre la morfología actual de los depósitos es especialmente evidente en el caso de San Guillermo. Este depósito presenta bruscos cambios de espesor (2-30 m) que producen adelgazamientos extremos en la masa de sulfuro, especialmente importantes hacia su sector central (Fig. 2). Estos cambios de espesor se deben al boudinage que produce en ellos los cizallamientos relacionados con la ZCS que corta el techo de los sulfuros.

También la morfología de Filón Norte está controlada por la presencia de cizallas menores que adelgazan la masa original en algunas zonas. El resultado final es la aparición de una morfología almendrada que puede reconocerse en la cartografía y corte geológicos (Fig. 2).

CONCLUSIONES

La geometría de las masas de sulfuro Filón Norte y San Guillermo está condicionada por el desarrollo de un sistema de cabalgamientos vergente al S (ZCN y ZCS). Este sistema, de directriz estructural N100ºE, se desarrolla principalmente sobre las litologías más incompetentes (pizarras negras) que absorben casi toda la deformación. Pero en algunos sectores llega a cortar materiales mucho más resistentes a la deformación, como es el caso de los sulfuros masivos de los depósitos San Guillermo y Filón Norte.

La geometría y posición estructural actual de estos depósitos está controlada por la deformación Varisca descrita. A la vista de estos resultados es evidente que un análisis detallado de la estructura tectónica en el sector puede ser una herramienta eficaz en las labores de prospección minera.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto BTE2003-09544-C02-02, el grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-316 y una beca FPDI de la Junta de Andalucía. Agradecemos de forma especial la revisión que de este trabajo ha realizado la Dra. Teresa Román.

REFERENCIAS

Alonso-Chaves, F.M., García-Navarro, E. y Camacho, M. (1999): Deformación progresiva en la Zona Sudportuguesa: Plegamiento y cizallamiento de secuencias multicapa. *Geogaceta,* 25: 11-14

Schermerhorn, L. J. G. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero,* 82 (3/4): 239-268.

Strauss, G. K. y Beck, J.S. (1990): Gold mineralization in the SW Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita,* 25: 237-245.

Strauss, G. K. y Gray, K. G. (1986): Base metal deposits in the Iberian Pyrite Belt. En: *Geology and Metallogeny of Copper Deposits* (G. H. Friedrich, A. D. Genkin, A. J. Naldrett, J. D. Ridge, R. H. Sillitoe y F. M. Vokes, Eds). Springer-Verlag. Berlin: 304-324.

Tornos, F., González Clavijo, E., y Spiro, B. (1998): The Filon Norte orebody (Tharsis, Iberian Pyrite Belt): a proximal low-temperature shale-hosted massive sulphide in a thin-skinned tectonic belt. *Mineralium Deposita*, 33: 150-169.

Pliegues de propagación de falla transportados en la zona frontal de un cabalgamiento de la Faja Pirítica Ibérica (San Bartolomé de la Torre, Huelva)

E.M. Mantero, E. García-Navarro y F.M. Alonso-Chaves

Dpto de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus "El Carmen", 21007 Huelva. elena.mantero@dgyp.uhu.es, navarro@uhu.es, alonso@uhu.es

ABSTRACT

The Iberian Pyrite Belt has features of thin-skinned type tectonics. Upper Devonian sediments and younger volcanic rocks overthrust Middle Visean flysch of Culm facies. In this paper we have analysed carefully the minor structures related to the propagation of the foreland vergent thrust systems, in a cross-section near San Bartolomé de la Torre in the province of Huelva. Leading anticlines/syncline pair generated in the thrust sheet over a ramp have been transported by thrust that has broken through onto an upper flat. These structures have been linked to the propagation of regional thrust in the "El Andévalo" area, during the Middle Visean-Late Carboniferous age.

Key words: *Transported fault-propagation fold, thrust faults, Iberian Pyrite Belt.*

INTRODUCCIÓN

El plegamiento durante la propagación de las fallas en los niveles superiores de la corteza es característico en regiones donde las rocas tienen poca deformación interna y en condiciones metamórficas de bajo o muy bajo grado metamórfico, incluso en ausencia de metamorfismo (McClay, 1992).

En este artículo se describe un corte geológico tipo en la secuencia turbidítica de facies Culm en la Zona Sudportuguesa, donde se desarrollaron sistemas de cabalgamientos vergentes hacia el antepaís y se discute el significado regional de estas estructuras. Estos cabalgamientos de edad Viseense medio - Carbonífero superior, son posteriores a un primer estadio de acortamiento de la cuña orogénica registrada en las rocas devónicas de la Faja Pirítica Ibérica (FPI).

MARCO GEOLÓGICO

El estilo estructural de la Zona Sudportuguesa está controlado por el desarrollo de cabalgamientos variscos de vergencia sur formados en diferentes estadios. Las directrices estructurales de la FPI en el área estudiada pueden observarse en la figura 1a. Cabalgamientos de dirección E-O y ONO-ESE cruzan la región. En esta zona, conocida como la comarca de "El Andévalo", afloran cuarcitas y filitas del Devónico superior en el núcleo de una estructura regional llamada Antiforme de Puebla de Guzmán. Alrededor de las filitas y cuarcitas aflora un nivel de rocas volcanosedimentarias. Rocas sedimentarias detríticas de edad Viseense medio representan la sedimentación sinorogénica en el Suroeste de la Península Ibérica durante la orogenia varisca. En una transversal Norte-Sur se pueden reconocer distintas zonas de cizalla interpretadas como cabalgamientos en diferentes posiciones dentro de la cuña orogénica. El más meridional de ellos se ilustra en la figura 1a. Al Sur del Anticlinal de Puebla de Guzmán hay una zona de cizalla de dirección N105ºE y buzamiento hacia el Norte. En El Almendro, el límite superior de la zona de cizalla es un cabalgamiento que se enraiza en los sedimentos devónicos, y hace que cabalguen las filitas y cuarcitas sobre las rocas del complejo volcanosedimentario. Por otra parte, fallas de este mismo sistema, en Villanueva de los Castillejos, superponen las rocas volcanosedimentarias sobre los sedimentos del Viseense medio. En los flysch de facies Culm en la Faja Pirítica Ibérica se forman pliegues rectos o volcados con vergencia sur, así como cabalgamientos a distintas escalas, también con vergencia hacia el Sur, en relación con la propagación de las fallas (Alonso-Chaves *et al.*, 1999; Onézime *et al.*, 2002).

ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL FRENTE DE CABALGAMIENTO

Al Norte de San Bartolomé de la Torre hemos realizado un corte geológico detallado en los niveles de pizarras y areniscas de facies Culm, según la dirección NNO – SSE, aprovechando el talud de la carretera que une el citado pueblo con Alosno. En este corte (Fig. 1b), se han medido varios centenares de datos estructurales dadas las excelentes condiciones de exposición de las estructuras típicas de la deformación en la zona frontal del bloque de techo de un

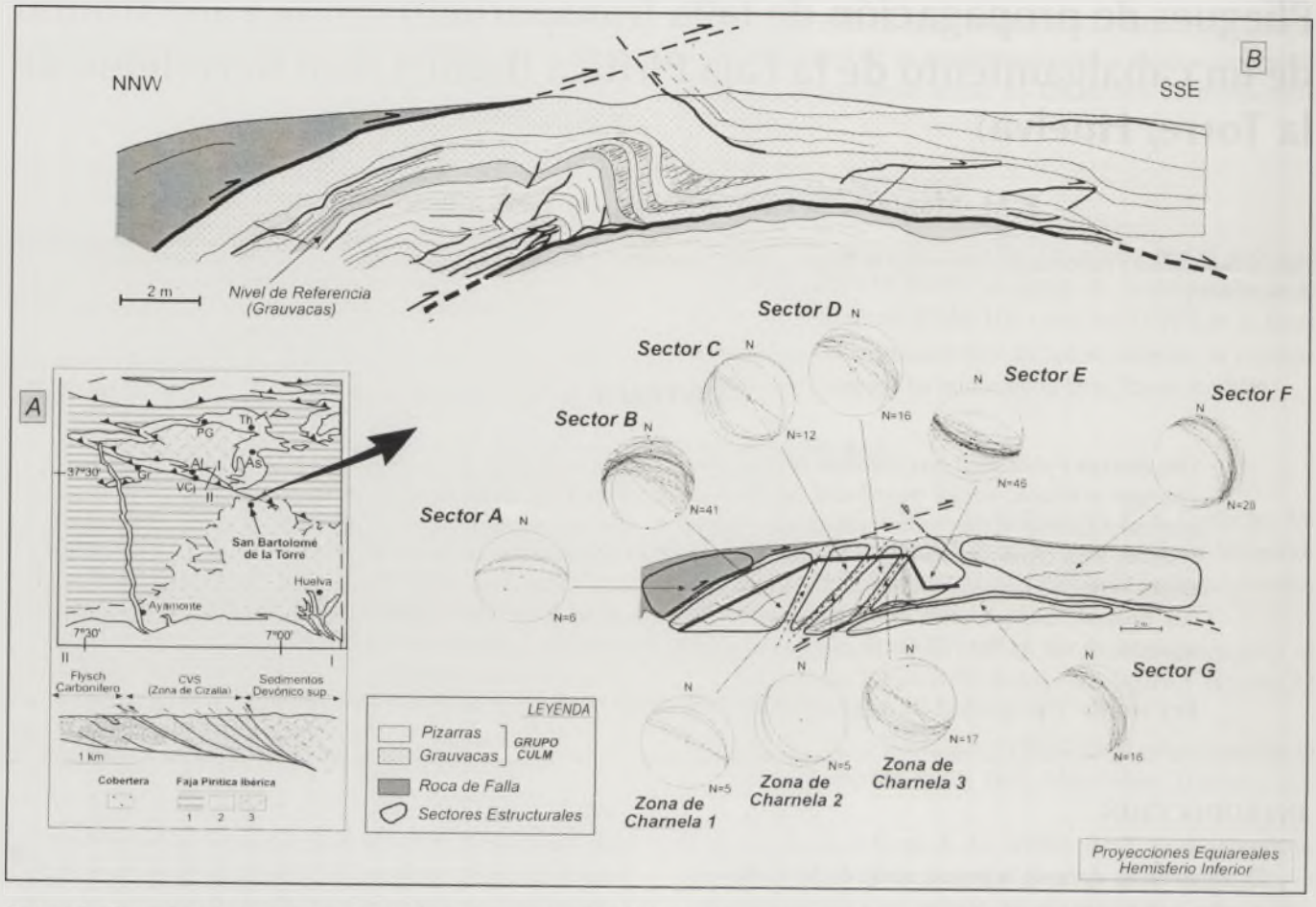


FIGURA 1. *Geometría de los pliegues asociados a la propagación de los cabalgamientos. a) Esquema tectónico del Oeste de la provincia de Huelva, y corte geológico de los cabalgamientos al E de Villanueva de los Castillejos – El Almendro (1, Sedimentos carboníferos de facies Culm. 2, Rocas del Complejo Volcanosedimentario. 3, Filitas y cuarcitas del Devónico superior). b) Corte geológico detallado en los sedimentos carboníferos (facies Culm) que afloran en la carretera de San Bartolomé de la Torre – Alosno. En la parte inferior derecha se ilustra con proyecciones esféricas los datos estructurales en los diferentes sectores del corte geológico. Estratificación: Círculos mayores continuos. Foliación: Círculos mayores discontinuos.*

cabalgamiento. En el corte se muestra la pareja de pliegues, anticlinal – sinclinal frontal, que se desarrolla durante la propagación de uno de los cabalgamientos hacia el antepaís. Los pliegues una vez originados han sido transportados desde la zona de rampa al rellano superior, en relación con la propagación ascendente del cabalgamiento. En este caso se trata de un cabalgamiento secundario situado por delante, y relativamente cercano, al cabalgamiento de Villanueva de los Castillejos ya citado anteriormente (Fig. 1a). La falla estructuralmente más baja en la figura 1b está ligeramente arqueada, en torno a un eje con una inmersión de 14° hacia N125°E. En la proyección esférica de la orientación, en distintos sectores, del plano de falla y las estrías contenidas en las superficies de cizalla, que presentan cabeceos elevados, las estrías definen un máximo estadístico en la dirección N27°E (Fig. 2). En torno a la superficie de falla aparecen varios centímetros de roca con deformación frágil, principalmente harina de falla, y es frecuente encontrar venas de cuarzo boudinadas, finamente estriadas y paralelas a los cizallamientos. Las estructuras menores que indican sentido de movimiento sistemáticamente sugieren traslación del bloque de techo hacia el SSO. Esta falla la hemos interpretado como un cabalgamiento de vergencia hacia el antepaís, que muestra relaciones geométricas de rellano para el bloque de muro. Respecto al bloque de techo, se observa en la parte septentrional una rampa de 2,5 metros, aproximadamente, y en la zona central y meridional se define un rellano. El anticlinal de propagación en el bloque de techo tiene una geometría angular, como puede deducirse a partir de las superficies envolventes a los pliegues menores. El flanco septentrional tiene una dirección N90°E, y buza 42° al Norte (continúa en profundidad), la zona de charnela está subhorizontal y tienen una longitud de 5,5 metros, y el flanco meridional tiene una dirección N112°E, está inclinado en el sentido de avance del cabalgamiento, aproximadamente 70° hacia el Sur y tiene 2 metros de longitud. Las estructuras menores utilizadas para definir las superficies envolventes son pliegues asimétricos definidos por niveles

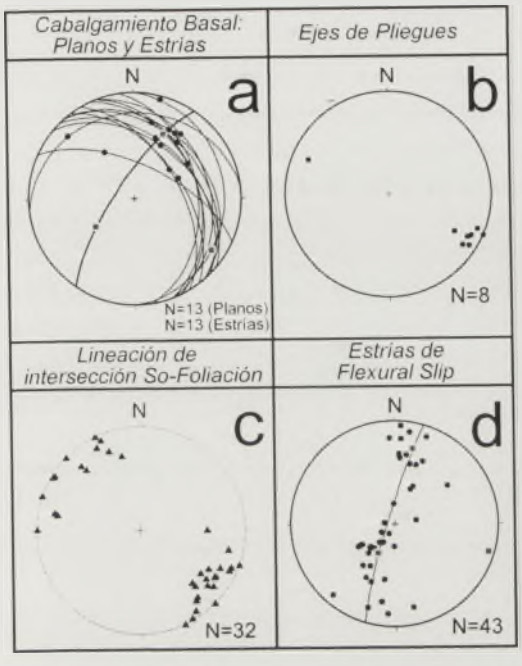


FIGURA 2. *Orientación de datos estructurales relacionados con la propagación de los cabalgamientos. En trazos discontinuos los círculos mayores para el mejor ajuste cilíndrico.*

de areniscas en los que se conserva constante el espesor de la capa. En los estratos de pizarras se produce un engrosamiento de la charnela. En el sector de máximo acortamiento puede apreciarse un anticlinal frontal relativamente cerrado y un anticlinal suave en la parte trasera del pliegue de orden superior. Entre ambos anticlinales queda pinzado un sinclinal de pequeñas dimensiones, similar a los descritos por Suppe (1983) en los modelos sobre geometría de cabalgamientos. Los ejes de los pliegues hunden suavemente hacia el ESE (Fig. 2b). La dirección de la foliación en el bloque de techo es ONO-ESE y tiene altos ángulos de buzamiento hacia el Norte. En el bloque de muro la foliación está rotada 30º en sentido horario respecto al bloque de techo (Fig. 1b). La lineación de intersección entre la estratificación y la foliación tectónica hunde tanto al SE (preferentemente) como al NO, el máximo estadístico es 24º hacia N125ºE (Fig. 2c). El mecanismo de plegamiento de las capas competentes es esencialmente por deslizamiento flexural entre ellas, produciéndose numerosas estrías en la propia superficie de estratificación de las areniscas. Estas estrías se disponen a lo largo de una estrecha banda paralela a un círculo máximo cuyo polo se inclina 9º hacia N98ºE (Fig. 2d). En las zonas donde se impone el estiramiento durante el plegamiento se observan diaclasas que tienden a ser perpendiculares a la estratificación. En el sinclinal frontal se produce una falla retrovergente en el flanco de mayor buzamiento que desplaza incluso la traza axial del sinclinal frontal. También se observan cabalgamientos hacia fuera del sinclinal con un salto muy pequeño, alguno de ellos se observa en el esquema, y otros similares quedan algo más al sur del área ilustrada en la figura 1b. En la posición estructuralmente más alta de este corte se observa el límite inferior de una zona de cizalla con varias decenas de metros. En ella abundan las venas de cuarzo con geometrías *en échelon* y en general los planos de las falla se han reactivado en diferentes ocasiones como lo muestra el hecho de observar distintas direcciones de estrías. El límite inferior de la zona de cizalla queda representado en la parte septentrional del corte y como puede apreciarse muestra relaciones geométricas de rellano para el bloque de muro y rampa ahora basculada hacia el Sur.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En una secuencia alternante de pizarras y areniscas como es el flysch carbonífero de la Faja Pirítica se desarrollan cabalgamientos con geometrías de rellanos y rampas que ascienden progresivamente desde niveles estructurales inferiores hacia otros superiores situados en una posición más meridional. Localmente, las cizallas atraviesan varias capas formando una rampa de varios metros de longitud, y continúa propagándose el cabalgamiento a lo largo del rellano siguiente trasladando así el pliegue formado sobre la rampa anterior. La superposición mínima observada directamente en el campo es de 4 metros. Los pliegues que hemos descrito se han producido al propagarse la lámina cabalgante a lo largo de rellano – rampa – rellano, siguiendo una vergencia hacia el SO. Las estructuras de plegamiento que han resultado son típicas en los frentes de los cabalgamientos, formando la pareja anticlinal – sinclinal frontal de acuerdo con los modelos geométricos descritos por Suppe (1983). Las estructuras menores relacionadas con la cinemática de las fallas y los pliegues nos han permitido demostrar que pliegues y cabalgamientos están relacionados genéticamente. Los ejes de los pliegues son perpendiculares a las estrías de los cabalgamientos (Figs. 2a y 2b), y por otra parte, las estrías asociadas al mecanismo de plegamiento son congruentes con la dirección de transporte tectónico de la lámina alóctona (Figs. 2a y 2d). La vergencia de los pliegues y los cabalgamientos es en general similar a otras estructuras tectónicas previas por lo que pueden confundirse unas y otras. Interpretamos la secuencia de propagación de los cabalgamientos, de tipo *piggy-back*, lo que ha condicionado la geometría de las láminas tectónicas y la orientación actual de los cabalgamientos en el corte estudiado. El cabalgamiento que tiene la posición tectónica más alta se pliega durante el desarrollo de los pliegues de propagación que hemos documentado. Y el cabalgamiento que observamos arqueado en la parte inferior del corte es a su vez la zona de charnela de otro pliegue de propagación en relación con un cabalgamiento más profundo que no aflora en este corte. El eje del pliegue que produce el arqueamiento del cabalgamiento tiene una dirección similar a los descritos anteriormente.

Onézime *et al.* (2002) han interpretado estas estructuras como las que se desarrollan durante la primera fase de defor-

mación en la Faja Pirítica Ibérica (véase la figura 13 c de Onézime *et al.*, op. cit.). A partir de lo expuesto en este trabajo se deduce que estos cabalgamientos se desarrollaron durante el Viseense medio – Carbonífero superior (parte baja), y que son posteriores a otras deformaciones también vergentes hacia el Sur observadas en los materiales devónicos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto BTE2003-09544-C02-02, el grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-316 y una beca FPDI de la Junta de Andalucía. Nos gustaría además agradecer a la Dra. Teresa Román la revisión de este trabajo, la cual ha contribuido notablemente a su mejora.

REFERENCIAS

Alonso-Chaves, F.M., García-Navarro, E. y Camacho, M.A. (1999): Deformación progresiva de la Zona Sudportuguesa: Plegamiento y cizallamiento de secuencias multicapa. *Geogaceta,* 25: 11-14.

McClay, K.R. Ed. (1992): *Thrust tectonics.* Chapman & Hall. London, 447P.

Onézime, J., Charvet, J., Faure, M., Chauvet, A. y Panis, D. (2002): Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberia). *Journal Structural Geology,* 24: 451-468.

Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault bend folding. *American Journal of Science,* 283, 116-128.

Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental)

L.M. Martín Parra[1], J. Matas[1], D.J. Martínez Poyatos[2] y F. González Lodeiro[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España, c/ Ríos Rosas 23, 28071 Madrid. lm.martin@igme.es, j.matas@igme.es
2 Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada. djmp@ugr.es, lodeiro@ugr.es

ABSTRACT

We describe the existence of a late variscan extensional shear zone in the southeastern Central Iberian Zone. The shear zone is E-W oriented, exceeds 100 km along strike, and shows a top-to-the-south sense of movement. The location of the shearing is litologically controlled by a narrow band of 50-150 m of silurian ampelites in which deformation concentrates. The ampelites and underlying rocks, including a igneous body, show the characteristics of ductile to brittle simple shear deformation. The shear zone creates a maximum cartographic gap that makes superpose Lower Carboniferous rocks directly onto Silurian ampelites, and that ones onto Middle Ordovician rocks. The shear zone and other structures present in the area (two perpendicular dike networks and late open folds parallel to the shear zone) are interpreted as formed during the same extensional episode.

Key words: *Iberian Massif, Central Iberian Zone, Variscan deformation, extensional shear zone.*

INTRODUCCIÓN

En el Dominio Lusitano-Alcúdico (Martínez Poyatos, 1997) han sido descritas varias estructuras extensionales generadas durante el colapso gravitatorio tardivarisco (Falla de Toledo, Despegues de Salamanca y del Tormes, entre otros). Recientemente ha sido identificada una zona de cizalla extensional en el flanco sur del Anticlinal de Alcudia (Matas *et al.*, en prensa; Martín Parra, 2003) cuyo trazado ha sido reconocido hasta el momento a lo largo de más de 100 Km entre Puente Génave por el E (donde queda cubierta por los sedimentos postpaleozoicos) y Fuencaliente por el O (Fig. 1), si bién, datos puntuales indican que continúa más hacia el O. El objeto de este trabajo es describir la geometría y cinemática de esta estructura y su relación con otras deformaciones variscas.

En el área de estudio aflora una secuencia de rocas metasedimentarias que comienza con el denominado Complejo Esquisto-grauváquico (Neoproterozoico-Cámbrico), sobre el que se dispone discordantemente una sucesión de formaciones pelíticas y cuarcíticas alternantes (Ordovícico-Devónico), y culmina con una potente serie pelítico-arenosa de facies "Culm" (Carbonífero inferior). Toda la secuencia está afectada por pliegues de dirección E-O, levantados o vergentes hacia el S, que constituyen la primera y principal fase de deformación varisca, con foliación de plano axial y metamorfismo asociado de grado muy bajo (Martínez Poyatos, 1997).

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE CIZALLA SANTA ELENA-PUENTE GÉNAVE

La Zona de Cizalla Santa Elena-Puente Génave pone en contacto rocas de edad Ordovícico-Silúrico, situadas en el bloque de muro e intruidas por el plutón de Santa Elena de edad 331±34 Ma (Larrea *et al.*, 1999), con rocas de edad Devónico-Carbonífero inferior situadas en el bloque de techo. Entre ambos bloques se encuentra una banda de espesor variable, entre 50 y 150 m, de pizarras ampelíticas de edad Silúrico.

Las rocas metasedimentarias del bloque de muro muestran una foliación que es plano axial de pliegues de dirección aproximadamente E-O y vergentes al S, formados durante la primera fase de deformación varisca. En las rocas más próximas a la Zona de Cizalla se observan pliegues replegados con foliación de crenulación de plano axial, venas de cuarzo replegadas y abudinadas con colas de presión asimétricas y una fábrica plano-linear de carácter milonítico con una lineación de estiramiento cuya dirección varía entre N150ºE y N10ºE y una inclinación entre 10º y 22º al S. En los niveles de cuarcitas son frecuentes los *ribbons* de cuarzo, estructuras S/C y peces de mica que indican un movimiento del bloque de techo hacia el S. En las pizarras de la aureola de contacto del plutón de Santa Elena se observan metablastos de moscovita, biotita y andalucita, afectados por estructuras S/C, grietas de tensión y por una foliación de crenulación que los rodea. En la mitad meridional del plutón de Santa Elena la intensidad de la deformación por cizalla también aumenta en las proximidades de la Zona de Cizalla, generándose una foliación milonítica con una lineación de estiramiento de dirección N17º-35º E e inclinación de 14º a 26º tanto al NNE como al SSO. Los criterios cinemáticos (estructuras S/C, colas de presión) indican un movimiento del bloque de techo hacia el S. Las estructuras de primera fase y la

FIGURA 1. *Mapa geológico de la parte suroriental de la Zona Centroibérica.*

Zona de Cizalla están plegadas por una antiforma de dirección E-O (Antiforma de Sierra Madrona; Ríos, 1977; Martínez Poyatos, 1997).

En el bloque de muro en la región de El Centenillo-Santa Elena existe una importante red de filones y diques (Fig. 2; Ríos, 1977) que intruyen durante los últimos estadios del emplazamiento del plutón de Santa Elena. Los sistemas filonianos más significativos son: 1º) diques graníticos a dioríticos de dirección N-S subverticales; y 2º) filones de cuarzo en dos direcciones ortogonales, una comprendida entre N-S y N30ºE y buzamiento fuerte hacia el O, y otra de dirección E-O a N110ºE y buzamientos entre 50º al S y verticales. Ambos sistemas filonianos de cuarzo son compatibles con un régimen de deformación frágil de compresión vertical y extensión horizontal principal según la dirección N-S y una extensión menor en la dirección del eje intermedio de esfuerzos, E-O.

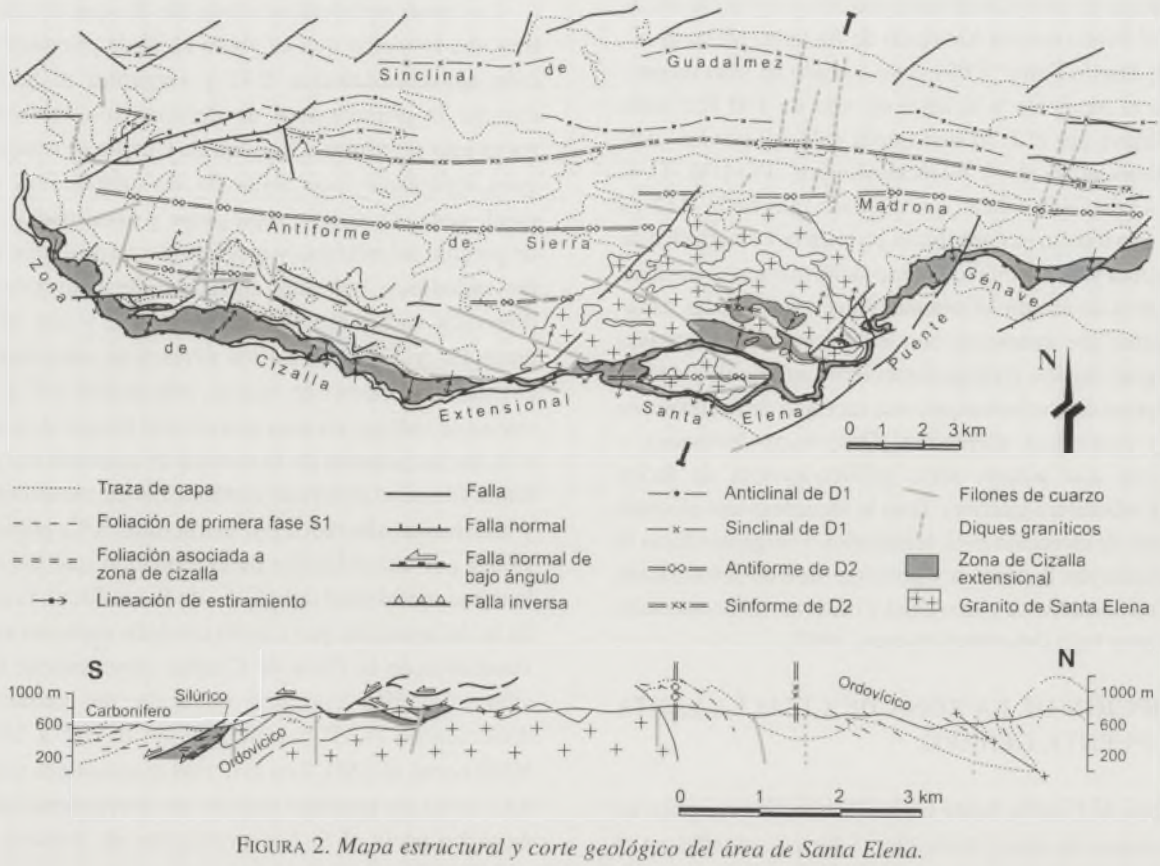


FIGURA 2. *Mapa estructural y corte geológico del área de Santa Elena.*

La Zona de Cizalla se desarrolla de manera intensa en las pizarras ampelíticas del Silúrico. En ellas se observa una intensa filonitización con desarrollo de estructuras S/C, colas de presión asimétricas en porfiroblastos y una fábrica plano-linear afectada por pliegues muy abiertos de dirección media E-O, con una lineación de estiramiento de dirección N20ºE a N175ºE y que se inclina desde 28º al NNE a 21º al SSO. Los criterios cinemáticos que se observan indican un movimiento del bloque de techo hacia el S. El estudio detallado de la forma, boudinage frágil y orientación de los blastos, en particular la andalucita (que llega a alcanzar hasta 1 dm de longitud), pone de manifiesto un elipsoide de deformación finita con las características siguientes: 1º) un importante acortamiento cercano a la vertical, que da lugar a la foliación milonítica; 2º) un alargamiento paralelo a la lineación de estiramiento (de dirección media N-S) que alcanza valores de 230%; y 3º) también se observa alargamiento, si bién mucho más limitado, sobre el plano de la foliación según la dirección E-O.

En el bloque de techo la deformación de cizalla es inapreciable y las rocas devono-carboníferas están afectadas por los pliegues de la primera fase varisca con vergencia S basculados por la Sinforma del Jandula (Martínez Poyatos, 1997).

Tanto el contacto de las pizarras ampelíticas con el bloque de muro como con el bloque de techo son fallas frágiles de dirección media E-O y un buzamiento medio de unos 30º al S. En las superficies de falla se observan estrías de dirección media N-S, y tectoglifos que indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el S.

El salto de la falla que pone en contacto el bloque de muro con las ampelitas silúricas en la zona de estudio puede alcanzar un valor de unos 600 m. El salto de la falla situada a techo de las ampelitas puede llegar a superar los 800m. En suma, la zona de cizalla y las fallas que la limitan explican, mediante contacto mecánico, buena parte de la aparente discordancia o disconformidad que hasta ahora se había considerado que existía entre la serie carbonífera y las formaciones infrayacentes del Silúrico y Devónico, quedando reducida ésta únicamente al contacto Devónico-Carbonífero (a veces también mecanizado), mientras que el contacto Silúrico-Carbonífero es siempre mecánico.

CONCLUSIONES

La Zona de Cizalla Santa Elena-Puente Génave es un accidente extensional mayor posterior a la primera fase de deformación varisca y sincinemática a tardicinemática con respecto al emplazamiento del plutón de Santa Elena. La deformación de cizalla es inicialmente de carácter dúctil y se manifiesta principalmente en el bloque de muro y en las ampelitas silúricas. Las deformaciones frágiles representan los últimos estadios del cizallamiento, desarrollándose dos fallas situadas a muro y techo de la banda de ampelitas silúricas. La formación de la red filoniana que se encuentra en el bloque de muro se interpreta que fue generada en el mismo campo de esfuerzos que dio lugar a la formación de la Zona de Cizalla. La formación de los pliegues tardíos, la antiforma en el bloque de muro y la sinforma en el bloque de techo, se interpreta como arrastres relacionados con el funcionamiento de la cizalla extensional.

REFERENCIAS

Larrea, F. J., Carracedo, M., Alonso, A., Ortega, L. A. y Menéndez, M. (1999): Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones extensionales: el stock de Santa Elena (Zona Centroibérica, España). En: *XV Reunión de Geologia del Oeste Peninsular.* Extended Abstracts: 147-157.

Martín Parra, L. M. (2003): *Geometría y cinemática de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave entre El Centenillo y el Río Guarrizas (Sierra Morena Oriental, Norte de la provincia de Jaén).* Seminario de Investigación, Universidad de Granada, 59 p.

Martínez Poyatos, D. (1997): *Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.* Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 222 p.

Matas, J., Leyva, F. y Cabra, P. (en prensa): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja Nº 864 (Venta de Los Santos)*, 2ª serie (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Ríos, S. (1977): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina–Santa Elena–Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén).* Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Madrid, 271 p.

Movimientos verticales de las fallas alpinas NE-SO del Macizo Ibérico en la región de Lugo

F. Martín-González[1,2], R. Capote[2], J.M. Insua[2] y J.J. Martínez-Díaz[2]

1 Área de Geología-ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles. fmgonzalez@escet.urjc.es
2 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio de Novais s/n, 28040 Madrid.

ABSTRACT

The vertical component of the movement associated to a fault system striking NE-SW has been determine using geomorphic and structural observations. These faults are located in the Iberian Massif in the Lugo region. The results of both kind of observations have coincided in characterising these faults as hinge and pivotal faults. Moreover, considering the different periods of time recorded by these methods, we can establish that these faults are Tertiary and it is very difficult to explain a previous origin because of the structure complexity and the coincidence of the measures. In addition, and according to the results obtained from this area, we believe that the measures taken from the geomorphic markers, can be used alone as reliable indicators of the vertical component in this kind of faults, especially in areas where there are no others indicators.

Key words: *Alpine tectonic, rotational faults, NW Spain, Iberian Massif.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El estudio de la actividad alpina en Galicia presenta grandes dificultades debido a que estas zonas del Macizo Ibérico son terrenos variscos polideformados de estructura compleja, y a que la sedimentación posthercínica es muy escasa. Por este motivo la actividad alpina en estas zonas ha sido abordada habitualmente por medio de estudios indirectos como el análisis de superficies de erosión y de los retazos de materiales terciaros. A pesar de ello, sigue siendo habitual en la literatura de la región denominar "fallas tardihercínicas que han rejugado en el terciario" a los conjuntos de fallas que segmentan el zócalo varisco, En este trabajo se combinan metodologías de estudio de superficies de erosión y relieves geomorfológicos, con técnicas de análisis de la cartografía estructural para cuantificar la actividad alpina de un conjunto de fallas del NO peninsular, comparándose los resultados. La posibilidad de comparar los resultados permite acotar los periodos en los que fueron activas las fallas. Se ha seleccionado una zona en la que se encuentran marcadores tanto geológico-estructurales, que componen el sinclinal de Baralla, como superficies de erosión y relieves diferenciales afectados por la deformación de este conjunto de fallas.

La zona seleccionada para realizar este estudio comparado esta situada en la provincia de Lugo y tiene como población más importante Baralla. Se encuentra en las estribaciones noroccidentales de las sierras del Caurel y los Ancares, donde los abruptos relieves de las sierras se articulan con la llanura Lucense. Los materiales forman parte del zócalo varisco polideformado de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Se encuentra en una zona de transición entre los materiales metamórficos de edad precámbrica y paleozoica, situados al Este, y un área al oeste, caracterizada por la existencia gran cantidad de plutones graníticos y granodioríticos (Fig. 1).

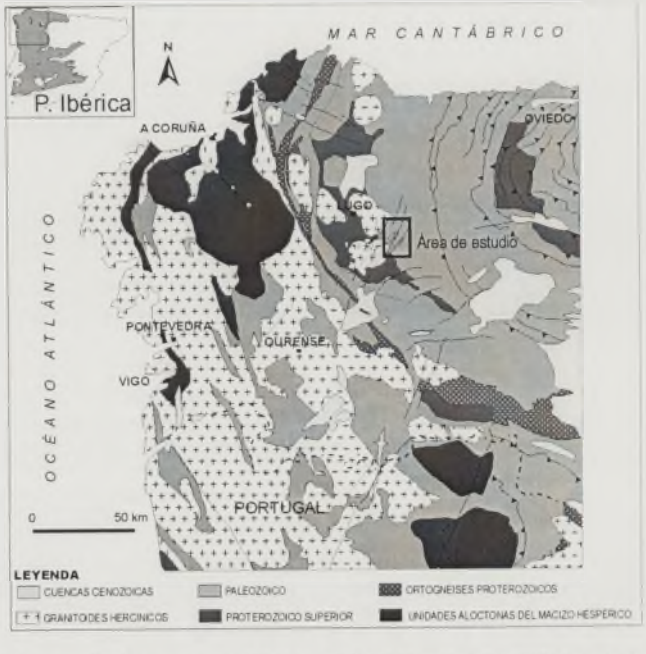


FIGURA 1. *Esquema geológico del Noroeste peninsular con la situación del área de estudio.*

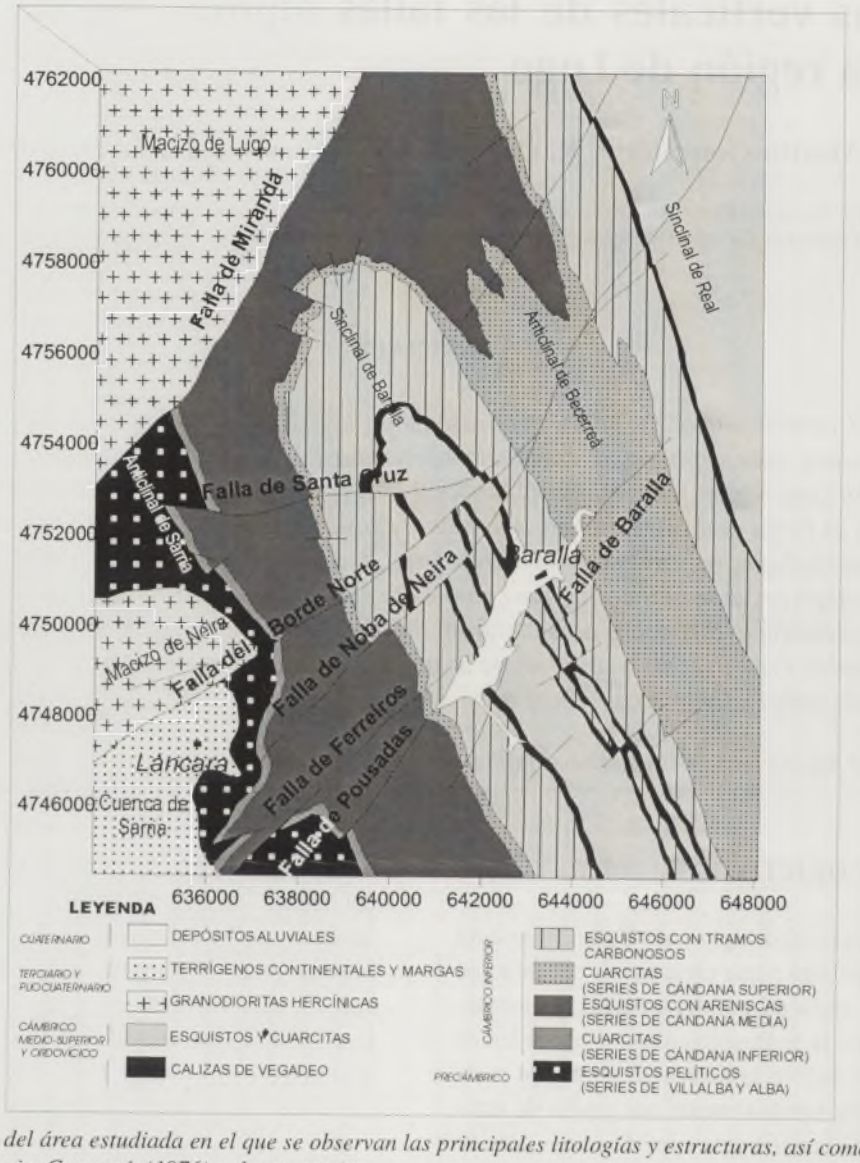


FIGURA 2. *Mapa geológico del área estudiada en el que se observan las principales litologías y estructuras, así como el grupo de fallas estudiado. Basado en Apalategui y Corretgé, (1976) y datos propios.*

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO

Este estudio se ha centrado en el análisis de la estructura cartográfica varisca y de ciertos marcadores geomorfológicos como son las superficies de erosión y los relieves residuales que son afectados y deformados por un conjunto de fallas de dirección NE-SO, situadas al Este de la Cuenca de Sarria. El objetivo es por tanto cuantificar los saltos verticales y establecer el tipo de movimiento.

La estructura hercínica es un sinclinorio que forma parte del pliegue acostado de Mondoñedo y que en la zona aparece representado por una serie de anticlinales y sinclinales de segundo orden de entre los que se distinguen, el anticlinal de Sarria, el sinclinal invertido de Baralla, el anticlinal de Becerreá y el sinclinal de Real (Apalategui y Corretgé, 1976; Martínez Catalán, 1980) (Fig. 2). Los materiales que forman estas estructuras son el precámbrico de las Series de Villalba y Alba (núcleo del anticlinal de Sarria), las formaciones de las Series de Cándana y las calizas de Vegadeo de edad cámbrico inferior (sinclinal de Baralla). Estas formaciones aparecen intruidas por rocas plutónicas variscas de tipo granodiorítico (Macizo de San Julián y Castroverde). Finalmente y discordante sobre los materiales anteriores se encuentran retazos de terciarios indiferenciados, formaciones tipo "raña" y depósitos cuaternarios

Entre *los marcadores geomorfológicos* destacan los relieves diferenciales y las superficies de erosión. Los relieves diferenciales se encuentran sobre litologías de cuarcitas y esquistos paleozoicos, no apareciendo sobre los granitos que se encuentran al Oeste de la zona a estudio. Se originan asociados a un posible manto de paleoalteración ya erosionado sobre una superficie preterciaria. El desarrollo de estas superficies está en función de la naturaleza del sustrato y de la facilidad de sufrir los procesos de alteración. Para la génesis de estas superficies han sido planteados varios modelos (García-Abad y Martín-Serrano, 1980; Molina, 1991; Martín Serrano, 1991), los cuales contemplan largos periodos de estabilidad

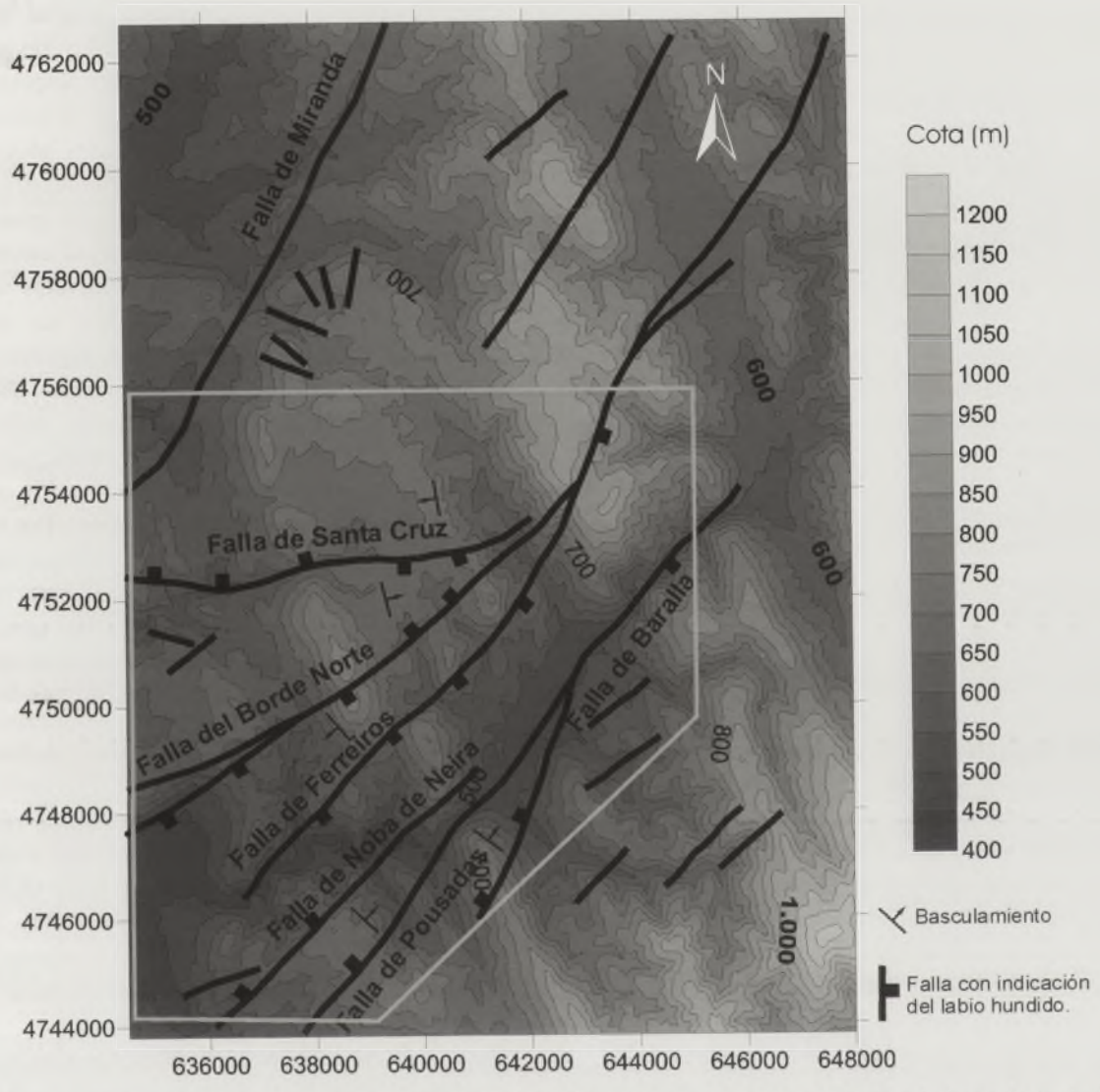


FIGURA 3. *Mapa topográfico donde se observa el basculamiento de los diferentes bloques y el movimiento relativo en la vertical de las fallas que los separan. Equidistancia de las curvas de nivel: 50 m.*

seguidos de ciertos periodos de actividad tectónica regional que permiten la progresión del manto de alteración.

Estos relieves son anteriores al depósito de las cuencas terciarias ya que aparecen fosilizados por los sedimentos continentales cenozoicos que las rellenan, como es el caso de la cuenca de Monforte de Lemos. En la zona de estudio se encuentran bien representados estos relieves residuales debido al contraste que producen los dos niveles cuarcíticos de la Serie de Cándana inferior y superior (Fig. 3).

Las fallas estudiadas forman un conjunto dirección N-30º, que se ramifican en forma de cola de caballo (*horse tail*) en fallas con direcciones desde N-20º hasta N-70º. Estas fallas han sido recientemente interpretadas como responsables de la sismicidad en la región de Lugo (Martínez Díaz *et al.*, 2002). Por lo general tienen una componente de desgarre de tipo sinistrorso, con importante componente en la vertical. En este trabajo prestamos precisamente, especial atención a esta componente vertical del movimiento. Las fallas cortan claramente la estructura varisca así como a los granitos tadihercínicos, y forman los límites que articulan la cuenca terciaria de Sarria (Vergnolle 1985; Martín-González et al. 2003)

RESULTADOS

La observación de los saltos producidos por las fallas en los relieves residuales y en la estructura varisca de pliegues, ha permitido establecer valores de los movimientos de las fallas en la vertical. Estos valores pueden variar de manera significativa en una misma falla, e incluso, se observa en varios casos que un mismo labio hace de bloque levantado y de hundido (Fig. 3). Este esquema de saltos se detecta mediante las variaciones de cota medidas en los marcadores geomorfológicos al ser cortadas por las fallas, como es el caso de las fallas de Noba de Neira y del Borde Norte de la Cuenca de Sarria. Así en la Falla del Borde Norte se pueden medir saltos en los que el labio norte es el levantado, como

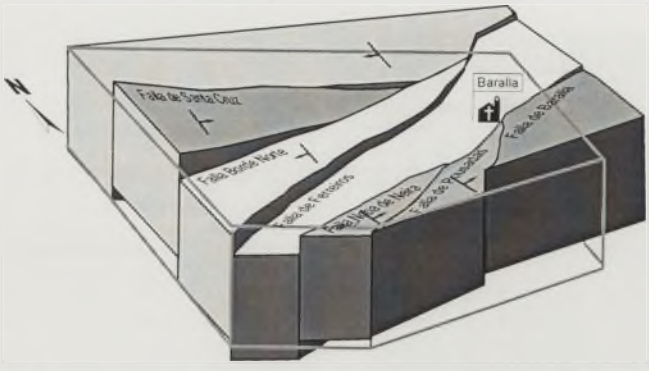


FIGURA 4. *Bloque diagrama esquemático representando el conjunto de movimientos en tijera de las fallas de la zona (Localización del bloque en figura 3).*

ocurre en el contacto entre el granito de San Julián y los terciarios de la cuenca de Sarria y a su paso por los relieves de cuarcitas de la Serie de Cándana inferior. En estos puntos se puede calcular un salto de 80 m, mientras que hacia el Este el labio levantado es el Sur, con un salto de 50 m. Igualmente en la Falla de Noba de Neira se puede calcular un hundimiento del labio Norte en torno a 100 m a su paso por las cuarcitas de la Serie de Cándana inferior, mientras hacia al Este, al paso de la traza por las cuarcitas de la Serie de Cándana superior, el salto vertical apenas es medible. Este movimiento rotacional en tijera de las fallas levanta y pivota bloques que al bascular generan una estructura compleja (Fig. 4). Los saltos máximos en la vertical medidos en estas fallas han sido de 120 m (falla de Noba de Neira) y los saltos de dirección más importantes han sido registrados en la falla de Ferreiros con casi 1.000 m. Esta estructura en tijera provoca importantes variaciones en el salto de las fallas en apenas unos kilómetros. Los saltos y la estructura interpretada concuerdan con los datos por nosotros obtenidos con métodos gravimétricos para este conjunto de fallas a su paso por la cuenca de terciaria Sarria (Oeste de la zona estudiada) (Martín-González *et al.*, 2003)

La cuantificación de los saltos en los relieves residuales se ha podido realizar donde estos son claramente reconocibles. Por el contrario, en las zonas donde no es así como en la falla de Miranda no puede ser cuantificado el salto ya que pone en contacto los materiales paleozoicos con el Macizo granítico de Castroverde, en el que la erosión ha dado lugar a una morfología diferente.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La combinación de observaciones de carácter geomorfológico y estructural, se ha demostrado muy útil para cuantificar la componente vertical del movimiento de este conjunto de fallas de dirección NE-SO del Macizo Ibérico, si bien, el valor de los desplazamientos en dirección no ha podido ser determinado en todas las fallas debido a la complejidad de la estructura y a la imposibilidad de obtener estos datos mediante el desplazamiento de las superficies de erosión. El estudio de las superficies de erosión, sin embargo, sí ha permitido cuantificar los desplazamientos en la vertical, de las fallas que dividen en bloques la zona.

Tanto el estudio de estas superficies geomorfológicas como el análisis estructural de la cartografía indican un movimiento complejo tipo en tijera para estas fallas. Por otro lado los movimientos en la vertical calculados tanto sobre las superficies como en las estructuras variscas, son coincidentes. Teniendo en cuenta que los movimientos medidos sobre las estructuras variscas registran toda la historia del movimiento de las fallas, mientras que los movimientos registrados en los relieves residuales son exclusivamente terciarios, se puede concluir que estas fallas son terciarias y difícilmente se puede explicar un origen heredado de etapas tectónicas anteriores. Por otro lado, y según los resultados obtenidos en esta zona consideramos que los saltos medidos en los relieves diferenciales pueden por si mismo constituir indicadores fiables para la cuantificación de los movimientos en vertical de este tipo de fallas, en zonas donde no se encuentren marcadores de otro tipo.

REFERENCIAS

Apalategui, O. y Corretgé, C. (1976): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda serie, Hoja nº 98 (Baralla).* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 40 p.

Garcia-Abbad F. J. y Martín-Serrano, A. (1980): Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta central española). *Estudios Geológicos*, 36 (5-6): 391-401.

Martín-Serrano, A. (1991): El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. *Sociedad Española de Geomorfología.* Monografía 6: 9-26.

Martínez-Díaz, J. J., Capote, R., Tsige, M., Martín-González, F., Villamor, P., e Insua, J.M. (2002): Interpretación sismotectónica de las series símicas de Lugo (1995 y 1997): Un caso de *triggering* en una zona continental estable. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 15: 195-209.

Martín-González, F., Insua, J. M., Capote, R., & Martínez-Díaz, J. J. (2003): Estudio gravimétrico de la cuenca terciaria de Sarria. (Lugo-España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* 28: 329-341.

Martínez Catalán, J. R. (1981): *Estratigrafía y estructura del domo de Lugo. Sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa.* Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 317 p.

Molina Ballesteros, E. (1991): Paleoalteraciones y evolución del relieve: El caso del Zócalo Hercínico Ibérico. *Sociedad Española de Geomorfología.* Monografía 6: 27-43.

Vergnolle, C. (1985): Geometrie du remplissage sedimentaire des bassins de Sarria et Monforte (Galice, Espagne) et evolution geomorphologique regionale. *Melanges de la casa de Velásquez,* 21: 331-346.

La relación entre tectónica, flujo de fluidos y la formación de terremotos en el margen convergente de Centro América

C.R. Ranero, I. Grevemeyer y W. Weinrebe

IFM-GEOMAR and SFB 574, Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel (Germany). cranero@ifm-geomar.de

ABSTRACT

Seismic reflection images, multibeam bathymetry, heat flux measurements and microearthquakes show the relationship between tectonic processes, fluid flow and seismogenesis at the Middle America Margin dominated by tectonic erosion of the continental plate. The continental plate is structured in areas showing different deformation. The shelf is underlain by a coherent basement and little deformed sediment. Beneath the upper slope large faults cut the basement and sediment cover, but a well-developed canyon system indicates relative stability. The middle slope shows a tectonically disrupted structure. Canyons stop downslope at the middle slope cut by numerous faults, and associated mud diapirs with chemosynthetic fauna. The faults cut the upper plate tapping fluids from the plate boundary. The lower slope is a thin apex of a little coherent overriding plate. The seafloor shows pervasive faulting and dismembered blocks ride over horsts and grabens of the subducting plate mimicking their topography. Beneath the middle to upper slope, temperatures at the plate boundary increase from ~60°C to ~150°C. Thus, early dehydration reactions of subducted sediment occur there, where hydrofracturing and upper plate erosion is fastest. Seismic rupture, indicated by microearthquakes, extends into the 100°-150°C transition. Large earthquakes nucleate where fluids have been largely exhausted.

Key words: *subduction zones, fluid flow, tectonic erosion, seismogenesis.*

INTRODUCCIÓN

En los márgenes convergentes una placa oceánica de alta densidad subduce debajo de una placa cabalgante mas ligera de naturaleza continental o de arco de islas. Estos márgenes se pueden dividir en dos grandes grupos dependiendo de los procesos tectónicos que tienen lugar; los margenes de accreción y los margenes de erosión.

Los margenes de accreción están caracterizados por un prisma de sedimento en su parte frontal. Este prisma puede tener desde unos 50 km hasta varios cientos de km de anchura. Típicamente estos margenes muestran una importante acumulación de turbiditas en la fosa oceánica, las cuales son parcialmente añadidas al prisma de accreción mediante cabalgamientos, mientras que la sección mas profunda de las turbiditas es subducida y reciclada en el manto. Este tipo de margen es relativamente bien conocido ya que el proceso tectónico de accreción acumula material formando cuerpos de grandes dimensiones que pueden ser estudiados con métodos geológicos y geofísicos. Estos cuerpos también pueden ser estudiados en afloramientos expuestos en prismas de accreción bien fósiles o activos.

El segundo grupo son los margenes convergentes dominados por procesos de erosión tectónica. En este tipo de márgenes se dan procesos tectónicos, poco comprendidos hasta ahora, que remueven material de la placa cabalgante y lo acumulan en el canal de subducción donde es transportando hacia el manto. La evidencia de erosión tectónica se obtiene normalmente de manera indirecta. El método usado más comúnmente para inferir la actividad de procesos de erosión tectónica es el estudio de la evolución tectónica del margen y la búsqueda de evidencias que indiquen subsidencia a gran escala, es decir a lo largo de una gran parte del margen convergente. Normalmente, estas observaciones también muestran que la subsidencia ha ocurrido durante un largo periodo de tiempo (entre varios millones de años a decenas de millones de años). La evidencia de subsidencia a gran escala y por periodos de tiempo prolongados se deduce habitualmente por la presencia de discordancias estratigráficas que se formaron a nivel del mar y que hoy en día se encuentran a varios km de profundidad. Esta observación esta comúnmente acompañada por la evidencia de un hundimiento progresivo deducido mediante el estudio de paleobatimetrías a partir de la fauna presente en el sedimento del talud continental (von Huene y Scholl, 1991).

El margen convergente del lado del Océano Pacífico de América Central se ha convertido en los últimos años en un ejemplo clásico de erosión tectónica, actualmente activa, pero que comenzó hace mas de 20 millones de años. Evidencia de subsidencia a gran escala y por un periodo prolongado se ha encontrado a lo largo de la mayoría de la fosa mesoamericana; en los segmentos de Costa Rica (Ranero y

von Huene, 2000; Vannucchi *et al.*, 2003), de Nicaragua (Ranero *et al.*, 2000) y de Guatemala.

A pesar de las abundantes pruebas que muestran la existencia de procesos de erosión durante subducción, tanto en Centro América como en otros márgenes, no existe en la actualidad un modelo basado en observaciones geológicas o geofísicas de estructura interna de los márgenes que explique dichos procesos. En este trabajo proponemos un modelo conceptual, basado en una serie de observaciones, que explica los procesos involucrados en la erosión tectónica. Un corolario del modelo es que también puede explicar, cualitativamente, las causas que llevan a la nucleación de terremotos a lo largo del límite de placas.

OBSERVACIONES Y DISCUSIÓN

Las observaciones que hemos usado para desarrollar el modelo de erosión tectónica consisten en datos tanto geológicos como geofísicos adquiridos durante los últimos ~ 10 años, pero fundamentalmente entre el 2000-2003, en el margen de Centro América con los buques alemanes de investigación "Sonne" y "Meteor".

El margen de Centro América es particularmente interesante porque en él puede aislarse el efecto que tiene en los procesos tectónicos la subducción de una placa oceánica con una topografía muy variable, de otros efectos como la velocidad y dirección de convergencia o el espesor de sedimentos en la fosa, todos ellos muy constantes a lo largo de la fosa mesoamericana (Fig. 1). La placa oceánica está formada por la dorsal asísmica de Cocos, que es la traza del hot spot de las Galápagos sobre la placa de Cocos y por litosfera formada en las dorsales de expansión de Cocos-Nazca y del East Pacific Rise (Barckhausen *et al.*, 2001). A lo largo de más de 1.000 Km. del margen, hemos cartografiado con batimetría de multihaz el talud continental y unos 100 km de la placa oceánica (Fig. 2).

La placa oceánica está caracterizada por una fuerte segmentación en distintas provincias morfológicas. La dorsal de Cocos, con una corteza gruesa se dobla poco en la fosa y subduce en el SE de Costa Rica. Hacia el NO la placa oceánica contiene muchos volcanes submarinos que se formaron por la acción del hotspot de las Galápagos intruyendo en la placa litosférica al mismo tiempo que se formaba la dorsal de Cocos (Werner *et al.*, 1999). A lo largo de la mayoría de la fosa, la placa se dobla fuertemente antes de hundirse debajo del continente y este plegamiento produce un fuerte fallamiento que forma una topografía rugosa, pero de pequeña escala en la placa oceánica antes de ser subducida (Ranero *et al.*, 2003).

La morfología del talud del margen continental muestra un claro paralelismo con la morfología de la placa oceánica. Esto indica que posiblemente la morfología del margen continental esta fuertemente controlada por los procesos tectónicos inducidos por los diferentes tipos de placa oceánica que subduce. Donde la dorsal de Cocos subduce, el margen tiene un talud corto y con fuerte pendiente y la plataforma continental esta levantada formando la Península de Osa (Figs. 1 y 2). Donde subducen los volcanes submarinos el talud muestra unos surcos prominentes y paralelos a la dirección de convergencia y que han sido formados por la deformación que producen los volcanes que se subducen debajo de la placa cabalgante (Fig. 3). En estas zonas, la erosión tectónica se pro-

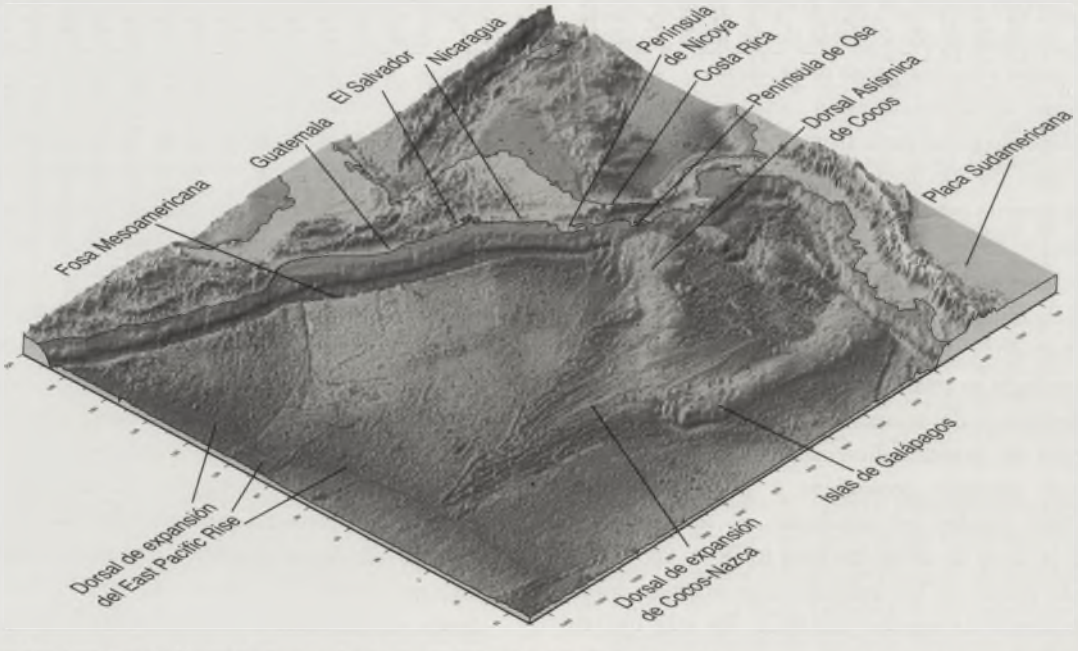


FIGURA 1. *Relieve topográfico de Centro America, la placa oceánica de Cocos y la Fosa Mesoamericana. La Fosa Mesoamericana se extiende desde la zona de subducción de la dorsal de Cocos hasta Mexico.*

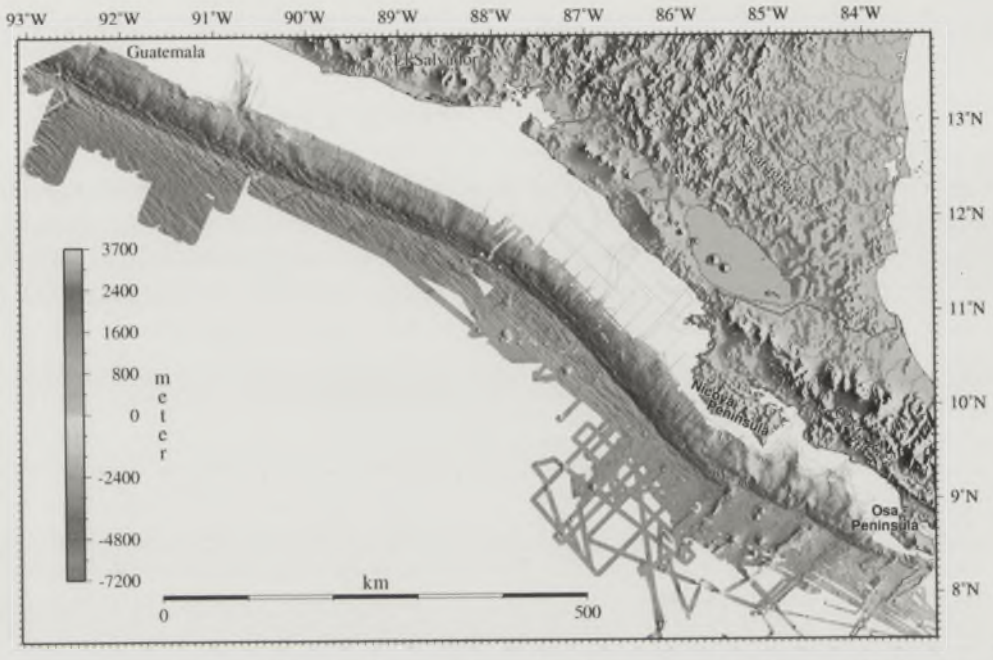


FIGURA 2. *Batimetría de multihaz a lo largo de la Fosa Mesoamericana. Los datos cubren el talud continental y una franja de la placa oceánica a lo largo de Costa Rica, Nicaragua, El Salvador y Guatemala. Notese la variabilidad de la topografía de la placa oceánica y la correspondencia de la morfología del talud continental.*

duce fundamentalmente en relación a la topografía positiva de la placa oceánica, y puede implicar procesos de abrasión en la base de la placa continental que conllevan su adelgazamiento.

En las otras áreas de la zona de subducción, la topografía de la placa que subduce no tiene estructuras con relieves de dimensiones tan grandes. Sin embargo, en estas zonas diversos estudios han mostrado que la subsidencia ha sido prácticamente continua desde hace más de 20 millones de años (Ranero *et al.*, 2003). En un intento de entender los procesos que ocurren a lo largo del límite de placas donde la erosión tectónica es activa, se han tomado datos de flujo de calor con testigos en el fondo marino y a partir de ellos se ha calculado la temperatura a la que se encuentra el límite de placas debajo del margen. Para obtener la estructura del margen y calcular la temperatura a la profundidad adecuada, se han utilizado datos de sísmica de reflexión multicanal y de sísmica de gran ángulo coincidentes con las mediciones de flujo calórico.

Las temperaturas calculadas a lo largo del límite de placas muestran que la transición entre ~60°C y ~150°C ocurre debajo de la transición entre el talud medio y el talud superior. Esta es el área en que las imágenes sísmicas y los datos de batimetría muestran que el margen está fuertemente fallado y está subsidiendo rápidamente (von Huene *et al.*, 2003). La transición de ~60°C a ~150°C es donde las reacciones de deshidratación por diagénesis y metamorfismo temprano producen la liberación de aproximada-

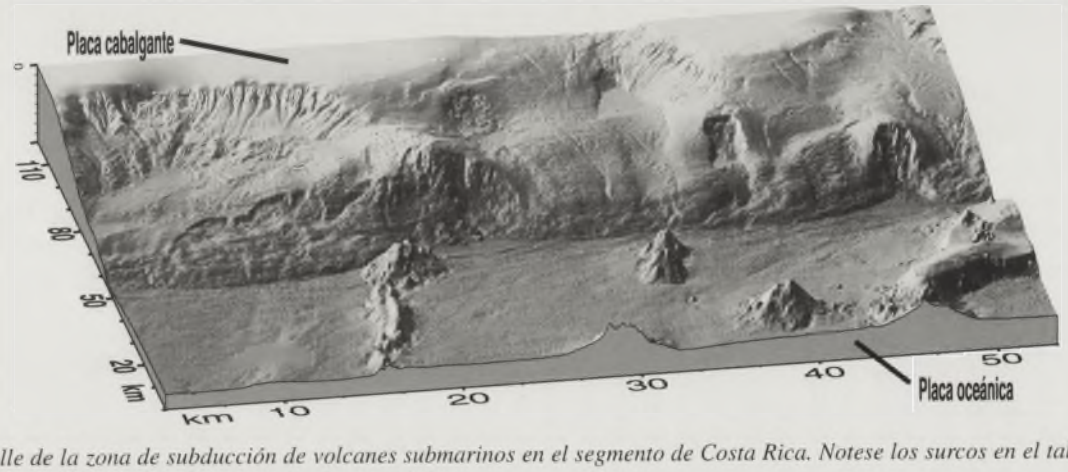


FIGURA 3. *Detalle de la zona de subducción de volcanes submarinos en el segmento de Costa Rica. Notese los surcos en el talud continental y su alineación con cadenas de volcanes en la placa oceánica.*

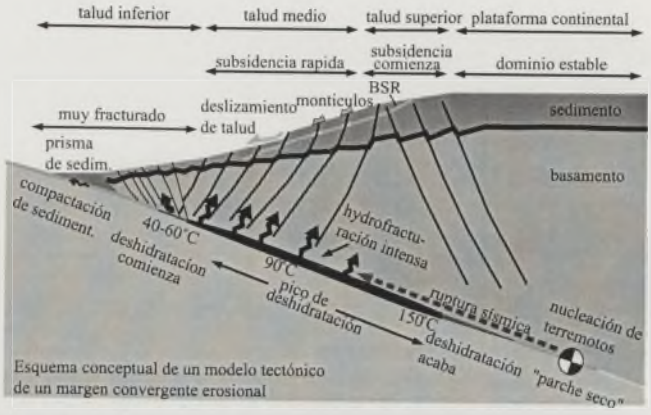


FIGURA 4. *Modelo conceptual de los procesos tectónicos y de flujo de fluidos involucrados en la erosión durante la subducción. Los terremotos se nuclean en la zona en que la producción de fluidos ha disminuido notablemente y la placa cabalgante está poco fracturada.*

mente 2/3 del agua contenida químicamente en el sedimento que subduce. Esta situación conlleva la formación de sobrepresiones a lo largo del límite de placas y a la inyección de fluidos dando lugar a procesos de hidrofracturación de la base de la placa cabalgante (Fig. 4). Estos fluidos provenientes de la deshidratación cruzan la placa continental desde profundidades de 5-16 Km. y son expulsados en el fondo del mar asociados a procesos diapíricos (Hensen *et al.*, 2004). Estas zonas de expulsión de fluidos están comúnmente asociadas a fauna y carbonatos quimiosintéticos indicando que la salida de fluidos es relativamente continua en el tiempo. El progresivo declive en los procesos de liberación de fluidos a temperaturas mayores de ~150°C-160°C produce una rápida disminución en la presión de fluidos a lo largo del límite de placas y conlleva la aparición de sismicidad. En particular, los grandes terremotos parecen nuclearse a lo largo del margen a profundidades donde las temperaturas son claramente mayores de ~150°C, donde además de la disminución en la presión de fluidos la placa cabalgante esta menos deformada y puede acumular energía elástica.

CONCLUSIONES

El modelo que proponemos incluye por primera vez la interacción entre tectónica y flujo de fluidos dentro del contexto de los procesos de erosión tectónica durante la subducción. El modelo predice además que el cambio de condiciones a lo largo del límite de placas conlleva un aumento de los esfuerzos sobre la falla principal debido, en gran medida, a la disminución progresiva de la presión de fluidos lo que produciría la nucleación de terremotos en margenes de tipo erosivo.

AGRADECIMIENTOS

Las campañas de recogida de datos fueron financiadas por el Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) y el Deustche Forschungsgemeinschaft (DFG). Agradecemos a nuestros colegas del SFB 574 por su contribución a las ideas presentadas en este trabajo.

REFERENCIAS

Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. y Roeser, H. (2001): Revised Tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the Segmentation of the Convergent Margin and for Plate Tectonic Models. *Journal of Geophysical Research*,106: 19207-19220.

Hensen, C., Wallmann, K., Schmidt, M., Ranero, C. R. y Suess, E. (2004): Fluid expulsion related to mud extrusion off Costa Rica –a window to the subducting slab. *Geology*, 32: 201-204.

Ranero, C. R. y von Huene, R. (2000): Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, 404: 748-752.

Ranero, C. R., von Huene, R., Flueh, E., Duarte, M. y Baca, D. (2000): A cross section of the forearc Sandino Basin, Pacific Margin of Nicaragua. *Tectonics*, 19: 335-357.

Ranero, C. R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K. y Reichert, C. (2003): Bending, faulting and mantle serpentinization at the Middle America Trench. *Nature*, 425: 367-373.

Vannucchi, P., Ranero, C. R., Galeotti, S., Straub, S. M. y Scholl, D.W. (2003): McDougall-Ried. Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: implications for non-steady rates of crustal recycling at subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2511, 10.1029/2002JB002207.

von Huene, R., Ranero, C. R. y Watts, P. (2003): Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. *Marine Geology*, 3415: 1-15.

von Huene R. y Scholl, D. (1991): Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Review of Geophysics*, 29: 279-316.

Werner, R., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Ranero, C.R., von Huene, y R., Korich, D. (1999): Drowned 14 m.y. old Galapagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications for tectonic and evolutionary models, *Geology*, 27: 499-502.

Características del nuevo Mapa Tectónico de España

L.R. Rodríguez Fernández, A. Díaz Montes, N. Heredia, C. Marín, L.M. Martín Parra, A. Martín-Serrano, J. Matas, F. Nozal, L. Quintana, F. Roldán y F. Rubio

Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid). lr.rodiguez@igme.es

ABSTRACT

The new Tectonic Map of Spain at scale 1:2.000.000 has been produced by the IGME (Spanish Geological Survey) 32 years after the publication of the first Tectonic Map of the Iberian Peninsula in 1972. This new map is bassed on the Geological Map of Spain at 1:2.000.000 scale. Both tectonic an geological map have been included as ennexes in the new book "Spanish Geology", edited by the SGE and the IGME. In this Tectonic Map, those Variscan Basement and the Alpine chains have been clearly differentiated. However, regions of the Iberian Massif built by the Alpine tectonics have also been emphasized. The variety of stratigraphic and structural features of the Iberian Massif allowed the "classical" division in six zones: Cantabrian Zone, West-Asturian-Leonese Zone, Galicia-Tras-os-Montes Zone, Central Iberian Zone and Sud-Portuguese Zone. The carboniferous sinorogenic deposits and late-orogenic basins have also been differentiated in this tectonic map. Concerning the Alpine chains, the deformed Mesozoic cover has been distinguished in the Iberian and the Cantabrian-Pyrenean chains. The gently or not deformed cover domain have also been differentiated. In the Betic Cordillera has been separated the classical tectonic units: Nevado-Filábride, Alpujárride, Maláguide, Campo de Gibraltar, Dorsal, Sub-Bético and Pre-Bético. Olistostrome unit located in the frontal part of the orogenic belt, have also been individualized. In the Cenozoic basins three tectonostratigraphic types were distinguished: a autochtonous forelan , piggy-back, and extensional tectonics related basins

Key words: *Tectonic map, Spain.*

INTRODUCCIÓN

El nuevo Mapa Tectónico de España a escala 1:2.000.000 se ha elaborado en el Área de Cartografía Geológica del IGME, 32 años después del primer Mapa Tectónico de la Península Ibérica (Julivert *et al.*, 1972), como un documento anexo al libro sobre Geología de España elaborado por la SGE y el IGME.

Para la realización de este mapa se ha utilizado como base el Mapa Geológico de España a escala 1:2.000.000 elaborado igualmente como anexo del libro antes mencionado.

En la elaboración de este nuevo mapa tectónico se han tenido en cuenta tanto los antecedentes del Mapa Tectónico de la Península Ibérica anteriormente citado, como el Mapa Tectónico de España a elaborado por el Área de Cartografía Geológica del IGME para el Atlas Nacional del IGN. (Baena *et al.*, 1991).

CONTENIDOS

En el nuevo Mapa Tectónico de España a escala 1:2.000.000 se han diferenciado claramente la Cordillera Varisca de las cadenas alpinas, aunque se han resaltado aquellas áreas del Macizo Ibérico elevadas por las deformaciones alpinas (Fig. 1).

En el Macizo Ibérico se han diferenciado, en base a sus características estratigráficas y tectónicas, las clásicas "zonas", definidas por Julivert *et al.*, (1972) en el anterior Mapa Tectónico de la Península Ibérica. Se ha introducido asimismo la Zona de Galicia Tras-os-Montes definida por Farias *et al.*, (1987) y Arenas *et al.*, (1988). Las zonas diferenciadas son:

- Zona Cantábrica
- Zona Asturoccidental-Leonesa
- Zona de Galicia Tras-os Montes
- Zona Centro Ibérica
- Zona de Ossa-Morena
- Zona Surportuguesa

En la Zona de Galicia Tras-os Montes se han individualizado asimismo, el Dominio Esquistoso, que representa un autóctono relativo respecto a las otras dos unidades diferenciadas que se sitúan sobre él: los complejos máficos, que contienen rocas polimetamórficas de afinidad oceánica y la unidades exóticas indiferenciadas en las que se agrupan rocas, en muchos casos igualmente polimetamórficas, que representan cortezas exóticas a la corteza de Gondwana (básicamente arcos de islas y cuencas de tras-arco).

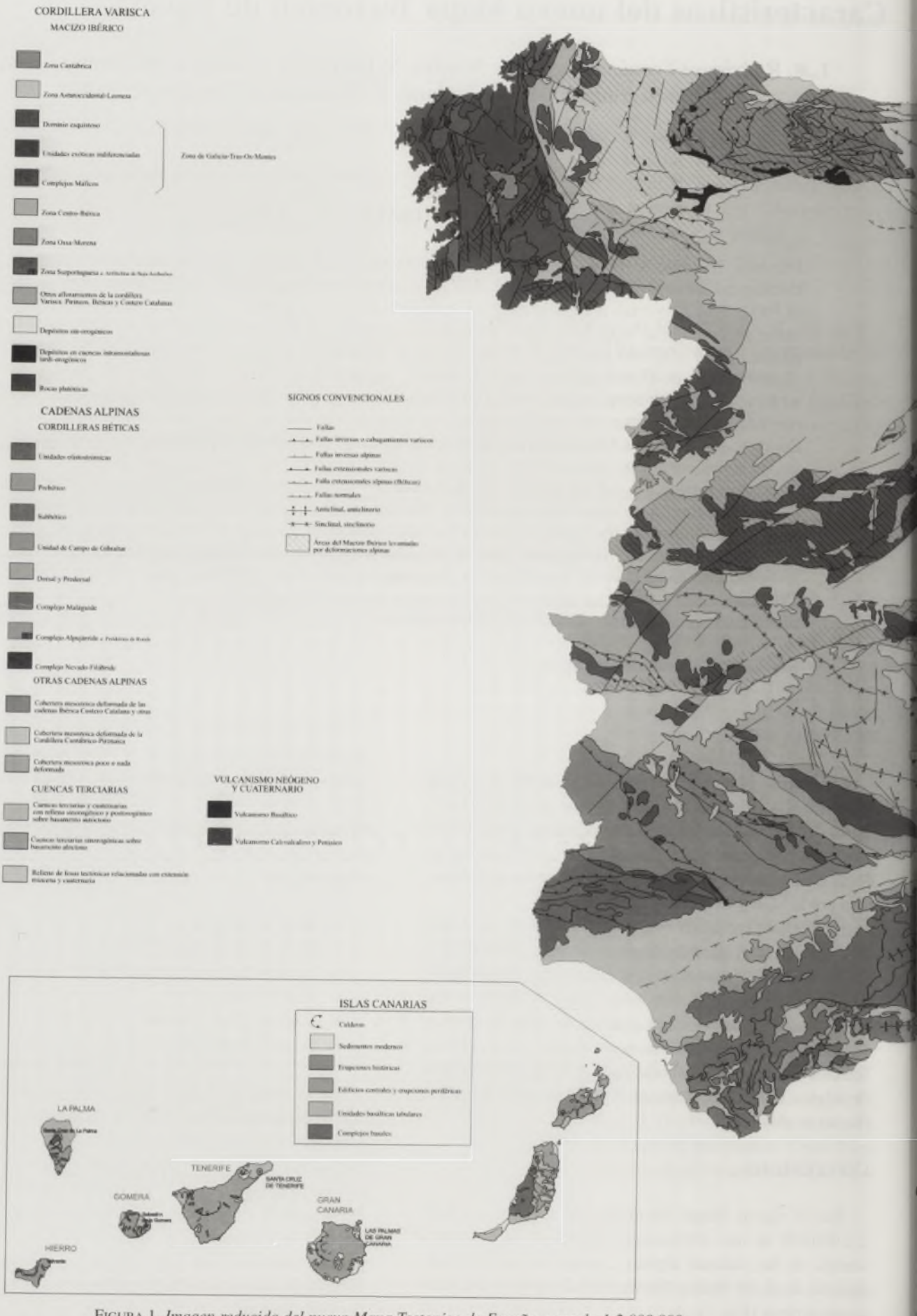


FIGURA 1. *Imagen reducida del nuevo Mapa Tectonico de España a escala 1:2.000.000.*

MAPA TECTÓNICO DE ESPAÑA

Realización: ÁREA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
DIRECCIÓN DE GEOLÓGIA Y GEOFÍSICA
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Autores: Luis Roberto Rodríguez Fernández, Nemesio Heredia, Carlos Marin, Luis Miguel Martín-Parra, Angel Martín-Serrano, Jerónimo Matas, Francisco Nozal y Felix Bellido (Canarias).

Delineación: Inmaculada Carmena Álvarez

Se ha diferenciado asimismo, el basamento varísco de los Pirineos y Cadenas Costero-Catalanas; los afloramientos de la Cadena Ibérica se han asignado a las "zonas" equivalentes del Macizo Ibérico.

No se han establecido diferenciaciones en las rocas plutónicas intrusivas varíscas; sin embargo se han individualizado claramente los depósitos sinorogénicos carboníferos de la Zona Cantábrica, Zona Centro Ibérica y Zona Surportuguesa, así como las cuencas intramontañosas tardiorogénicas.

En las cadenas alpinas se han individualizado la coberteras mesozoicas deformadas de la Cadena Ibérica y de la Cordillera Cántabro-Pirenaica, así como las áreas tabulares poco o nada deformadas del SE de la Meseta.

En las Cordilleras Béticas se han diferenciado las clásicas unidades tectónicas apiladas de las zonas internas: "complejos" Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, asi como la Unidad del Campo de Gibraltar, situada tectónicamente encima y los afloramientos agrupados en la denominación de Dorsal y Predorsal. En las Zonas externas se han separado el conjunto de mantos sub-béticos de las unidades olistostrómicas situadas en su frente, asimismo se ha individualizado la cobertera mesozoica despegada y deformada por una tectónica de piel fina que representa el Prebético.

Se han diferenciado tres tipos e cuencas cenozoicas en función de sus características tectono-estratigráficas:

- Cuencas terciarias y cuaternarias con relleno sinorogénico y post-orogénico sobre basamento autóctono. Son las grandes cuencas de antepaís del Ebro, Duero, Tajo y Guadalquivir.
- Cuencas terciarias sinorogénicas sobre basamento alóctono. Son las cuencas transportadas de la Cordillera Cántabro-Pirenaica y de las Cordilleras Béticas.
- Rellenos de fosas tectónicas relacionadas con extension miocena y cuaternaria, característicos del levante español.

Por último en Canarias se han diferenciado los complejos antiguos de los edificios más modernos y de las erupciones históricas, representándose igualmente las calderas más significativas.

REFERENCIAS

Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Ortega E., Pablo Maciá, J.G., Peinado, M., y Rodríguez Fernández, L. R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. Simposio: "Cinturones Orogénicos". En: *II Congreso Geológico de España*. Temas Geológico-Mineros, 9: 75-84.

Baena, J., Bellido, F., Heredia, N., Quesada, C. y Rodríguez Fernández, L.R.(1991): Mapa Tectónico de España. *Atlas Nacional*. Sección 2. Grupos 5 y 6. Geología y Relieve. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F.; Marquínez, J.; Martín-Parra, L. M.; Martínez Catalán, J. R., Pablo Maciá, J .G. y Rodríguez Fernández, L. R (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Facultade de Ciencias, Universidade do Porto,* 1: 411-431.

Julivert, M., Fonboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 p.

Análisis paleopiezométrico y tasas de deformación de la zona de cizalla dúctil extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central)

I. Romeo[1], R. Capote[1], F. Martín-González[2,1], M. Tsige[1] y B. García Izquierdo[1]

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. iromeobr@geo.ucm.es, capote@geo.ucm.es, meaza@geo.ucm.es, garciabe@geo.ucm.es

2 Área de Geología-ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles. fmgonzalez@escet.urjc.es

ABSTRACT

The differential stress that caused the extensional ductile shear of Santa Mª de la Alameda during the collapse of the Variscan orogen in the Sistema Central (central Iberia) has been estimated using the dynamically recrystallized grain size of quartz. An estimate of the strain rate has been calculated by the flow laws for ductile strain of quartz knowing the deformation temperature. The stress history obtained for this shear band features 3 stages of 22-31 MPa, 34-65 MPa and 53-67 MPa. The increase of the differential stress is caused by the concentration of the strain in smaller bands during mylonitization. The first stage can be correlated to the initial deformation of a wide shear band, the second stage can be related to the formation of two main mylonitic shears, and finally the third stage correspond to the deformation of thin (<1mm) shear bands between grains in granitic synkinematic dikes. The strain rate deduced for the temperature interval of 300-350º C ranges from 10-11 s-1 to 10-13 s-1. An small fault displacement can be assumed based on the low difference of the metamorphic grade, this allows us to discuss different duration for mylonitization according to different strain rates. The strain rates more successful range from 10-12 s-1 to 10-13 s-1 giving respectively a mylonitization period of 1,6 ma. and 16 ma. for the observed thickness of 280 m of mylonites.

Key words: *palaeopiezometer, stress, strain rate, extensional tectonics, Variscan Orogeny.*

INTRODUCCIÓN

La banda de cizalla de Santa María de la Alameda, situada en el Sistema Central (Macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado), es una estructura extensional generada tardíamente con respecto al pico metamórfico y pertenece a un conjunto de estructuras E-O buzantes hacia el sur, cuyo origen es el colapso extensional del orógeno varisco, que definen el comienzo de la etapa Malagón. La estructura más importante perteneciente a esta etapa tectónica es la Zona de cizalla de Toledo, que presenta una diferencia notable del grado metamórfico a un lado y otro de la banda milonítica, lo cual implica un salto de falla significativo. La cizalla de Santa María de la Alameda es un ejemplo de menor tamaño y aparentemente con un salto menor como parecen indicar las bajas diferencias en el grado metamórfico a un lado y otro de la estructura.

La zona de cizalla consta de dos bandas de milonitas aproximadamente paralelas con una dirección E-O con patrones anastomosados que dejan preservados lentejones sin deformación milonítica (Fig. 1). A techo de cada banda aparece una estrecha zona dominada por rocas de tipo filonita (Capote *et al.*, 2000). El estudio de la fábrica proporciona un criterio de movimiento extensional para la estructura, con todos los indicadores coherentes con un movimiento del bloque de techo hacia el sur. Este sentido de movimiento indica una extensión cortical en la horizontal con una dirección aproximada N-S.

Estudiando los mecanismos de deformación sobre lámina delgada de los diversos tipos de milonitas se puede establecer el rango de temperaturas a las que se ha producido la milonitización. Analizando el comportamiento de los distintos minerales a cada temperatura frente a la deformación se puede caracterizar la génesis y la evolución de las fábricas miloníticas. La deformación milonítica comenzó con unas temperaturas entre los 400ºC y los 350ºC (facies de los esquistos verdes), dada la deformación frágil del feldespato potásico y dúctil del cuarzo (cintas de recristalización dinámica) característica de este rango de temperaturas. Posteriormente la deformación continúa hasta los 200º (grado muy bajo de metamorfismo), como demuestran los datos de cristalinidad de la illita. Martín González *et al.* (2001) han aplicado una metodología basada en la geometría fractal de los bordes de cuarzo para estimar temperaturas; este método corrobora las temperaturas obtenidas por el análisis en lámina delgada del comportamiento de las distintas fases minerales en cada roca.

En el presente estudio se han medido los tamaños de granos de recristalización dinámica del cuarzo con objeto de estimar los esfuerzos que han generado la zona de cizalla, procediendo posteriormente a un calculo aproximado de la

FIGURA 1. *Localización de las muestras empleadas en los análisis paleopiezométricos sobre la estratigrafía geológica.*

tasa de deformación (*strain rate*) a la que tuvo lugar la deformación mediante el conocimiento previo de las temperaturas de deformación.

PALEOPIEZÓMETROS Y TASAS DE DEFORMACIÓN

Se recogieron muestras (Fig. 1) ricas en cuarzo deformado durante la milonitización: venas de cuarzo intrafoliares, milonitas ricas en cuarzo y diques cuarzofeldespáticos intruidos sincinemáticamente. Observando en lámina delgada se evidenció la existencia de deformación intracristalina por *creep* de dislocaciones correspondiente a los regímenes 2 y 3 (Gleason y Tullis, 1995) (granos nuevos creciendo a favor de bordes de grano, texturas de *core-mantle,* texturas de recristalización dinámica parcial, y mosaicos de recristalización total). Se midió el tamaño medio de los granos de recristalización dinámica mediante el método de la intersección, consistente en calcular la media de tamaño de los granos interceptados por un segmento de longitud conocida multiplicando este valor por un

TABLA 1. *Valores de número de gramos interceptados, media geométrica del tamaño de grano (D) en μm, logaritmo decimal del tamaño de grano con error estadístico y valor de asimetría de la distribución logarítmica con error estadístico, tipo de muestra (VC: vena de cuarzo, MC: milonita rica en cuarzo, M: milonita, PM: protomilonita, DS: dique sincinemático) y estado de la recristalización dinámica (RD) (RT: recristalización total, RP: recristalización parcial, BG: recristalización a favor de bandas estrechas entre granos). En SM2 se realizaron dos mediciones una paralela y otra perpendicular a la foliación de forma.*

Banda N								
Muestra	**Nº de granos**	**D(μm)**	**Log(D)**		**Asimetría**		**Tipo**	**RD**
SM7a	981	30,04	3,51	± 0,03	-0,14	± 0,34	VC	BG
SM12	1294	35,42	3,34	± 0,04	0,14	± 0,28	MC	RT
SM13	1195	43,44	3,14	± 0,03	-0,4	± 0,26	MC	RT
SM14(F1)	2149	125,17	2,08	± 0,03	-0,96	± 0,19	VC	RT
SM14(F2)	1251	56,24	2,88	± 0,03	-0,44	± 0,23	VC	RT
SM17	1773	38,78	3,25	± 0,04	0,05	± 0,23	VC	RT
SM18	2143	34,95	3,35	± 0,03	0,11	± 0,22	MC	RT
SM19a(F1)	2409	83,75	2,48	± 0,03	0,32	± 0,21	VC	RT
SM19a(F2)	2607	58,71	2,84	± 0,02	0,22	± 0,24	VC	RT
SM19b(F1)	2462	76,02	2,58	±0,03	-0,31	±0,22	VC	RT
SM19b(F2)	2079	45,12	3,1	±0,02	-0,21	±0,2	VC	RT
NF34-B10	1055	26,26	3,64	±0,04	-1,18	±0,35	M	RT
NF35-B11	1482	40,37	3,21	±0,04	0,09	±0,38	MC	RT
NF37-B4	2507	36,46	3,31	±0,03	0,3	±0,31	MC	RT
NF38-B5	1702	65,98	2,72	±0,04	-0,13	±0,28	MC	RT
Banda S								
Muestra	**Nº de granos**	**D(μm)**	**log(D)**		**Asimetría**		**Tipo**	**RD**
SM2 (?FF)	1184	75,51	2,58	±0,04	-0,38	±0,31	VC	RT
SM2 (?FF)	1852	47,59	3,05	±0,03	-0,25	±0,31	VC	RT
SM11	1473	36,6	3,31	±0,02	-0,11	±0,39	PM	RP
SM15	2629	25	3,69	±0,03	-0,31	±0,24	DS	BG
SM16	2945	34,86	3,36	±0,03	-0,15	±0,19	DS	BG
NF16-C11	2083	34,82	3,36	±0,03	-0,17	±0,34	MC	RT
NF28-B14	971	26,71	3,62	±0,04	-0,42	±0,37	M	RT
NF18-F701	1931	38,5	3,26	±0,04	-0,19	±0,34	M	RT

TABLA 2. *Esfuerzos diferenciales en MPa y errores estadísticos, según distintas calibraciones. Las muestras que presentan dos modas en el tamaño de los granos de recristalización se notaron F1 (primera familia). En Sm2 se escogió la media aritmética entre las mediciones paralela y perpendicular a la foliación de forma.*

Muestra	Twiss (1977)			Mercier *et al.* (1977)			White (1979)			Etheridge y Wilkie (1981)			Ord y Christie (1984)		
SM2	**36,61**	+1,50	-1,50	**20,44**	+0,88	-0,88	**44,40**	+1,88	-1,88	**40,62**	+1,67	-1,67	**42,23**	+2,87	-2,87
SM7a	**59,64**	+1,29	-1,26	**34,02**	+0,77	-0,75	**73,36**	+1,63	-1,59	**66,16**	+1,43	-1,40	**93,65**	+3,32	-3,21
SM11	**52,14**	+0,78	-0,77	**29,57**	+0,46	-0,45	**63,89**	+0,98	-0,97	**57,85**	+0,87	-0,85	**75,22**	+1,85	-1,80
SM12	**53,31**	+1,49	-1,45	**30,27**	+0,88	-0,86	**65,37**	+1,88	-1,83	**59,15**	+1,65	-1,61	**78,00**	+3,59	-3,43
SM13	**46,40**	+0,86	-0,85	**26,18**	+0,51	-0,50	**56,66**	+1,09	-1,06	**51,48**	+0,96	-0,94	**62,18**	+1,90	-1,84
SM14 (F1)	**22,60**	+0,49	-0,48	**12,35**	+0,28	-0,28	**27,01**	+0,61	-0,59	**25,07**	+0,55	-0,54	**19,21**	+0,69	-0,67
SM14 (F2)	**38,93**	+0,79	-0,77	**21,80**	+0,46	-0,45	**47,29**	+0,98	-0,96	**43,19**	+0,87	-0,85	**46,68**	+1,55	-1,50
SM15	**67,57**	+1,50	-1,47	**38,76**	+0,90	-0,88	**83,42**	+1,91	-1,86	**74,96**	+1,66	-1,63	**114,82**	+4,19	-4,04
SM16	**53,89**	+1,03	-1,01	**30,61**	+0,61	-0,60	**66,10**	+1,30	-1,28	**59,79**	+1,14	-1,12	**79,39**	+2,49	-2,42
SM17	**50,13**	+1,24	-1,21	**28,38**	+0,73	-0,71	**61,35**	+1,56	-1,52	**55,61**	+1,37	-1,34	**70,53**	+2,86	-2,75
SM18	**53,80**	+0,94	-0,93	**30,56**	+0,56	-0,55	**65,98**	+1,19	-1,17	**59,69**	+1,04	-1,03	**79,17**	+2,27	-2,21
SM19a (F1)	**29,70**	+0,52	-0,51	**16,43**	+0,30	-0,30	**35,79**	+0,65	-0,64	**32,95**	+0,58	-0,57	**30,01**	+0,87	-0,84
SM19a (F2)	**37,81**	+0,64	-0,63	**21,14**	+0,37	-0,37	**45,89**	+0,80	-0,78	**41,95**	+0,71	-0,69	**44,51**	+1,23	-1,20
SM19b (F1)	**31,72**	+0,64	-0,62	**17,60**	+0,37	-0,36	**38,30**	+0,79	-0,78	**35,19**	+0,71	-0,69	**33,41**	+1,10	-1,07
SM19b (F2)	**45,22**	+0,60	-0,59	**25,49**	+0,35	-0,35	**55,17**	+0,76	-0,75	**50,17**	+0,67	-0,66	**59,61**	+1,30	-1,28
NF16-C11	**53,93**	+1,01	-1,00	**30,63**	+0,60	-0,59	**66,15**	+1,28	-1,26	**59,83**	+1,13	-1,10	**79,48**	+2,46	-2,38
NF28-B14	**64,58**	+1,70	-1,65	**36,98**	+1,02	-0,99	**79,63**	+2,16	-2,10	**71,65**	+1,88	-1,84	**106,67**	+4,62	-4,42
NF18-F701	**50,37**	+1,49	-1,45	**28,53**	+0,88	-0,86	**61,66**	+1,88	-1,82	**55,89**	+1,65	-1,61	**71,10**	+3,47	-3,30
NF34-B10	**65,34**	+1,61	-1,57	**37,43**	+0,96	-0,94	**80,59**	+2,04	-1,99	**72,49**	+1,78	-1,74	**108,71**	+4,40	-4,23
NF35-B11	**48,78**	+1,38	-1,34	**27,58**	+0,82	-0,79	**59,65**	+1,74	-1,69	**54,12**	+1,53	-1,49	**67,46**	+3,15	-3,01
NF37-B4	**52,27**	+1,05	-1,03	**29,65**	+0,62	-0,61	**64,05**	+1,32	-1,30	**57,99**	+1,16	-1,14	**75,52**	+2,49	-2,41
NF38-B5	**34,92**	+0,90	-0,88	**19,46**	+0,52	-0,51	**42,29**	+1,12	-1,09	**38,75**	+1,00	-0,97	**39,10**	+1,66	-1,59

coeficiente de corrección de forma (para el cual se adoptó 1,5). En la tabla 1 se presenta el tipo de muestras así como las características estadísticas de las distribuciones lognormales obtenidas para los tamaños de granos de recristalización dinámica.

El tamaño de los granos de recristalización dinámica es inversamente proporcional al valor del esfuerzo tectónico bajo el que se produjo la deformación. Para la determinación de los esfuerzos se utilizó la siguiente expresión:

$$\sigma\ (MPa) = k\ D^{-u}$$

donde "σ" representa los esfuerzos diferenciales en MPa, "D" es el tamaño medio de los granos nuevos obtenidos por recristalización dinámica en micras, y "k" y "u" son dos constantes experimentales calibradas por los diversos autores (Twiss, 1977; Mercier *et al.*, 1977; White, 1979; Etheridge y Wilkie, 1981; Ord y Christie, 1984). La tabla 2 expresa los esfuerzos obtenidos mediante este método.

Para estimar la tasa de deformación (ε) empleamos la ley de flujo para creep de dislocaciones:

$$\varepsilon = A \cdot \sigma^{n} \cdot e^{(-H/RT)}$$

donde "ε" la tasa de deformación en s^{-1}, "σ" es el esfuerzo en MPa, "T" la temperatura en °K, "A" es una constante pre-exponencial particular de cada material y mecanismo de deformación en $MPa^{n-1}\ s^{-1}$, "n" es el exponente del esfuerzo, para el que se tomaron valores entre 1,5 y 4, H es la entalpía de activación de los procesos de creep que controlan la deformación con unidades kJ mol^{-1}, R es la constante de los gases (8,314 JK^{-1}). Las constantes "A" y "n" así como la entalpía de activación "H", han sido calibradas por diversos autores para cuarcitas hidratadas (Hansen, 1982; Jaoul *et al.*, 1984; Gleason y Tullis, 1995) (ver tabla 3). La tabla 4 expresa las tasas de deformación calculadas sobre el paleopiezómetro de Twiss (1977).

TABLA 3. *Valores de A.H y n, calibrados por diversos autores.*

	Hansen (1982)	Jaoul *et al.*(1984)	Gleason y Tullis (1995)
A ($MPa^{n-1}s^{1}$)	$3{,}16 \cdot 10^{-1}$	$5{,}30 \cdot 10^{-3}$	$1{,}80 \cdot 10^{-8}$
H (kJ/mol)	174	146 ± 4	137 ± 34
n	1,9	1,5 ± 0,5	4 ± 0,9

TABLA 4. *Logaritmos negativos de las tasas de deformación (s^{-1}), para un rango de temperaturas entre 300ºC (Tmin) y 350ºC (Tmax), calibrados por diversos autores.*

	Hansen (1982)		Jaoul *et al.* (1984)		Gleason y Tullis (1995)	
MUESTRA	T(max)	T(min)	T(max)	T(min)	T(max)	T(min)
SM2	12,12	13,39	12,17	13,24	12,98	13,98
SM7a	11,72	12,99	11,85	12,92	12,13	13,13
SM11	11,83	13,10	11,94	13,01	12,36	13,37
SM12	11,81	13,08	11,93	13,00	12,32	13,33
SM13	11,92	13,20	12,02	13,09	12,57	13,57
SM14 (F1)	12,52	13,79	12,49	13,55	13,82	14,82
SM14 (F2)	12,07	13,34	12,13	13,20	12,87	13,87
SM15	11,61	12,89	11,77	12,84	11,91	12,92
SM16	11,80	13,07	11,92	12,99	12,31	13,31
SM17	11,86	13,13	11,97	13,04	12,43	13,43
SM18	11,80	13,07	11,92	12,99	12,31	13,31
SM19a (F1)	12,29	13,56	12,31	13,38	13,34	14,34
SM19a (F2)	12,09	13,37	12,15	13,22	12,92	13,92
SM19b (F1)	12,24	13,51	12,27	13,33	13,23	14,23
SM19b (F2)	11,94	13,22	12,03	13,10	12,61	13,61
NF16-C11	11,80	13,07	11,92	12,99	12,30	13,31
NF18-F701	11,86	13,13	11,96	13,03	12,42	13,43
NF28-B14	11,65	12,92	11,80	12,87	11,99	12,99
NF34-B10	11,64	12,91	11,79	12,86	11,97	12,97
NF35-B11	11,88	13,16	11,99	13,05	12,48	13,48
NF37-B4	11,82	13,10	11,94	13,01	12,36	13,36
NF38-B5	12,16	13,43	12,20	13,27	13,06	14,06

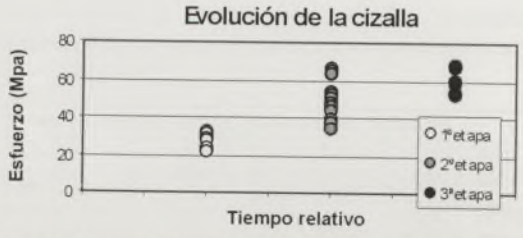


FIGURA 2. *Esfuerzos diferenciales en MPa obtenidos con la calibración de Twiss (1977) para las distintas etapas descritas en la cizalla.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la cizalla de Santa María de la Alameda se pueden distinguir tres etapas conforme se concentra la deformación (Fig. 2):

• 1ª etapa. Se desarrolla cuando el volumen de roca que se deforma es grande y los esfuerzos necesarios para el movimiento de la cizalla son bajos por estar más distribuidos. Las fábricas de recristalización dinámica del cuarzo características de esta etapa aparecen actualmente de forma relicta en las muestras SM14, SM19a, SM19b (familia 1: F1) y los esfuerzos obtenidos oscilan entre 22 y 31 MPa (según la calibración de Twiss, 1977).

• 2ª etapa. Esta etapa corresponde con el estadio principal de la cizalla, es decir el que genera la deformación observada en la mayoría de las muestras, y puede relacionarse con la focalización de la deformación a favor de las dos bandas de cizalla principales. Esta reducción del volumen de roca que se deforma da lugar a un incremento en los esfuerzos, estimados en un intervalo entre 34 y 65 MPa. La medición de los esfuerzos se ha llevado a cabo en la familia 2 (F2) de las muestras SM14, SM19a, SM19b, y en la única familia de granos desarrollada en las muestras SM12, SM13, SM17, SM18, NF34-B10, NF35-B11, NF37-B4, NF38-B5, SM11, NF16-C11, NF28-B14 y NF18-F701.

• 3ª etapa. En las muestras SM7a, SM15 y SM16 (diques sincinemáticos) se han registrado los últimos estadios de la deformación con los máximos esfuerzos (53 y 67 MPa). El aumento de los esfuerzos puede ser explicado por una reducción aun mayor del volumen de roca que se deforma, relacionado con el enfriamiento paulatino posterior al pico metamórfico. En estas muestras los granos de recristalización dinámica se restringen a bandas estrechas (<1mm) entre granos de cuarzo del protolito ígneo por lo que no podemos considerar que los esfuerzos obtenidos sean indicativos de toda la roca, sino que corresponden a dichas bandas.

Las tasas de deformación obtenidas para el rango de temperaturas entre 300 y 350ºC oscilan entre 10^{-11} a 10^{-13} s^{-1} siendo aproximadamente $10^{-12.5}$ el valor medio de los datos.

Conociendo la potencia de las bandas miloníticas (280 m) podemos especular en cuanto sería el desplazamiento producido en la cizalla para las tasas de deformación medias obtenidas (10^{-11} y 10^{-13} s^{-1}) y periodos de tiempo variables. El periodo de tiempo en que ha funcionado la cizalla será siempre menor que los 34 ma. de intervalo máximo que obtenemos entre las edades del pico metamórfico y del plutón tardicinemático de las Navas del Marques que corta la cizalla. Por otro lado hay evidencias de que el salto de falla no es excesivo, ya que aparentemente no existe un salto en el metamorfismo, apareciendo a un lado y a otro de la cizalla facies metamórficas de alto grado.

Considerando un salto menor de 5 km, lo que implica un desplazamiento máximo en el plano de cizalla de 7,07 km (para un buzamiento medio de la cizalla de 45º), el máximo periodo que ha podido funcionar la cizalla es de aproximadamente 1,6 ma. para una tasa de deformación de 10^{-12} s^{-1}, mientras que para las tasas más lentas (10^{-13} s^{-1}) la duración máxima de la cizalla que acomodaría dicho desplazamiento sería de 16 Ma. En caso de haberse movido a tasas más rápidas (10^{-11} s^{-1}) serían necesarias duraciones de la deformación mucho menores (160.000 años), siendo este periodo de tiempo poco realista para generar una banda de milonitas con 270 m de potencia, por lo que se puede descartar que la Zona de Cizalla de Santa María de la Alameda se haya generado con tasas tan altas como 10^{-11} s^{-1}.

REFERENCIAS

Capote, R., Martín González, F., y Tsige, M. (2000): Tectónica extensional en el Sistema Central: La Zona de Cizalla Dúctil de Santa María de la Alameda (Madrid). *Geogaceta,* 28: 27-30.

Etheridge, M.A. y Wilkie, J.C. (1981): An assessment of dynamically recrystallized grainsize as a palaeopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*. 78: 475-508.

Gleason, G.C. y Tullis, J. (1995): A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics*, 247: 1-23.

Hansen, F. (1982): Semibrittle creep of selected crustal rocks at 100 MPa. PhD Diss Texas A&M University, College, Station.

Jaoul, O., Tullis, J., y Kronenberg, A.K. (1984): The effect of varying water contents on the creep behavior of Heavitree Quartzite. *Journal Geophysical Research, B.* 89 (6): 4298-4312.

Martín González, F., Capote, R., y Tsige, M. (2001): La geometría fractal de los bordes de grano del cuarzo como geotermómetro: Aplicación a la Zona de Cizalla Dúctil Extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central). *Geogaceta,* 30: 83-86.

Mercier, J.C., Anderson, D.A., y Carter, N.L. (1977): Stress in the lithosphere; inferences from steady state flow of rocks. *Pure and Applied Geophysics*. 115 (1-2, Stress in the Earth): 199-226.

Ord, A. y Christie, J.M. (1984): Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine thrust zone, Assynt area, Scotland.: *Journal of Structural Geology*, 6 (6): 639-654.

Twiss, R.J. (1977): Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure and Applied Geophysics,* 115 (1-2): 227-244.

White, S. (1979): Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70 (2): 193-202.

Flujo de material dúctil relacionado con carga diferencial de los materiales de cobertera

R. Soto[1,2], A. Casas-Sainz[2], F. Storti[3], F. Rossetti[3] y C. Faccenna[3]

1 LMTG, Université P. Sabatier, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse. rsoto@unizar.es
2 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna, 50009 Zaragoza. acasas@unizar.es
3 Dip. Scienze Geologiche, Università degli Studi "Roma Tre", Largo S. L. Murialdo, 00146 Roma. storti@uniroma3.it, faccenna@uniroma3.it, rossetti@uniroma3.it

ABSTRACT

A series of sand-silicone models was performed in order to analyse the role of an along-strike pre-tectonic overburden-tapering with an underlying detachment level on the architecture and dynamics of fold-and-thrust belts. Our experimental results indicate that the deformational pattern of accretionary wedges can vary substantially when a pre-tectonic sedimentary geometry is underlain by a ductile layer. Escape structures, ductile flow and rotation of the overburden are the principal consequences of an along-strike pre-tectonic sedimentary tapering overlying a detachment level.

Key words: *Thrust tectonics, analogue modelling, thickness variations, ductile layer.*

INTRODUCCIÓN

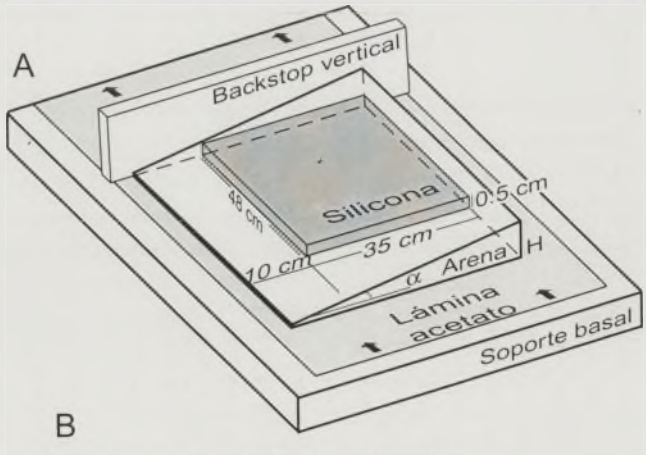
Una característica común de los prismas de acreción orogénicos es la presencia de una superficie basal de despegue por debajo de la cual hay poca deformación (Davis y Engelder, 1985). Materiales como las evaporitas y sales constituyen niveles de despegue gracias a su baja resistencia a la deformación y su comportamiento newtoniano, que les permite fluir en condiciones supracorticales (Letouzey *et al.*, 1995).

Los experimentos realizados analizan la influencia de una cuña sedimentaria lateral pre-tectónica con un nivel de despegue dúctil basal, en la geometría y cinemática de prismas orogénicos y cinturones de pliegues y cabalgamientos.

MÉTODO EXPERIMENTAL

En laboratorio, a la hora de modelizar cinturones de pliegues y cabalgamientos con un nivel de despegue dúctil, se emplea con éxito la combinación de: (i) arena para simular el comportamiento frágil de los materiales de cobertera y (ii) silicona para simular el comportamiento dúctil de un nivel de despegue evaporítico (Weijermars *et al.*, 1993). La arena utilizada es eólica cuarzosa con un tamaño de grano medio de 0,025 cm y un ángulo de fricción interno j=37,5°. La silicona (PDMS, GS1R de Rhône-Poulenc, París) presenta una viscosidad de $4 \cdot 10^4$ Pa·s^{-1}. Los factores de escala utilizados han sido de 10^{-5} para la longitud (1 cm en los modelos representa aproximadamente 1 km en la realidad), 10^{-8} para la viscosidad y 10^{-10} para el tiempo (1 hora del modelo representa aproximadamente 1 Ma en la realidad).

En el dispositivo experimental utilizado, la deformación en el paquete de arena-silicona se consigue gracias a la introducción de una lámina de acetato basal bajo un *backstop* vertical rígido fijado al soporte basal (Fig. 1). Las dimensiones de la placa de silicona se mantienen constantes para toda la serie de experimentos. La arena se dispone sobre la placa de silicona en forma de cuña, y se varía el gradiente lateral; 3,5°, 5,5° y 7,3° para los modelos M1, M2 y



Modelo	α	H	Silicona	Velocidad
M0	3.5°	2.7 cm	No	Independiente
M1	3.5°	2.7 cm	Sí	6 mm/h
M2	5.5°	4.3 cm	Sí	6 mm/h
M3	7.3°	5.7 cm	Sí	6 mm/h

FIGURA 1. *a) Aparato experimental. b) Configuración inicial de los modelos.*

M3, respectivamente. La lámina de silicona se dispone en contacto con la lámina de acetato basal, sin ocupar toda la extensión del modelo, bajo el sector de mayor espesor del paquete de arena (Fig. 1). De esta manera, los experimentos presentan dos regiones de alta y baja fricción relativa y tres límites condicionados por los contornos de la placa de silicona: (i) dos límites laterales paralelos a la dirección de acortamiento, y (ii) un límite frontal, perpendicular a la dirección de acortamiento. También se realizó un modelo (M0) de 3,5° de gradiente lateral sin nivel de silicona en la base como experimento de referencia. La velocidad de deformación a la que se sometieron los paquetes arena-silicona fue de 6 mm/h.

RESULTADOS

El estilo de deformación del modelo M0 es completamente diferente al de los modelos con nivel dúctil basal (Fig. 2). Por otro lado, la evolución de M1, M2 y M3 es semejante entre sí, con pequeñas diferencias relacionadas con la diferente variación lateral a. La evolución de experimentos con variación lateral de espesor de los materiales de cobertera en ausencia de nivel de despegue basal difiere en gran medida de experimentos realizados en paquete de arena horizontales (Soto *et al.*, 2002). Las principales características de M0 son (Fig. 2): (1) la deformación es diacrónica, los cabalgamientos emergen primero en el sector del modelo con menor potencia de serie, progresan lateralmente hacia el sector de mayor potencia y son oblicuos con respecto a la dirección del backstop; (2) el número de cabalgamientos aumenta conforme disminuye el espesor de los materiales; (3) el espaciado de las láminas cabalgantes aumenta conforme aumenta la potencia de los materiales de cobertera; (4) aparecen zonas de transferencia, rampas laterales y oblicuas para acomodar la diferencias creadas entre los sectores del modelo más y menos potentes.

Al introducir un nivel de despegue basal dúctil, a velocidades de deformación constantes, un aumento de la pendiente de la cuña sedimentaria lateral hace que pasemos de cuñas de acreción en las que la deformación se acomoda fundamentalmente por medio de sistemas de cabalgamientos y retrocabalgamientos (modelo M1; figuras 2 y 3) a cuñas de acreción con importantes estructuras direccionales, oblicuas a la dirección de acortamiento, que enlazan las partes menos y más potentes del modelo (modelos M2 y M3; Fig. 2). Las consecuencias de la creación de estas fallas direccionales oblicuas son (Figs. 2, 3 y 4): (1) la rotación de eje vertical en sentido horario de la lámina de materiales de cobertera despegada sobre el nivel dúctil basal; (2) un aumento de la componente inversa de la falla direccional

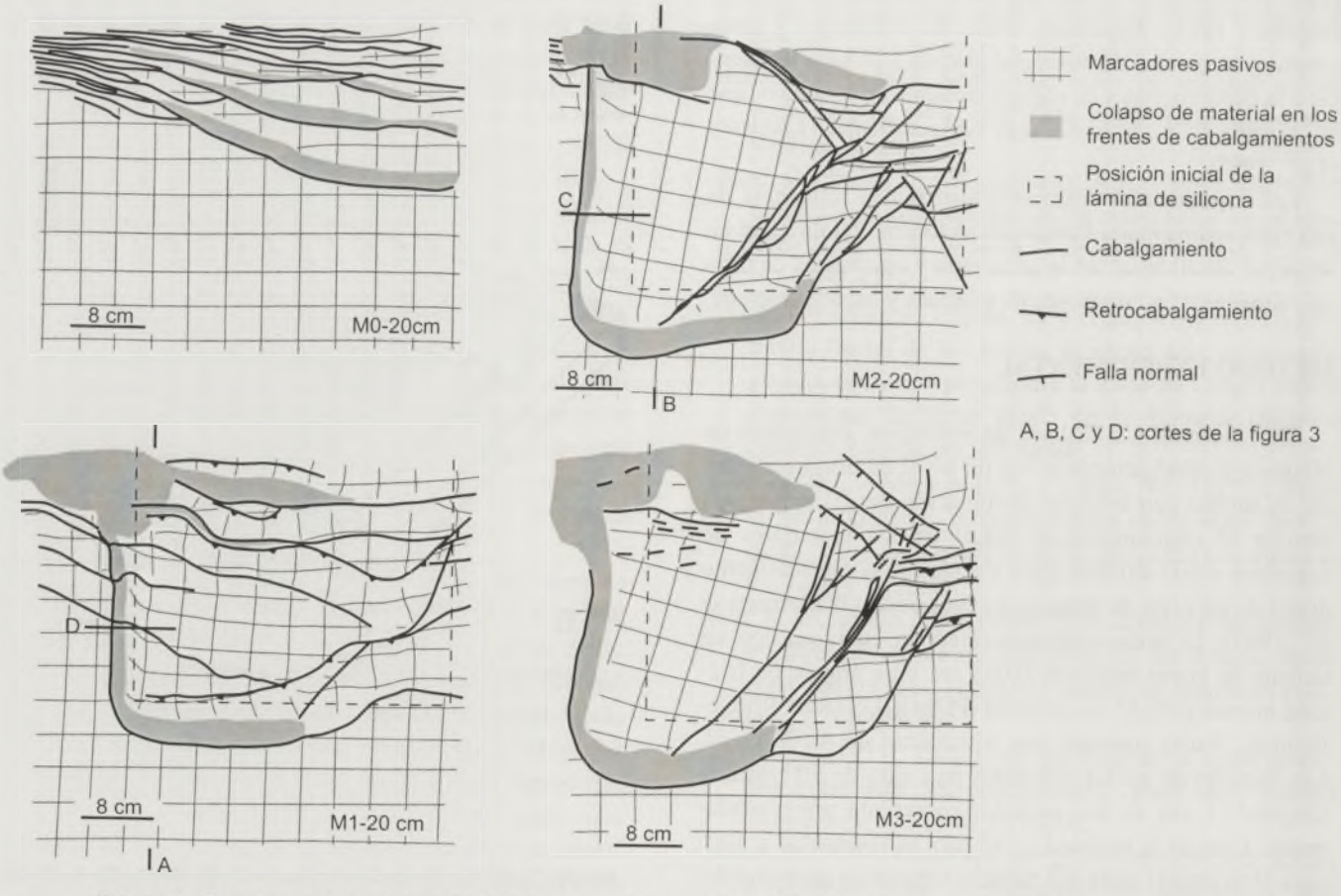


FIGURA 2. *Esquemas en planta a partir de fotografías de los modelos M0, M1, M2 y M3 a los 20 cm de acortamiento.*

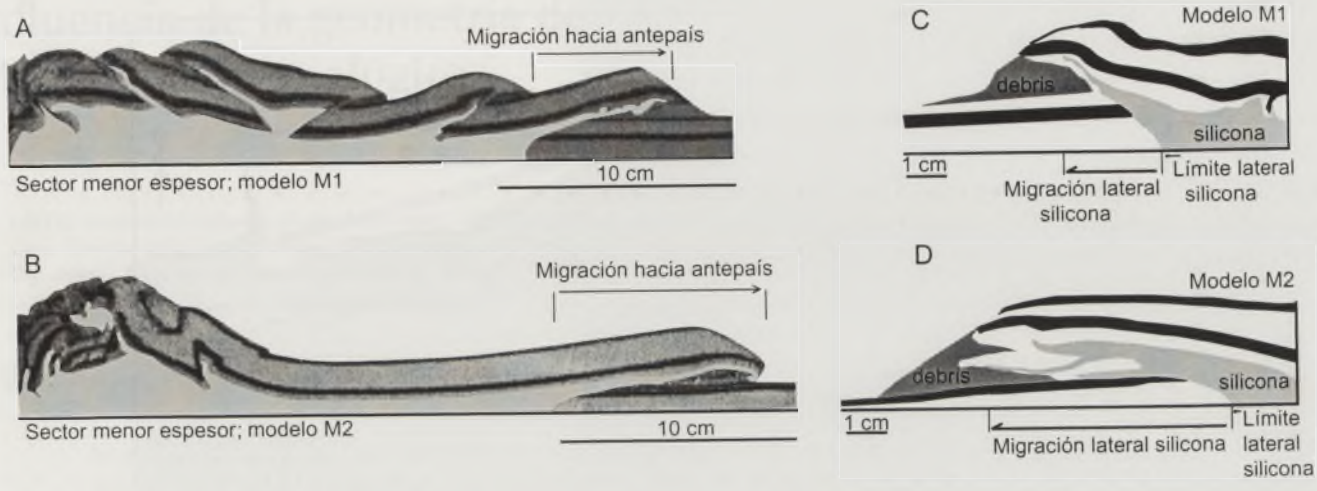


FIGURA 3. *Cortes de los modelos M1 y M2 a los 30 cm de acortamiento en una dirección paralela y perpendicular a la dirección de acortamiento. Situación de los cortes en Fig. 2.*

que delimita el extremo lateral de la lámina de silicona hacia la parte menos potente en una dirección perpendicular a la dirección de acortamiento; (3) la generación de un sistema de fallas normales de carácter transtensivo en el sector más potente del modelo y junto al *backstop*, conjugado de la familia de fallas direccionales oblicuas; (4) la migración hacia el antepaís y migración lateral hacia la zona con menor espesor de cobertera del nivel dúctil basal en direcciones paralela y perpendicular al eje de compresión (Fig. 3), respectivamente, debido a la carga diferencial sin-tectónica y pre-tectónica a que es sometido; (5) por último, se produce el escape lateral de la deformación hacia el sector del modelo menos potente. Debido a este escape se puede interpretar que tiene lugar la redistribución de las direcciones de los esfuerzos principales; el esfuerzo principal mínimo, s_3, cambia de una posición vertical a horizontal y paralela al flujo de material dúctil, en una dirección perpendicular a la dirección de acortamiento.

FIGURA 4. *Esquema en planta de las principales estructuras y procesos que se desarrollan en los modelos con paquete de arena-silicona con cuña sedimentaria lateral pre-tectónica.*

VALIDACIÓN CON EJEMPLOS NATURALES; APLICACIÓN A LA ZONA SURPIRENAICA

Aunque los experimentos presentados no reproducen exactamente las condiciones reales del orógeno pirenaico, sería posible aplicar algunos de sus resultados a la Zona Surpirenaica donde existe un importante nivel salino en la base de las láminas de cobertera. La geometría de los materiales mesozoicos de la Zona Surpirenaica muestra una importante variación lateral de su espesor acuñándose hacia el Oeste (Soto *et al.*, 2002). En experimentos sin nivel de despegue basal cuyos materiales pre-tectónicos se acuñan lateralmente se observa el desarrollo de zonas de transferencia y estructuras oblicuas (modelo M0). Soto *et al.* (2002) señalan la necesidad de considerar otros factores a parte de la variación lateral sedimentaria que aumenten la oblicuidad de las estructuras observadas en la terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central (USPC). Uno de estos factores podría ser la presencia del nivel evaporítico del Triásico Superior, facies Keuper, teniendo en cuenta los resultados obtenidos en esta serie de modelos analógicos. Así, la presencia de una concentración anómala de diapiros de materiales triásicos en la terminación occidental de la USPC (Fig. 5) podría relacionarse con una migración lateral de materiales evaporíticos desde el Este hacia el

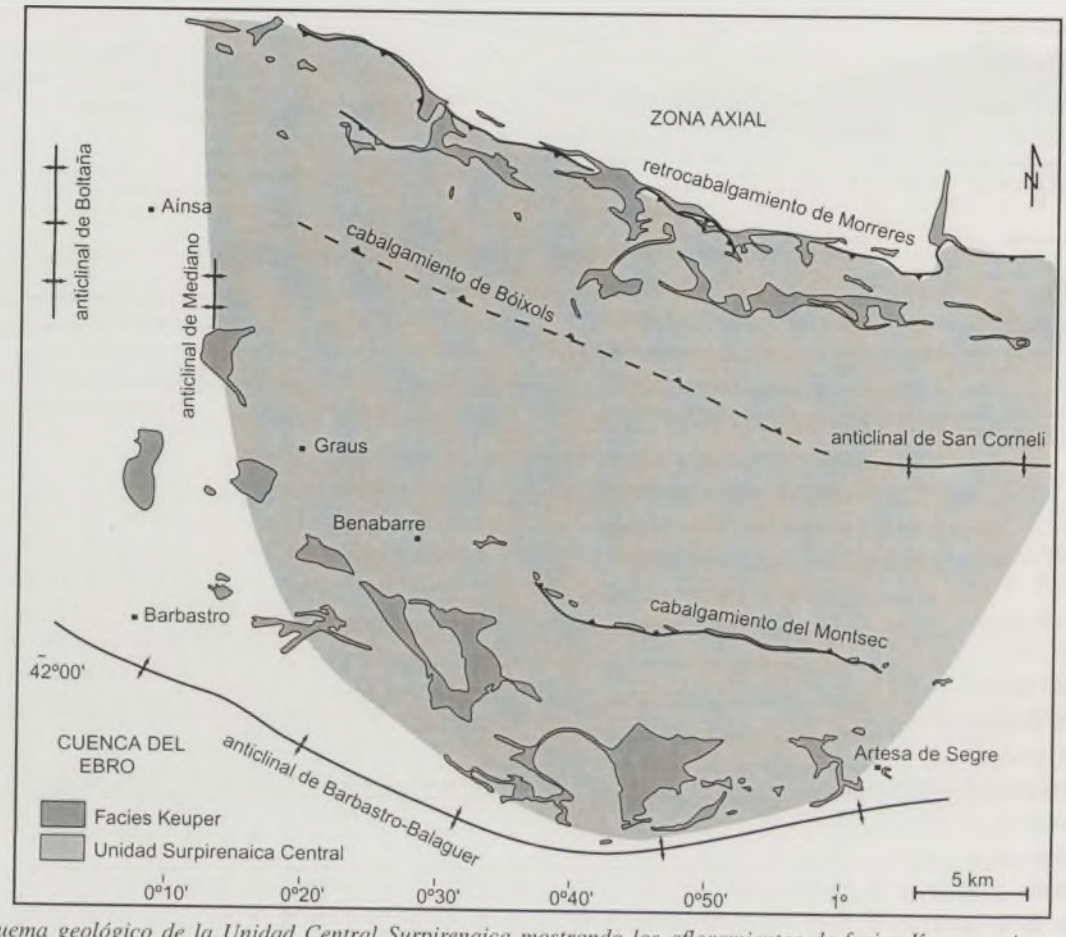


FIGURA 5. *Esquema geológico de la Unidad Central Surpirenaica mostrando los afloramientos de facies Keuper existentes. Basado en: Societé Nationale des Pétroles d'Aquitaine (1972).*

Oeste debido a la carga diferencial que supone la cuña lateral de materiales mesozoicos. La aplicación de los modelos analógicos a esta zona, permite, por tanto, constatar la hipótesis que relaciona el origen diapírico del anticlinal de Mediano con la migración salina (Teixell y Barnolas, 1995). Por otro lado, el acuñamiento de los materiales salinos también podría explicar la localización de algunas estructuras oblicuas a la cadena.

CONCLUSIONES

La existencia de un nivel de despegue dúctil bajo una cuña sedimentaria lateral pre-tectónica tiene una gran influencia en el estilo de deformación de la cuña de acreción. Una de las consecuencias es la migración lateral de material dúctil, que se acomoda mediante la formación de estructuras oblicuas sin que exista necesariamente un cambio paleogeográfico previo entre unidades y también tiene lugar la rotación de la cobertera.

AGRADECIMIENTOS

Los modelos analógicos se realizaron en el Laboratorio de Modelización Analógica de la Universidad Roma Tre. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2002-04168 (DGES), una beca FPI y Postdoctoral (MEC) a la primera firmante.

REFERENCIAS

Davis, D.M. y Engelder, T. (1985): The role of salt in fold- and thrust belts. *Tectonophysics,* 119: 67-88.

Letouzey, J., Colleta, B., Vially, R. y Chermette, J.C. (1995): Evolution of Salt-Related Structures in Compressional Settings. En: *Salt tectonics: a global perspective* (D.G. Jackson y S. Snelson, Eds.). American Association of Petroleum Geologists Memoir 65: 41-60.

Societé Nationale des Pétroles d'Aquitaine (1972): *Carte Geologique des Pyrenees en 4 feuilles.*

Soto, R., Casas, A.M., Storti, F. y Faccenna, C. (2002): Role of lateral thickness variation on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics,* 350 (3): 215-235.

Teixell, A. y Barnolas, A. (1995): Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Eoceno, Pirineo Central). *Geogaceta,* 18: 34-37.

Influencia de la geometría del *backstop* en el orógeno pirenaico. Modelización analógica

R. Soto[1,2], A. Casas-Sainz[2] y F. Storti[3]

1 LMTG, Université P. Sabatier, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse. rsoto@unizar.es
2 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. acasas@unizar.es
3 Dip. Scienze Geologiche, Università degli Studi "Roma Tre", Largo S. L. Murialdo, 00146 Rome. storti@uniroma3.it

ABSTRACT

In this work, we carry out analogue experiments with a rigid backstop with wedge shape and horizontal sand cake. Backstops with along-strike thickness variations cause lateral variations in the thrust wedge: as the thickness of the backstop increases, the thickness and displacements of the thrust units and the elevation of the orogenic wedge increase, whereas backthrusts of the orogenic wedge show lower displacements. These results can be applied to the building of the Pyrenean orogen during Tertiary: the European plate could behave as the backstop for the orogen, since its thickness variations, inherited from Mesozoic extension, can account for: (i) the different elevation of the Axial Zone in the Pyrenees, diminishing from E to W and (ii) the variation in the displacement and thickness of Palaeozoic thrust units in the same direction.

Key words: *analogue modelling, thrust tectonics, backstop, thickness variations, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

La modelización analógica es una técnica útil para entender procesos geológicos relacionados con la formación de cinturones orogénicos, gracias a la posibilidad de aislar determinados parámetros y analizar su influencia. Storti *et al.* (2000) abordaron previamente la comparación del Pirineo con cuñas de acreción de doble vergencia basadas en el modelo de pendiente crítica de Coulomb teniendo en cuenta que la placa ibérica subduce bajo la europea (p.ej. Muñoz, 1992).

Un *backstop* se considera la región del pro-arco o margen continental formada por materiales con alta resistencia a la cizalla contra la cual se forman los prismas de acreción. La serie de experimentos que presentamos está diseñada para estudiar la influencia de la geometría del *backstop* en la geometría y cinemática de cuñas de acreción, y en concreto, aplicada a la estructura de la Zona Axial pirenaica.

ESTRUCTURA DEL ZÓCALO EN EL PIRINEO

Los datos de sondeos y perfiles sísmicos permiten determinar la profundidad del techo del basamento paleozoico en las cuencas de Aquitania y del Ebro (Fig. 1). A partir de estos datos se deduce que en las cuencas de Aquitania y Vasco-Cantábrica el techo del basamento está progresivamente más profundo hacia el W (Fig. 1). Esta variación lateral podría relacionarse con una disminución de espesor de la corteza europea de E a W, teniendo en cuenta además la aparición de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya (Boillot *et al.*, 1989). Los datos gravimétricos también indican un adelgazamiento progresivo en ese sentido (Casas *et al.*, 1997).

En este trabajo consideramos como *backstop* del orógeno pirenaico durante el Terciario la corteza europea, que delamina la corteza continental ibérica debido a: (i) el menor espesor de la corteza europea en relación con la ibérica (Muñoz, 1992; Fig. 2); (ii) la existencia de anisotropías previas en la corteza ibérica buzando suavemente hacia el N, que probablemente favorecerían su delaminación mediante cabalgamientos de vergencia S; (iii) probablemente la corteza europea era más rígida puesto que sufrió un proceso de extensión cortical lento (Kusznir y Park, 1987) y la intrusión de cuerpos ultrabásicos a lo largo de la Falla Norpirenaica.

MÉTODO EXPERIMENTAL

En el aparato experimental utilizado, la deformación en el paquete de arena se consigue gracias a la introducción de una lámina de acetato bajo un *backstop* horizontal rígido y fijado al soporte basal (Fig. 3.A). Aunque se utilizaron tres *backstops* diferentes, cuya geometría viene definida por los valores de la Fig. 3.B, todos ellos presentaban un acuñamiento lateral de su espesor. En el modelo T1, la parte inferior del *backstop* es horizontal y la parte superior forma un ángulo a con la horizontal igual a 2°. El backstop de los experimentos T2 y T3 presenta la parte superior horizontal, pero la parte inferior forma un ángulo b con la horizontal de 2 y 3°, respectivamente, generando una ventana de subducción cuya amplitud varía lateralmente.

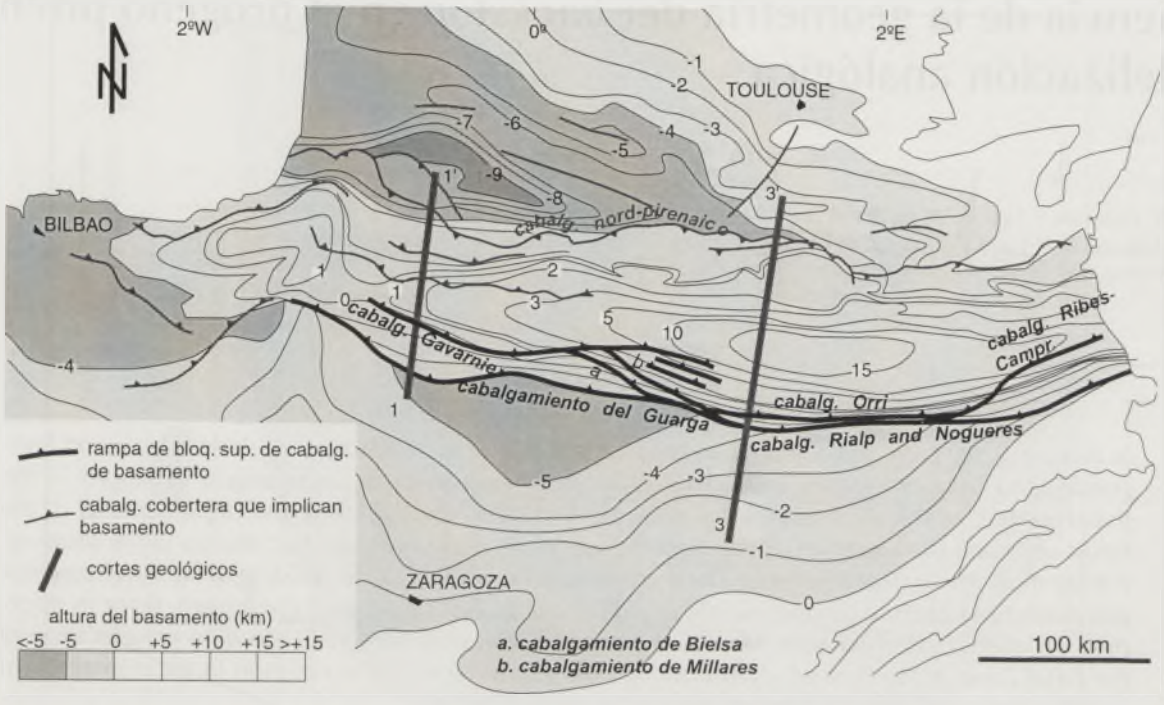


FIGURA 1. *Mapa de isohipsas del techo de basamento en el Pirineo (datos a partir de Choukroune y Séguret, 1973; Autran et al., 1980; Lanaja, 1990). En la Zona Axial las altitudes del techo del basamento no consideran la erosión producida durante la etapa compresiva. Está basado en los cortes estructurales propuestos por Muñoz (1992), Vergés et al. (1995) y Martínez-Peña y Casas-Sainz (2003).*

RESULTADOS Y MODELIZACIÓN ANALÓGICA

Los resultados de los experimentos realizados indican que un acuñamiento lateral del espesor del *backstop* tiene las siguientes consecuencias: (1) un cambio lateral del espesor de los materiales depositados sobre el *backstop*; (2) una variación lateral de la relación entre el espesor de los materiales que se arrastran desde la placa subducente (H_c) y el espesor del *backstop* (H_b); (3) una variación lateral de la relación entre el material que entra en el sistema (H_{input}) y el que lo abandona por la ventana de subducción (H_{output}). Estas variaciones laterales tienen los siguientes efectos en la evolución de cuñas orogénicas: a) el emplazamiento de las láminas cabalgantes es diacrónico en el *retro-wedge* comenzando la deformación en el sector del *backstop* de mayor espesor; (b) se produce una variación lateral en el desplazamiento de la láminas en función de su vergencia. A medida que la relación H_c/H_b aumenta, el acortamiento se reparte entre el *retro-* y el *pro-wedge*. Por el contrario, cuando la relación H_c/H_b es menor, el frente de deformación en el *pro-wedge* está más avanzado, gracias a láminas cabalgantes de mayor desplazamiento, coincidiendo con un descenso en la traslación del frente de deformación en el *retro-wedge* (Fig. 4); (c) tiene lugar un cambio lateral de volumen de material implicado en la cuña de acreción ligado a una variación lateral de la elevación y anchura de la Zona Axial y de la profundidad del nivel basal de despegue de la deformación (Fig. 5). El resultado de estas variaciones laterales son la creación de zonas de transferencia y rampas oblicuas para acomodar estas diferencias estructurales.

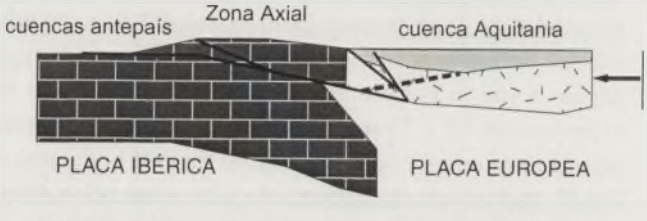
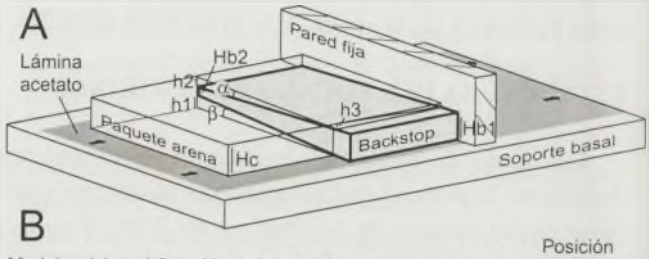


FIGURA 2. *Esquema mostrando un corte N-S del Pirineo.*



Modelo	b1	b2	Hc	h1	h2	h3	α	β	Posición del backstop
T1	3	0.5	3.3	0	2.8	0.3	2º	0º	
T2	3	0.5	3.7	2.5	0.7	0.7	0º	2º	
T3	4.1	0.5	5.3	3.6	1.2	1.2	0º	3º	

FIGURA 3. *a) Aparato experimental. b) Configuración inicial de los modelos.*

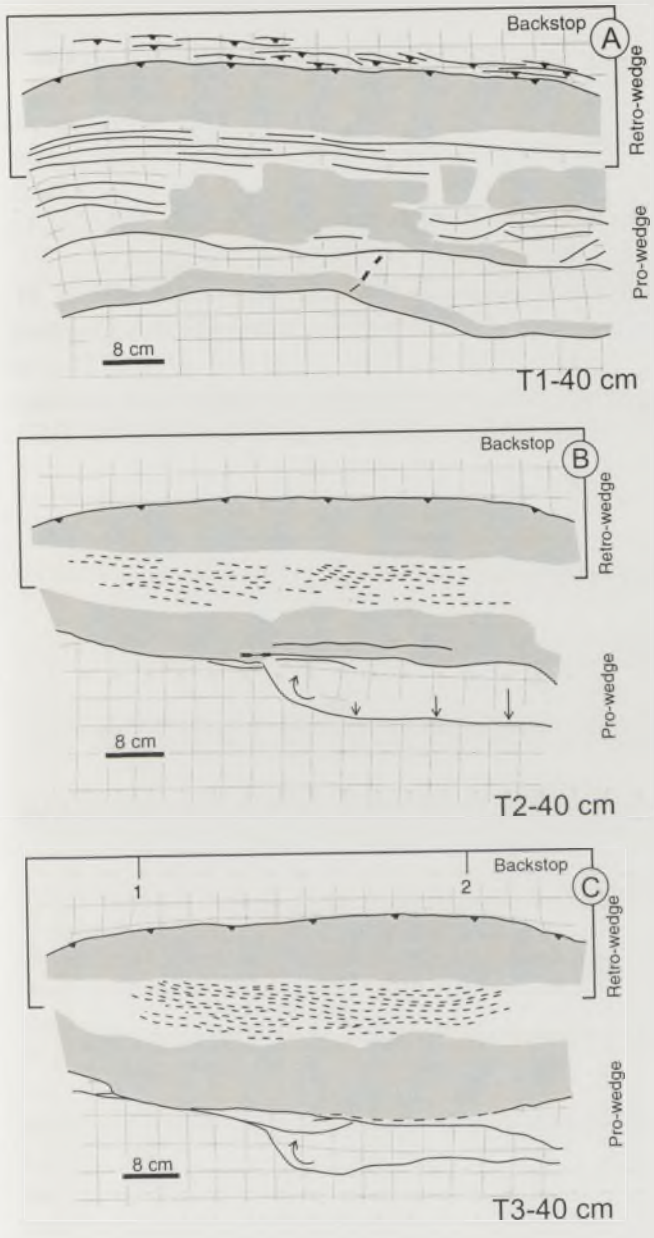


FIGURA 4. *Esquemas en planta a partir de fotografías de los modelos T1, T2 y T3 a 40 cm de acortamiento. 1) y 2) cortes de la figura 5.*

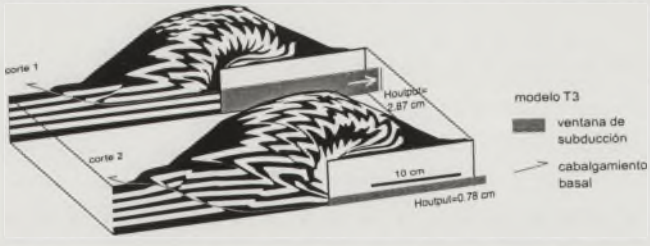


FIGURA 5. *Cortes del modelo T3 después de 40 cm de acortamiento. Situación de los cortes en la figura 4.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de los resultados experimentales podemos interpretar que un adelgazamiento hacia el W de la corteza europea, producido durante el Mesozoico probablemente influyó en la geometría de la estructura de la Zona Axial pirenaica durante la compresión Terciaria y en las relaciones entre la evolución cortical y la historia extensional de las cuencas de Aquitania y Surpirenaica. Como sucede en los modelos planteados, tanto la altura como la anchura de la Zona Axial disminuyen al disminuir el espesor de la corteza europea (i.e. *backstop*), ligado todo ello a una disminución gradual del volumen total del prisma orogénico y a una elevación de la altura del nivel de despegue basal. Las evidencias de terminaciones oblicuas de cabalgamientos de basamento que han sido encontradas en algunas zonas de la Zona Axial pirenaica (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003) podrían asimilarse a las zonas de transferencia que aparecen en los experimentos.

AGRADECIMIENTOS

Los modelos analógicos se realizaron en el Laboratorio de Modelización Analógica de la Universidad Roma Tre. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2002-04168 (DGES), una beca FPI y Postdoctoral a la primera firmante.

REFERENCIAS

Autran, A., Breton, J.P., Chantraine, J. y Chiron, J.C., Gros, Y. y Roger, P. (1980): *Introduction à la carte tectonique de la France à 1/ 1 000 000*. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 110: 52 p.

Boillot, G., Mougenot, D., Girardeau, J. y Winterer, E.L. (1989): Rifting processes on the West Galicia Margin, Spain. En: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, (A.J. Tankard y H.R. Balkwill, Eds.), American Association of Petroleum Geologists Memoir 46: 363-378.

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. y Adam, C.R. (1997): Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth Planetary Science Letters*, 150: 65-78.

Choukroune, P. y Séguret, M. (1973): Carte structurale des Pyrénées, 1/500.000. Montpellier.

Kusznir, N.J. y Park, R.G. (1987): The extensional strength of continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition thickness. En: *Conti-*

nental extensional tectonics (M.P. Coward, J.F. Dewey y P.L. Hancock, Eds.), Geological Society Special Publication 28: 35-52.

Lanaja, J. M. (1990): Documentos sobre la geología del subsuelo de España. *Tomo VI (Ebro-Pirineos), ITGE, Madrid, 465 p.*

Martínez-Peña, M.B. y Casas-Sainz, A.M. (2003): Cretaceous-Tertiary tectonic inversion at the Cotiella Nappe (Southern Pyrenees, Spain). *International Journal Earth Science (Geologische Rundschau),* 92: 99-113.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. En*: Thrust Tectonic* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London: 235-246.

Storti, F., Salvini, F. y McClay, K. (2000): Synchronous and velocity partitioning thrusting, and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: implications for natural orogens. *Tectonics*, 19: 378-396.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloething, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine & Petroleum Geology,* 12 (8): 903-915.

Rheological and kinematical responses to flow of two-phase rocks

Y.-T. Takeda and A. Griera

Unitat de Geotectónica, Dpt. de Geologia, Universitat Autónoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), España. YoshiTaka.Takeda@uab.es

ABSTRACT

We performed numerical simulations to investigate a strain-dependent behavior of rheological response and kinematical partitioning during flow of two-phase rocks using the numerical code Flac-2D. Two types of microstructures were considered: strong phase supported (SPS) and weak phase supported (WPS) structures. The results show that strain hardening proceeds strain softening in both structures and that there is a critical shear strain to initiate strain softening. In particular, both strain hardening and strain softening are significant when two-phase rocks have SPS structure, high fractions of weak phase, and a strong viscosity ratio between two phases. In the case of SPS structure, the critical shear strain is below 1.0 and is not sensitive to the weak phase fraction and the viscosity ratio.

Key words: *kinematical partitioning, two-phase materials, effective viscosity, numerical simulation, shear localization.*

INTRODUCTION

It is known that flow strength of polyphase materials can be greatly different from the constituent phases depending on its microstructure and phase contents. Crustal and mantle rocks are generally composed of several phases, and for this reason research have been made to estimate the flow strength of polyphase rocks (e.g., Ji *et al.*, 2001). Constituent phases with different flow strengths respond differently producing a kinematical partitioning between phases in the rocks. The kinematical partitioning between phases is closely related to the flow strength of the rocks (e.g., Handy, 1994; Takeda 1998), which is an important aspect on the understanding of flow of rocks. Another important aspect is that flow of rocks can be largely influenced by finite strain because the change of grain shape during deformation produces a new fabric like lineation or foliation. Both rheological and kinematical responses can change with increasing strain. The main purpose of this paper is to show how kinematical properties like strain rate and vorticity are partitioned into constituent phases with different flow strengths and how these evolve during deformation. Also our objective is to figure out how the flow strength (i.e. effective viscosity) of the polyphase rock responds to the kinematical evolution within the rock. For these purposes, we performed series of numerical simulations of two-phase materials with different microstructures.

MODELLING

Numerical models were performed using the commercial finite-difference code Flac-2D (Itasca Consulting Group, Inc. 1998). A linear elasto-viscous (Maxwell) rheological model was adopted. Each phase behaves like an elastic material within a very short period but like a Newtonian material over a long period. It is assumed that the two phases have the same elastic properties but different viscosities. Several viscosity ratios (Rv) were used, with a reference viscosity of 10^{19} Pa·s for the weak phase.

Geometry and boundary condition

An inclusion-matrix structure has been assumed for the two-phase rocks where the discrete phase is embedded in a continuous matrix phase. Two cases are considered: strong phase supported (SPS), where the matrix phase is stronger than the inclusion phase, and weak phase supported (WPS), where the matrix phase is weaker (Fig. 1). For the sake of

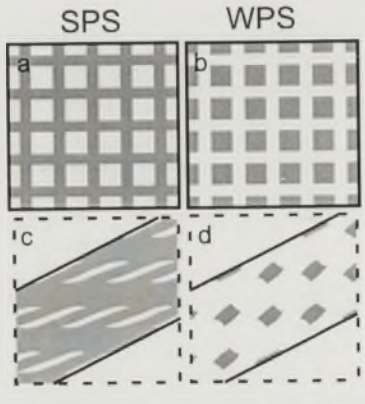


FIGURE 1. *Illustration showing the two types of inclusion-matrix structures at the initial state for (a) SPS model and (b) WPS model and details of central part after a shear strain of 2.0 for (c) SPS model and (d) WPS model. White and gray shaded areas represent the weak phase and the strong phase respectively.*

simplicity, it is assumed that the inclusion has an initial square geometry. The models have an initial square shape of 50 x 50 zones. Plane strain and velocity boundary condition, which produces a steady simple shear deformation, is adopted. A shear strain rate of 10^{-14} s^{-1} is assumed.

Partition coefficients and effective viscosity

Volume averaged strain rates (D), vorticities (W) and dissipation energies (Φ) were calculated for each phase and for the bulk model. The kinematical vorticity number (Wk; Truesdell, 1953) of each phase was calculated using the volume averaged strain rate and vorticity. Partition coefficients were defined as ratios of the volume averaged values for each phase respect to the bulk values. We evaluated a kinematical partitioning behavior in the two-phase rocks through these partition coefficients. An effective viscosity of the two-phase rocks was calculated from the ratio of total dissipation energy and the imposed shear strain rate. This value is normalized against the viscosity of the strong phase.

RESULTS

Model rocks with SPS structure

The effective viscosity of the model with SPS structure first increases with the shear strain and then it decreases; there is a maximum of the effective viscosity (Fig. 2a). This means that strain hardening proceeds strain softening. The maximum, which divides the two behaviors, occurs below a shear strain of 1.0 on all the simulations. Increasing the volume fraction of the weak phase reduces the effective viscosity, but enhances a strain hardening rate. In addition, increase of viscosity ratio relatively enhances both the strain hardening and the strain softening rates (Fig. 2b).

Strain rate is partitioned larger into the weak phase than into strong phase even at the initial stage (Figs. 2c and 2d). The initial partition of strain rate into the weak phase augments with increasing the volume fraction and the viscosity ratio. With progression of the deformation,

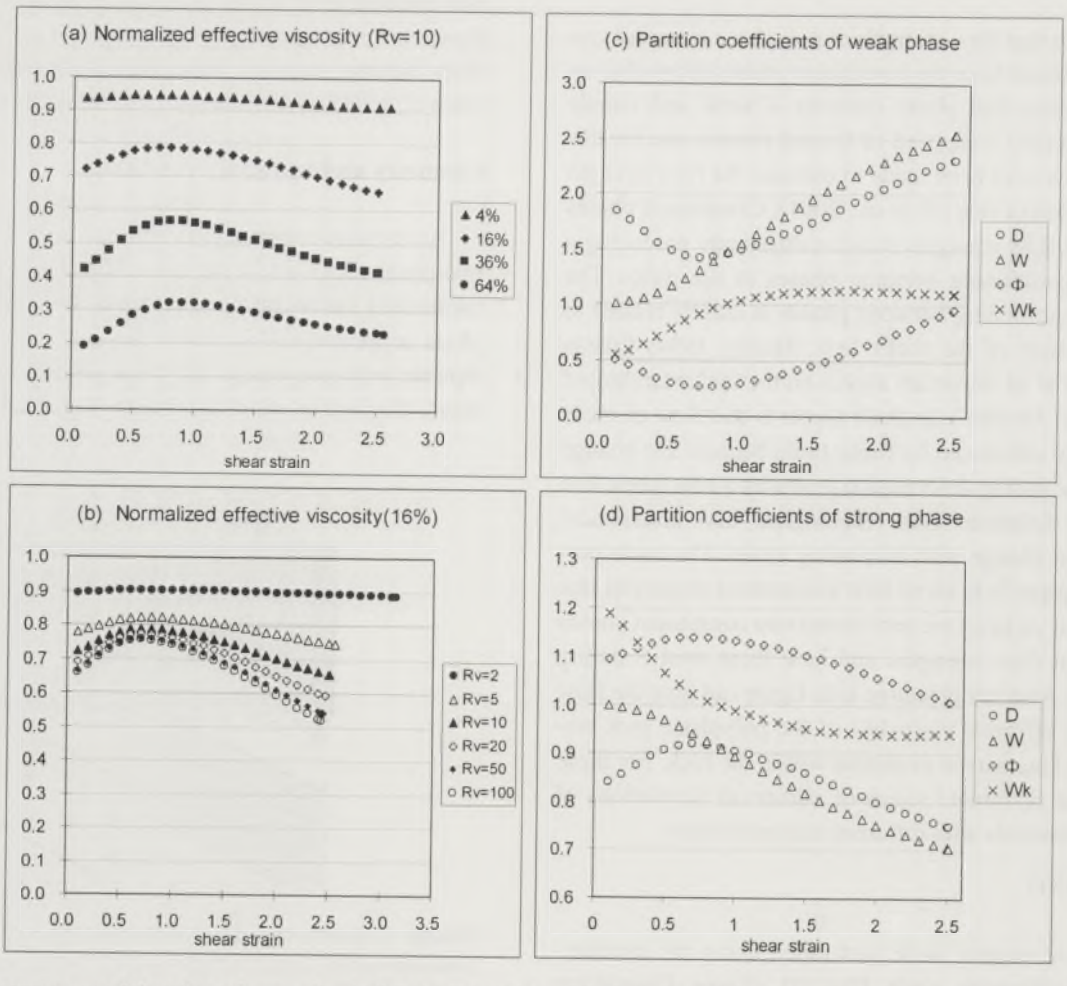


FIGURE 2. *SPS structure models: plots of normalized effective viscosities as a function of the shear strain; (a) for different volume fractions of the weak phase and constant viscosity ratio (Rv=10) and (b) for different viscosity ratios and the same inclusion content (16% of weak phase). Plots of partition coefficients of strain rate (D), vorticity (W), dissipation energy (Φ) and kinematical vorticity number (Wk) as a function of shear strain; (c) for weak phase and (d) for strong phase.*

this value decreases but later it reverses increasing its value (Fig. 2c). This changeover in the partitioning of strain rate is in agreement with the maximum of the effective viscosity. The partition of the strain rate into strong phase behaves inversely (Fig. 2d). In contrast to the strain rate, vorticity initially shows little partitioning regardless of the volume fraction and/or the viscosity ratio (Figs. 2c and 2d). With increasing shear strain, the partition of vorticity in the weak phase augments monotonously, while the partition of vorticity in the strong phase reduces monotonously (Figs. 2c and 2d).

The kinematical vorticity number (Wk) of the weak phase is initially smaller than that of the strong phase but with strain progression, the Wk of the weak phase increases (Figs. 2c and 2d). Both phases have the same Wk close to the maximum of the effective viscosity; then the Wk of the weak phase become higher than that of the strong phase. At high shear strain, both phases newly approach to the same Wk.

Model rocks with WPS structure

Although the behavior of the model rocks with WPS structure is qualitatively similar than that of the models with SPS structures (Fig. 3), significant differences on the effective viscosity are noted. The effective viscosity increases slowly with the shear strain (Fig. 3a).

Although in our simulations a high strain is not attainable, we could observe a reduction over a maximum effective viscosity into the simulations with low viscosity ratios. For these cases, the shear strain related with the maximum effective viscosity is larger than the equivalent in the SPS models. In addition, increasing the volume fraction of the weak phase or the viscosity ration hardly enhance strain hardening rate (Figs. 3a and 3b).

DISCUSSION AND CONCLUSION

In our simulations, initial square inclusions become elongated and a linear fabric is developed (Figs. 1c and 1d).

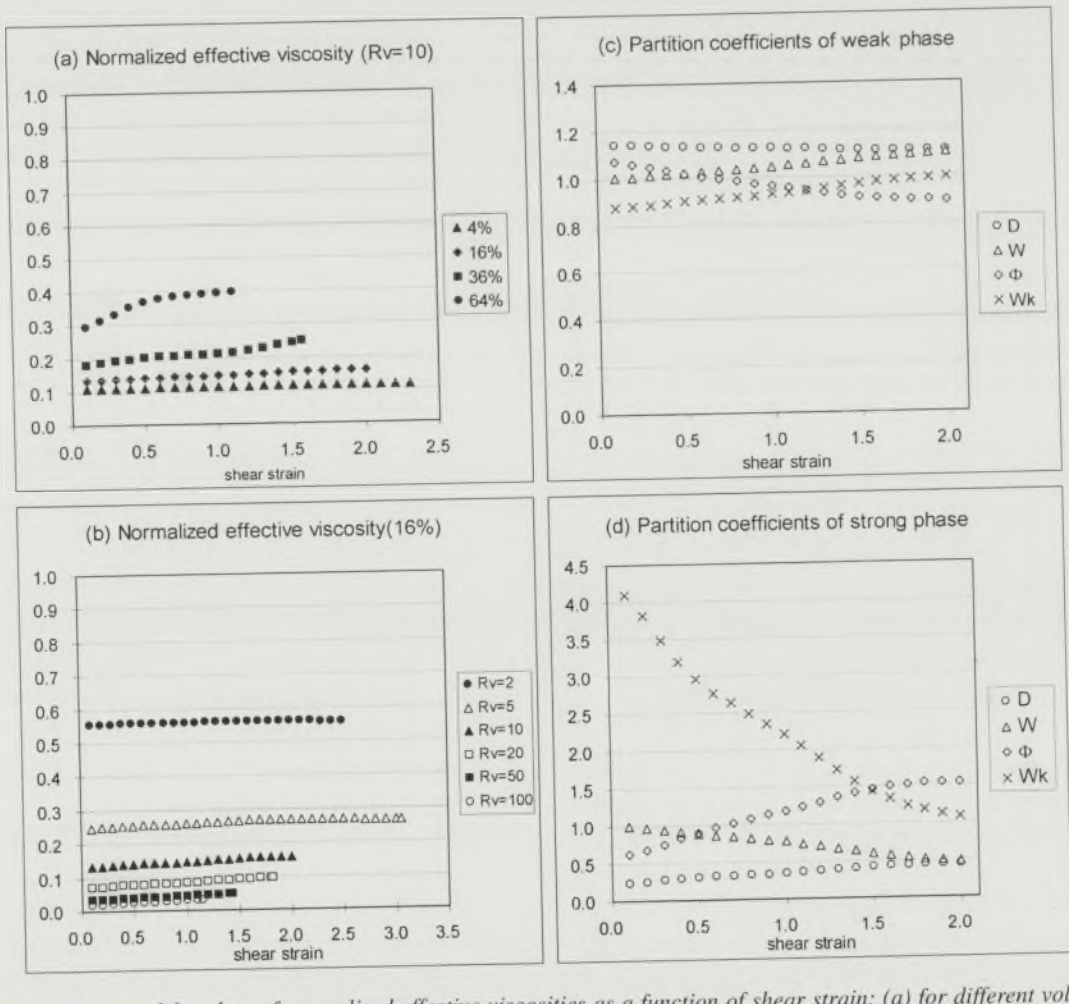


FIGURE 3. *WPS structure models: plots of normalized effective viscosities as a function of shear strain; (a) for different volume fractions of the weak phase and the same viscosity ratio (Rv=10) and (b) for different viscosity ratios and the same inclusion content (16% of strong phase). Plots of partition coefficients of strain rate (D), vorticity (W), dissipation energy (Φ) and kinematical vorticity number (Wk) as a function of shear strain; (c) for weak phase and (d) for strong phase.*

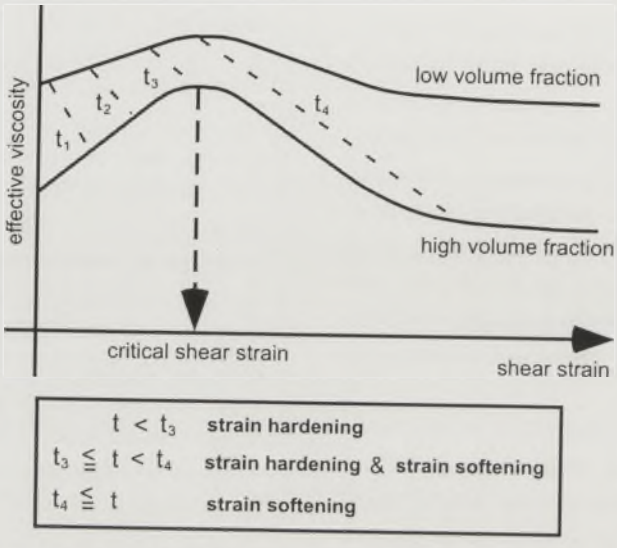


FIGURE 4. *Schematic illustration showing a hypothetical nucleation process of ductile shear zones in a polyphase rock with SPS structure; the two solid curves represent the variations of effective viscosity for different parts of a rock with different contents of a weak phase. Broken lines represent time lines. The region with high volume fraction of weak phase attains the maximum effective viscosity first than the other parts with low volume fraction. As a result, this part initiates early and large the strain softening behaviour. Strain hardening and strain softening are coeval during a period (t_3 to t_4). This process favours nucleation of ductile shear zones within the viscously weakest regions in polyphase rocks.*

It is generally accepted that formation of foliation and/or lineation lead rocks to softening. However, our results reveal that the effective viscosity of two–phase rocks is first enhanced in both SPS and WPS structures, with strain hardening proceeding strain softening. A critical shear strain is necessary to produce strain softening. This is especially remarkable in the SPS models. High volume fraction of weak phase and/or high viscosity ratio enhances strain hardening and subsequent strain softening in the SPS models. Another interesting feature is that the critical shear strain is insensitive to the volume fraction or to the viscosity ratio and for the SPS model this shear strain is below of 1.0.

In our models all phases have isotropic, linear and constant viscosities. However most mineral phases are anisotropic and show non-linear rheology. Moreover, it is plausible that the viscosity of natural phases changes during deformation for different reasons as grain size reduction or grain shape change. Hence, our model has some limitation in application to natural rocks. Keeping it in mind, we suggest a hypothetical scenario on shear localization based on this simple modeling.

In a rock with SPS structure and with a strong viscosity ratio between phases, the region with the highest volume fraction of weak phase first reaches the critical shear strain even if it suffers an initial strain hardening. This region suffers the earliest and quickest strain softening (Fig. 4). This can result in nucleation of natural ductile shear zones in the viscously weakest regions. In addition, strain softening and strain hardening coexist in the rock until the remaining region reaches its critical shear strain. Such coexistence can enhance shear localization processes.

In conclusions, we estimated the rheological and kinematical response to flow of two-phase rocks using numerical simulations. Our models show that strain hardening proceeds strain softening behavior. Both strain hardening and strain softening are largely enhanced in rocks with a SPS structure, a strong viscosity ratio and/or a high volume fraction of the weak phase.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financed by the Spanish project BTE2001-2616 (M.C.Y.T). Y.T. was supported by the program of "Estancias de jóvenes doctores y tecnólogos extranjeros en España"(SB2002-0032-MECD).

REFERENCES

Handy, M. (1994): Flow laws for rocks containing two nonlinear viscous phases: a phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, 16: 287-301.

Itasca Consulting Group, Inc. (1998): FLAC: Fast Lagrangian Analysis of Continua, Version. 3.4., Itasca Consulting Group, Inc. Minneapolis.

Ji, S.C., Wang, Z.C. y Wirth, R. (2001): Bulk flow strength of forsterite-enstatite composites as a function of forsterite content. *Tectonophysics*, 341: 69-93.

Takeda, Y-T. (1998): Flow in rocks modelled as multiphase continuum: application to polymineralic rocks. *Journal of Structural Geology*, 20: 1569-1578.

Truesdell, C. (1953): Two measures of Vorticity. *Journal of Rational Mechanics and Analysis*, 2: 173-217.

Fábricas magnéticas secundarias originadas por anisotropía de distribución en el plutón sincinemático de Brealito (Salta, Argentina)

J.M. Tubía[1], N. Vegas[2], F. Hongn[3] y A. Aranguren[1]

1 Dpto. de Geodinámica, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao. goptuxxj@lg.ehu.es
2 Lab. de Mécanismes de transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, 31000 Toulouse (Francia). gobvetun@lg.ehu.es
3 CONICET, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400-Salta (Argentina). fhongn@aol.com

ABSTRACT

This work deals with the structural interpretation of the anisotropy of magnetic susceptibility fabrics of samples from the magnetite-bearing Brealito granite, a small synkinematic pluton emplaced 472 ± 2 Ma ago in the Puncoviscana Formation at Salta, in the NW corner of Argentina. Most of the fabrics are of primary, magmatic origin and can be correlated with the crystallographic orientation of biotite crystals. However, some samples have developed secondary magnetic fabrics due to the imprint of a weak deformation, which is associated to the development of ductile shear zones coeval with the pluton emplacement. In these cases, the magnetic fabrics reflect a distribution anisotropy due to magnetic interactions between neighbour magnetite grains. From the microstructural point of view, such a distribution anisotropy can be related with the opening of tension microfractures that were produced during the deformation of biotite crystals by intracrytalline slip. These microfractures display a preferred orientation at 60∞ to the (001) biotite-planes. They are filled in by magnetite grains that are elongate at right angle to the fracture-walls and rest in close contact with the nearest grains, which could explain the high anisotropy of the magnetic susceptibility provided by these samples.

Key words: *Brealito pluton, magnetic fabrics, magnetite, distribution anisotropy.*

INTRODUCCIÓN

Los estudios estructurales en granitos han experimentado un avance notable durante las dos últimas décadas, debido en parte a la creciente aplicación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en un campo magnético débil (Bouchez, 1997). La utilidad estructural de la ASM se debe a que la fábrica magnética, cuya representación geométrica corresponde a un elipsoide con ejes $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, mimetiza generalmente la orientación de las estructuras planares y lineares de las rocas, siendo el eje K_1 (lineación magnética) paralelo a la lineación de las rocas y el eje K_3 (polo de la foliación magnética) coincidente con el polo de la foliación de las rocas (Tarling y Hrouda, 1993). Sin embargo, para interpretar correctamente los datos de ASM es indispensable identificar los minerales responsables del magnetismo y analizar las microestructuras de las muestras medidas, ya que no siempre es válido correlacionar la fábrica magnética con las estructuras de las rocas. Entre los motivos que impiden dicha correlación en granitos de tipo paramagnético, correspondientes a los de la serie de la ilmenita de Ishihara (1977), destacan la existencia de minerales con fábricas magnéticas inversas (Rochette *et al.*, 1996) y la adquisición de fábricas magnéticas compuestas, resultantes de la distorsión parcial de la fábrica magmática original por la acción de una deformación en estado sólido (Aranguren *et al.*, 199). En los granitos de comportamiento ferromagnético, los granitos con magnetita de Ishihara (1977), en los que la fábrica magnética refleja principalmente la orientación preferente de la forma de los granos ferromagnéticos (Archanjo *et al.*, 1995, Grégoire *et al.*, 1998), la dificultad para correlacionar las fábricas magmáticas y magnéticas reside en que la ASM puede reflejar también una anisotropía de distribución originada por la interacción magnética entre granos ferromagnéticos próximos (Hargraves *et al.*, 1991). Este último mecanismo, que está bien caracterizado mediante modelización analógica y matemática, aún no ha sido contrastado con ejemplos naturales de rocas graníticas.

En este trabajo presentamos datos de ASM procedentes del plutón de Brealito (Argentina) que sugieren que la fábrica magnética de algunas muestras es compatible con anisotropías de distribución. Dichas fábricas son de origen secundario, puesto que los criterios microestructurales indican que los agregados de granos ferromagnéticos responsables del magnetismo se han formado durante un episodio de deformación dúctil relacionado con el emplazamiento del plutón (Hongn *et al.*, 1999).

ENCUADRE GEOLÓGICO

El plutón de Brealito está emplazado en materiales metaturbidíticos afectados por metamorfismo de grado bajo y

correlacionables con la Formación Puncoviscana, de edad neoproterozoica a cámbrica inferior. Se extiende sobre una superficie de unos 25 km^2 y a lo largo de sus bordes occidental y meridional aparece cubierto discordantemente por areniscas y conglomerados cretácicos (Fig. 1). El plutón de Brealito corresponde a un monzogranito de grano grueso y textura porfídica, que está compuesto por fenocristales de microclina inmersos en una matriz con cuarzo, plagioclasa (28% de albita), biotita y moscovita. En numerosas muestras y afloramientos es patente la presencia de cristales de cordierita. La edad de su intrusión está establecida en 472 ± 2 Ma, a partir de dataciones U/Pb en monacitas (Lork y Bahlburg, 1993). El emplazamiento del plutón se produjo durante el funcionamiento de zonas de cizalla dúctil de dirección N150°E y buzamiento elevado hacia el oeste que tienen componentes de movimiento inverso y de desgarre. Relacionadas con estas zonas de cizalla, se encuentran bandas miloníticas, con estructuras S-C, repartidas por todo el plutón, aunque se concentran mayoritariamente en una estrecha franja de unos 200 metros de espesor junto al contacto NE del macizo (Fig. 1).

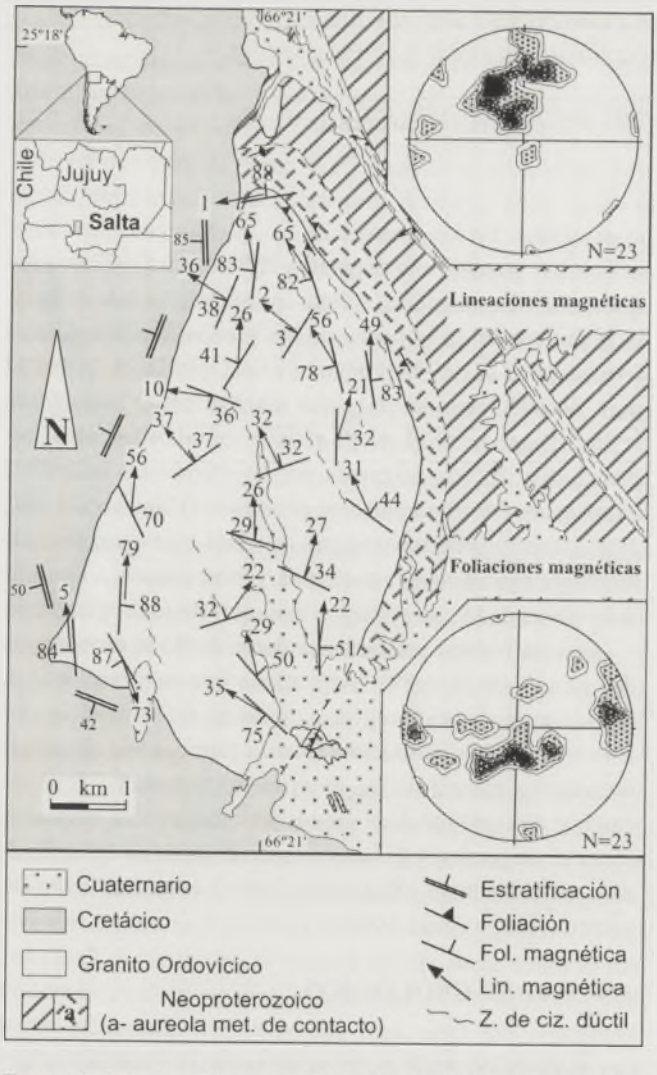


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado y de la fábrica magnética del plutón de Brealito.*

FÁBRICA MAGNÉTICA: RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Los resultados de este trabajo están basados en la medida de la susceptibilidad magnética, *K*, de 106 muestras, procedentes de 23 estaciones de muestreo repartidas por los sectores del plutón donde los efectos de la deformación en estado sólido no son reconocibles a simple vista. Las medidas de la susceptibilidad magnética se han realizado en un susceptómetro Kappabridge KLY-2, y la identificación de las fases magnéticas se ha efectuado mediante métodos de microscopía óptica, microsonda y la utilización de un horno magnético CS-20.

La susceptibilidad magnética del pluton de Brealito se caracteriza por la gran dispersión de los valores de *K*, que varían entre 220 y 4.660x10^{-6} SI (Tabla 1). El 34,7% de las estaciones muestra valores de $K < 500 \times 10^{-6}$ SI, indicativos de un comportamiento paramagnético dominante (Bouchez, 1997), mientras que la dispersión y los valores más elevados de *K* del resto de las estaciones sugieren la aportación de una fracción ferromagnética en diferentes proporciones (Rochette *et al.*, 1999). El diagrama de polos de la figura 1 permite reconocer dos familias de foliaciones con distintas orientaciones, una correspondiente a las que tienen direcciones medias E-O y buzamientos moderados (< 40°) y la segunda caracterizada por presentar direcciones aproximadamente N-S y buzamientos superiores a 70°. No obstante, las variaciones geográficas de las direcciones y sentidos de buzamiento de la foliación magnética entre estaciones adyacentes impide efectuar un mapa coherente de trayectorias de la foliación. La lineacion magnetica es más regular, dominando las orientaciones NS e inclinaciones generalmente hacia el Norte (media K1= 45/338) (Fig. 1).

Los valores de la anisotropía de la susceptibilidad magnética, $P\% = 100(K_1\text{-}K_3)/K_3$, varían entre 2 y 23 (Tabla 1). La mayoría de las muestras proporciona valores de P% entre 2,5 y 6,9, que son coherentes con el carácter magmático de la fábrica de las rocas. El análisis microestructural de las láminas delgadas confirma lo dicho anteriormente, ya que los cristales de cuarzo son equidimensionales y no muestran signos importantes de deformación interna. En consecuencia, en las muestras con comportamiento paramagnético dominante, $K < 500 \times 10^{-6}$ SI, la fábrica magnética reproducirá la orientación preferente de los cristales de biotita. Aunque la presencia de cordierita podría dar lugar a fábricas inversas, consideramos que esta posibilidad puede descartarse, debido a su escasa concentración y a que en todas las muestras estudiadas aparece con un elevado grado de transformación en agregados de pinnita.

De acuerdo con la variación de la susceptibilidad en función de la temperatura, la fase ferromagnética de las restantes muestras corresponde a magnetita. En estas muestras se observa un amplio rango de variación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética y que no existe una correlación entre los valores de *K* y P% (Tabla 1). Las muestras con mayores susceptibilidades se caracterizan por proporcionar anisotropías bajas. Una característica microestructural de este

TABLA 1. *Parametros de ASM en el plutón de Brealito.*

Nº	K1	K2	K3	Kmean	L%	F%	P%
BR1	2109,8	2038,0	1889,7	2012,5	3,5	7,8	11,6
BR2	280,3	278,2	274,4	277,6	0,8	1,4	2,1
BR3	480,9	465,9	453,4	466,7	3,2	2,7	6,0
BR4	3626,3	3562,3	3031,5	3406,7	1,8	17,5	19,6
BR5	344,1	339,6	335,2	339,6	1,3	1,3	2,6
BR6	3386,7	3343,9	3293,9	3341,5	1,3	1,5	2,8
BR7	4737,5	4668,8	4569,0	4658,4	1,5	2,2	3,7
BR8	226,1	219,8	213,7	219,9	2,8	2,8	5,8
BR9	2522,4	2479,6	2205,3	2402,4	1,7	12,4	14,4
BR10	590,6	581,3	566,6	579,5	1,6	2,6	4,2
BR11	3208,2	3075,0	2634,2	2972,5	4,3	16,7	21,8
BR12	897,7	873,3	840,5	870,5	2,8	3,9	6,8
BR13	380,7	377,8	364,6	374,4	0,8	3,6	4,4
BR14	1920,1	1820,7	1716,1	1819,0	5,5	6,1	11,9
BR15	282,2	277,9	275,0	278,4	1,5	1,0	2,6
BR16	347,5	343,5	328,0	339,7	1,2	4,7	5,9
BR17	710,7	702,6	686,9	700,1	1,2	2,3	3,5
BR18	724,8	704,3	689,2	706,1	2,9	2,2	5,2
BR19	1530,3	1503,4	1467,5	1500,4	1,8	2,4	4,3
BR20	3874,9	3798,3	3681,1	3784,8	2,0	3,2	5,3
BR21	1025,5	1009,8	988,8	1008,0	1,6	2,1	3,7
BR22	3517,8	3399,2	3333,9	3417,0	3,5	2,0	5,5
BR23	341,9	335,8	332,9	336,9	1,8	0,9	2,7

granito, relevante para interpretar las variaciones de P%, es la abundancia de granos de magnetita en los cristales de biotita. En general, la magnetita se orienta con su eje mayor paralelo a los planos (001) de la biotita que las contienen; en estos casos, la fábrica magnética también coincide con la orientación estadística preferente de los cristales de biotita, puesto que refleja la anisotropía de forma de los granos de magnetita. En cambio, en las muestras de las cinco estaciones con valores de P% superiores a 11 (Tabla 1) predominan los granos de magnetita que forman agregados alargados orientados a unos 60° de los planos cristalográficos (001) (Fig. 2A). La contigüidad entre los granos de los agregados (Fig. 2B) y la orientación preferente de tales agregados (Figs. 2A y B) permite atribuir la elevada anisotropía de las muestras a un efecto de anisotropía de distribución provocado por la interacción magnética entre granos ferromagnéticos adyacentes.

Desde el punto de vista cinemático, la formación de los agregados policristalinos de magnetita parece estar relacionada con la formación de las zonas de cizalla dúctil que afectan al plutón de Brealito. Esta interpretación está basada en: 1) la existencia de planos C' que afectan a los cristales de biotita que contienen a los agregados de magnetita (Fig.

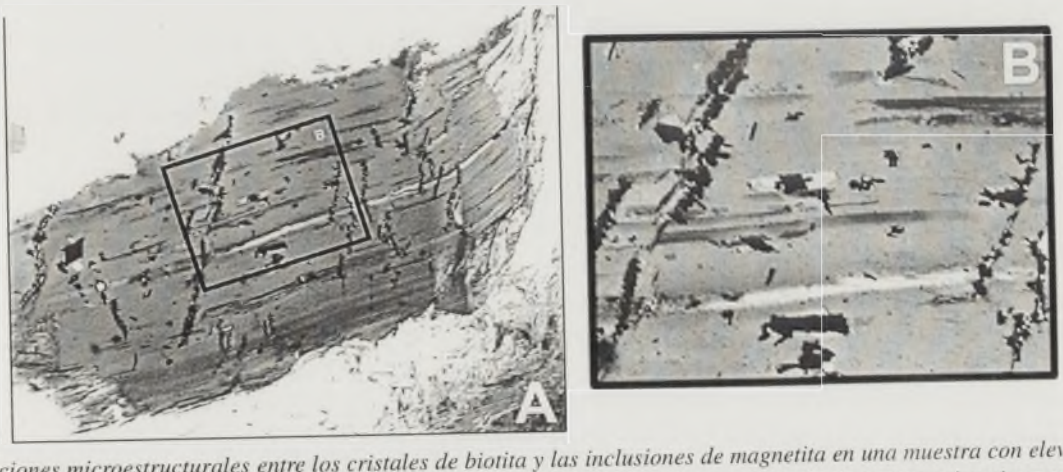


FIGURA 2. *Relaciones microestructurales entre los cristales de biotita y las inclusiones de magnetita en una muestra con elevados valores de P%, y cuya fábrica magnética se atribuye a un efecto de anisotropía de distribución. A) coexistencia de granos primarios paralelos a los planos (001) de la biotita y agregados de origen secundario orientados a 60° de dichos planos. El ancho de la foto es de 3 mm. B) detalle de la fotografía A, que muestra cómo los granos que componen los agregados se orientan perpendicularmente a las paredes de las microfracturas y que la mayoría de los granos están en contacto entre sí, lo que favorece el desarrollo de una fábrica magnética paralela al alargamiento del agregado. El ancho de la foto es 1,1 mm.*

2A: ángulo superior derecha), 2) la orientación preferente de los agregados a 60° del plano cristalográfico (001) y el alargamiento de los cristales perpendicularmente a las paredes de los agregados (Fig. 2B). Estas características microestructurales sugieren que los agregados se han formado en microfracturas de tensión originadas durante estadios incipientes de deformación intracristalina de los cristales de biotita, por deslizamiento a lo largo de los planos (001).

CONCLUSIONES

El estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética del plutón de Brealito revela la coexistencia de fábricas magnéticas controladas por minerales paramagnéticos (biotita) y ferromagnéticos (magnetita). Dentro de las fábricas ferromagnéticas se distinguen dos subgrupos. El primero de ellos refleja la anisotropía de forma de granos alargados de magnetita contenidos en cristales de biotita, y corresponde a una fábrica de origen magmático. En cambio, el segundo es resultado de la anisotropía de distribución inducida por la interacción magnética de granos contiguos que forman agregados oblicuos al plano cristalográfico (001) de la biotita.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo gracias a los proyectos de investigación BTE2001-0634, del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y 9/UPV00001.310-14478/2002 de la Universidad del País Vasco.

REFERENCIAS

Aranguren, A., Cuevas, J. y Tubía, J. M. (1996): Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *Journal of Structural Geology* , 18 (7): 863-869.

Archanjo, C. J., Launeau, P. y Bouchez, J. L. (1995): Magnetic fabrics vs magnetite and biotite fabrics of the magnetite-bearing granite plutón plutón of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89: 63-75.

Bouchez, J. L. (1997): Granite is never anisotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. En: *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton y W. E. Stephens, Eds.) Kluwer, Dordrecht: 95-112.

Grégoire, V., Darrozes, J., Gallito, P. y Nédelec, A. (1998): Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *Journal of Structural Geology*, 20 (7): 937-944.

Hargraves, R. B., Jonson, D. y Chan, C. Y. (1991): Distribution anisotropy. The cause of AMS in igneous rocks?. *Geophysical Research Letters*, 18 (12): 2193-2196.

Hongn, F. D., Aranguren, A., Tubía, J. M. y Mon, R. (1999): Estructura, fábrica magnética y emplazamiento de los granitos de Brealito y La Paya, basamento del Valle Calchaquí, Salta, Argentina. *Acta Geologica Hispanica*, 34: 301-317.

Ishihara, S. (1977): Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Journal of the Geological Society of Japan*, 85 (8): 509-523.

Lork, A. y Bahlburg, H. (1993): Precise U-Pb ages of monacites from the Faja Eruptiva de La Puna Oriental, NW Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas, 4: 1-6.

Rochette, P., Aubourg, C. y Perrin, M. (1999):Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307: 219-234.

Tarling, D. H. y Hrouda, F. (1993): The magnetic anisotropy of rocks *(Chapman and Hall eds.), London*, 217 p.

Distribución de la deformación de los granitos sincinemáticos de Sanabria (Zona Centro-Ibérica)

N. Vegas[1,2], J.M. Tubía[2] y A. Aranguren[2]

1 Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, 31000 Toulouse (Francia).
2 Dpto. de Geodinámica, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Apartado 644, 48080 Bilbao. gobvetun@lg.ehu.es

ABSTRACT

This work presents the distribution of the deformation in the synkynematic Ribadelago and Sotillo plutons, in the Sanabria region. These granitoids intruded in the Ollo de Sapo antiform of the Central-Iberian Zone of the Iberian Massif. These igneous bodies display a great litological variation, ranging from granite to dioritic rocks, and are organized like a dyke complex. The structures in the host rocks reflect two deformation phases. Associated with the second deformation phase, two dextral ductil shear zones appeared. The link between these en-échelon shear zones draws an extensional bridge. The Ribadelago and Sotillo plutons were synkinematicaly emplaced in the overlapping zone of the shear zones. There was a continuous interplay between deformation and intrusion of igneous sheets, represented by existence of older and folded dyke systems and younger dykes with igneous textures. Field structures and microstructural data from oriented thin sections reveal different stages in the deformational process with a dominant solid-state deformation, which ranges from high to low temperature microstructures. Magmatic and submagmatic structures are only preserved in lensoid bodies bounded by corridors with higher deformation.

Key words: *microstructures, Sanabria, synkinematic granitoids, shear zones, Iberian Massif.*

ENCUADRE GEOLÓGICO Y CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Los plutones de Ribadelago y Sotillo, se localizan en la comarca de Sanabria, en el límite de la Provincia de Zamora con Orense. Estos cuerpos ígneos intruyen en el sector noroeste de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hercínico, dentro de la estructura del Anticlinorio del Ollo de Sapo. Las rocas de caja de estos granitoides son los gneises de la formación Ollo de Sapo, de edad probable Cámbrico superior Ordovício Inferior (Martínez-García, 1973; Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982; Martínez-García y Quiroga, 1993; Gebauer *et al.*, 1993) y una estrecha banda de esquistos con andalucita de edad Ordovícica, perteneciente a la serie de Porto (Martínez-García y Quiroga, 1993), que ocupa el límite sur de la granodiorita de Sotillo (Fig. 1).

Pese a sus reducidas dimensiones (unos 90 km cuadrados en conjunto), estos dos macizos de rocas plutónicas presentan una importante variedad litológica, que abarca desde granitos s.s. hasta tonalitas, pasando por granodioritas y pequeños acúmulos de dioritas y anortositas. La facies más representativa del macizo de Sotillo es una granodiorita porfídica, mientras que la asignación de una litología representativa del plutón de Ribadelago es más complicada, pudiendo considerarse como una tonalita, para distinguir así su carácter en general más máfico que el de la granodiorita de Sotillo. Debido a estos cambios composicionales, las variaciones texturales son muy importantes. En el caso de las granodioritas, son habituales los cambios bruscos entre una facies sin fenocristales a otra porfídica con fenocristales de feldespato potásico idiomorfos de hasta 5 cm de eje largo. La matriz, de tamaño de grano medio, está compuesta en ambos casos por cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasa, con esfena, apatito, zircón y epidota magmática como minerales accesorios. Las tonalitas presentan un tamaño de grano fino a medio, compuesto por plagioclasa, biotita y cuarzo ± hornblenda, incluyendo como minerales accesorios esfena, allanita, apatito, zircón y epidota magmática. Lás facies más básicas, ricas en hornblenda y que llegan a contener piroxeno, configuran una asociación apinítica y desarrollan una gran variedad textural, debido a la estructuración del complejo y a su amplio espectro composicional (Vegas, 2002; Castro *et al.*, 2003). Otro aspecto petrográfico significativo es la presencia generalizada de migmatitas, metatexitas y diatexitas, junto a las cuales es frecuente encontrar capas de leucogranitos concordantes con las granodioritas y diques con texturas aplíticas. La mineralogía de estos leucogranitos está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita ± biotita, con granate como mineral accesorio. Estos materiales se consideran como productos de la fusión parcial, en distinto grado, de los gneises encajantes. Completa el repertorio de rocas ígneas una red de diques aplopegmatíticos con carácter de complejo filoniano tardío, que constan de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina, con granate como mineral accesorio.

Una característica destacable es la abundancia de xenolitos incluidos dentro de ambos plutones. El tamaño de estos enclaves de rocas encajantes varía de centimétrico a kilométrico, y son concordantes con las orientaciones estructurales de las rocas en que se incluyen.

ESTRUCTURAS EN LAS ROCAS ENCAJANTES

Las rocas encajantes han sufrido una deformación polifásica en la que se reconocen restos de dos fases de deformación. En el sector más occidental del área de estudio se llega a observar una esquistosidad penetrativa (S1) de dirección N55ºE que buza unos 35º hacia el SE. Esta estructura se corresponde con una primera fase de deformación, que se conserva de forma residual, obliterada en gran parte por la superposición de una segunda fase de deformación (S2), que pliega a la S1.

La fase dos se encuentra ampliamente desarrollada en la zona, marcando una estructuración general de dirección aproximada N120ºE. Esta dirección viene a coincidir con el eje máximo de alargamiento de los plutones y aparece reflejada en la ordenación interna de las rocas ígneas y el encajante (Fig. 2). Las rocas encajantes presentan un marcado cleavage de crenulación S2 de dirección media N120ºE, con buzamientos que oscilan entre 50º y 90º predominantemente hacia el SW. Esta foliación se acompaña de una lineación de estiramiento con trayectorias muy constantes, que se hunde suavemente en la misma dirección. Los ejes de los pliegues responsables de la crenulación quedan concentrados en torno a la dirección N128ºE y buzan suavemente, desde la horizontal hata los 15º hacia al sureste. Durante esta segunda fase tuvo lugar una deformación progresiva, que provocó una partición de la deformación entre zonas amplias con pliegues acompañados por un clivage de crenulación, S2 y bandas estrechas donde se formaron zonas de cizalla dúctil.

Al norte de la tonalita de Ribadelago y sur de la granodiorita de Sotillo, confinando ambos cuerpos ígneos y orientadas según la directriz general N120ºE, se localizan dos zonas de cizalla subverticales de amplio desarrollo (zonas de cizalla del Alto Tera y de Valdesirgas respectivamente). Abundan en estas cizallas las estructuras S-C y los criterios cinemáticos, (litones y microlitones de feldespato potásico, sombras de presión en porfidoclastos, etc) que indican un sentido de movimiento dextro (Vegas *et al.*, 2001). La geometría de las zonas de cizalla se corresponde con la descrita para puentes extensionales entre desgarres en relevo. Así pues, los plutones de Ribadelago y Sotillo intruyen aprovechando este puente extensional formado entre las dos zonas de cizalla (Fig. 1).

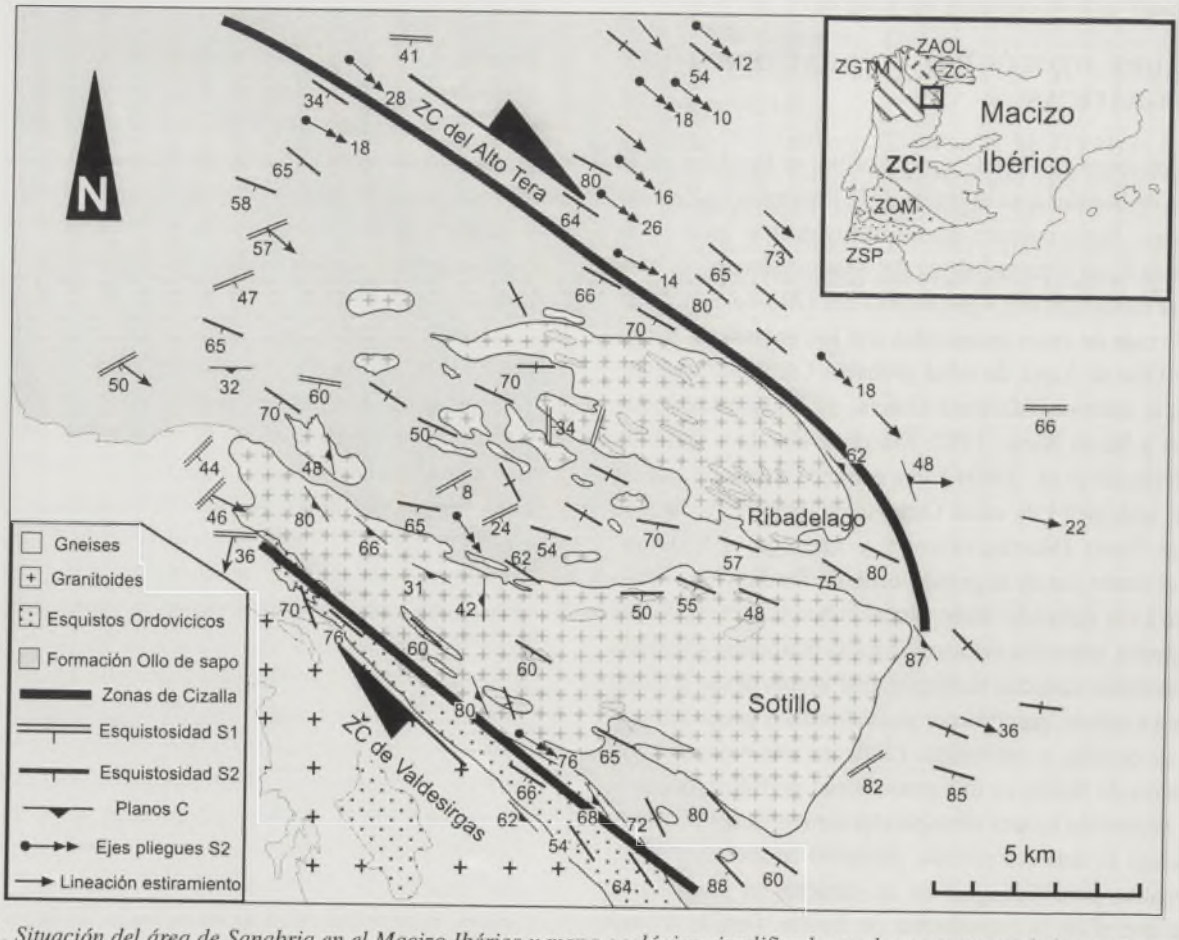


FIGURA 1. *Situación del área de Sanabria en el Macizo Ibérico y mapa geológico simplificado con las estructuras de las rocas encajantes.*

ESTRUCTURAS EN LAS ROCAS ÍGNEAS

Los macizos de Ribadelago y Sotillo muestran una estructuración interna compuesta principalmente por intrusiones tabulares de distintas litologías, cuyo tamaño varía entre unos pocos centímetros y decenas de metros, que se disponen paralelos al alargamiento de los plutones y a los xenolitos intercalados entre ellas. Esta estructuración de los plutones impide la demarcación de una zonación petrográfica de los mismos, en especial en el caso del macizo de Ribadelago. Dentro de los cuerpos ígneos se distinguen zonas en las que predominan las intrusiones laminares concordantes entre sí, secantes a la roca caja, de dirección N120ºE y con buzamientos elevados. Se trata de diques sinplutónicos en los que intrusiones de diferente naturaleza, con contactos netos, se disponen unas junto a otras sin que lleguen a formarse bordes fríos entre ellas. En determinadas zonas de los plutones, como en la parte oeste de Ribadelago o en la banda de materiales encajantes que separa ambos granitoides, predominan las intrusiones laminares en forma de sills, paralelas a la foliación de los gneises encajantes. Estos sectores de concentración de sills se han interpretado como zonas de cúpula de los plutones.

DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS ÍGNEAS

La deformación imperante en el entorno de los granitoides de Sanabria ha condicionado el ascenso y emplazamiento de estos cuerpos ígneos y ha dejado un completo registro de su actuación durante todo el proceso. Los cambios en la reología de los magmas al irse estos consolidando, han dado lugar a un variado registro de la deformación, en el que pueden distinguirse diversas estructuras asociadas a los diferentes estados de los materiales ígneos.

La acción de la deformación sobre los magmas no consolidados, provocó la orientación preferente de los cristales ya existentes en el fundido, plagioclasas, biotitas y feldespatos potásicos, dando lugar a una foliación magmática paralela a los contactos entre las capas de rocas ígneas. En ocasiones las rocas presentan texturas especiales, esfenas estictolíticas por ejemplo, o inclusiones de xenolitos y/o enclaves orientados, que realzan esta foliación. Aunque con mayor dificultad, también llega a reconocerse una lineación magmática, principalmente en las facies granodioríticas porfídicas y en las facies básicas ricas en anfíbol. Estas estructuras macroscópicas han visto refrendado su origen magmático mediante la observación de las microestructuras en lámina delgada. Se ha comprobado como también a escala microscópica los minerales de cristalización temprana, piroxeno, plagioclasa, biotita y anfíbol, exhiben orientaciones muy marcadas, sin signos de deformación intra-cristalina. Los cristales orientados, están inmersos en una matriz de grano ligeramente más fino y con escasa o nula orientación preferente, donde es habitual la presencia de agregados equidimensionales de cuarzo sin deformación intra-cristalina. Estas características indican que la foliación se formó antes de la cristalización de los minerales que forman la matriz (Bouchez *et al.*, 1981).

Cuando la cantidad de cristales presentes en el fundido aumentó hasta formar un armazón rígido, la transmisión de los esfuerzos provocó la deformación y ruptura de parte de los cristales. Aparecieron entonces las microestructuras de deformación en estado submagmático, reconocibles en las láminas delgadas por la presencia de minerales de cristalización temprana con fracturas intra-cristalinas abiertas en forma de cuña y rellenas por cuarzo y albita, productos de la cristalización de los fundidos residuales del magma inyectados en las fracturas.

Las estructuras de origen magmático y submagmático se han visto afectadas, en distinto grado, por una deformación en estado sólido asociada al funcionamiento coetáneo de las zonas de cizalla con el proceso de emplazamiento de los plutones. Los esfuerzos de cizalla registrados por las rocas tras la total consolidación del magma originaron la aparición de estructuras por deformación en estado sólido, que evolucionaron desde condiciones iniciales de alta temperatura a estadios finales de deformación a baja temperatura. La deformación a alta temperatura dio lugar a una foliación continua, marcada por la orientación en paralelo de los minerales de la roca y por la adquisición de formas elipsoidales o en cintas de los agregados de cuarzo. La presencia de cuarzos con texturas en damero y subjuntas basales es característica de esta deformación, lo que permite concluir que la deformación se produjo a temperaturas cercanas al subsólidus de los granitos (Gapais y Barbarin, 1986; Mainprice et *al.*, 1985). Por el contrario, la deformación de baja temperatura condujo a la generación de estructuras S-C, llegando incluso a desarrollarse planos C´ a medida que aumentó el valor de la deformación finita. Sobre los planos de la foliación se formaron lineaciones de estiramiento, que en sección XZ son visibles por el microboudinage de cristales aciculares de apatito.

ZONACIÓN ESTRUCTURAL DE LOS MACIZOS DE SANABRIA

Integrando las observaciones de campo con los datos microestructurales se ha confeccionado un mapa con la distribución de los diferentes tipos de la deformación (Fig. 2). Queda patente la importancia de la deformación en estado sólido en ambos macizos y la existencia de dominios de forma ahusada en los que se conservan las estructuras magmáticas o que han experimentado deformaciones menos severas. Las estructuras S-C, que alcanzaron un mayor desarrollo en las proximidades de las zonas de cizalla, se concentran en torno a estas y en algunas bandas dispersas en el interior de los plutones. La deformación en estado sólido de alta temperatura aparece bien representada en la zona oeste del macizo de Sotillo, asociada a los sills de la zona de cúpula de este plutón.

CONCLUSIONES

A tenor de lo expuesto, los plutones de Ribadelago y Sotillo corresponden a cuerpos ígneos heterogéneos en el ámbito litológico, textural y estructural. Su intrusión se asocia a la

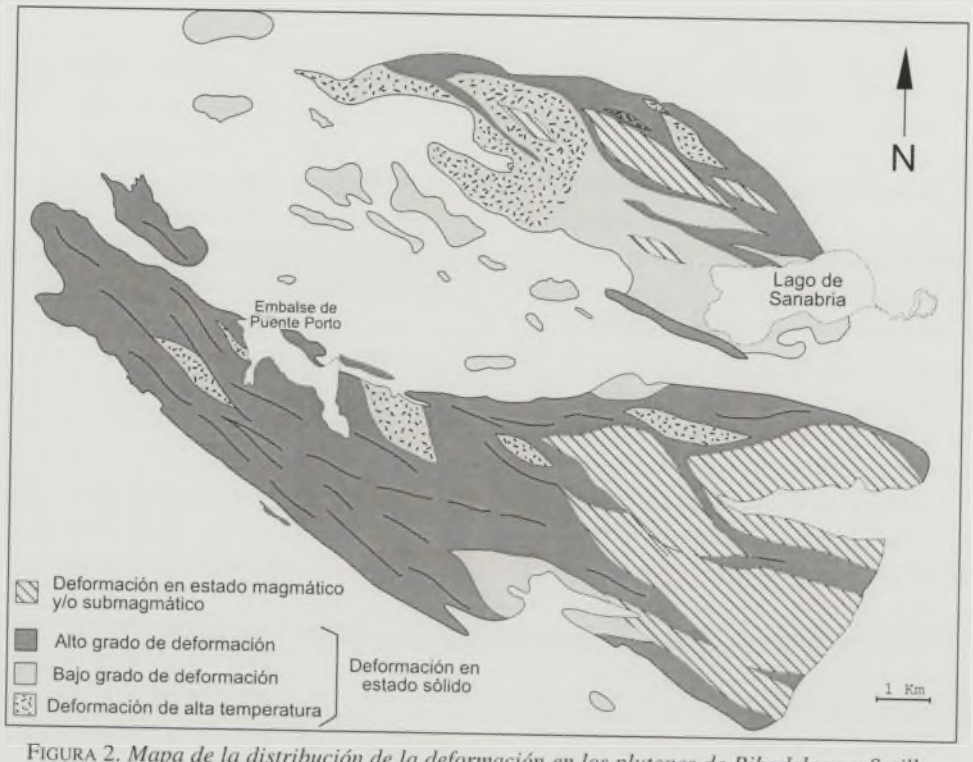


FIGURA 2. *Mapa de la distribución de la deformación en los plutones de Ribadelago y Sotillo.*

existencia de un puente extensional en la zona de relevo de dos zonas de cizalla dúctil, de carácter dextro, que favoreció el ascenso de los magmas que se estructuraron formando un complejo de diques. El funcionamiento de estas zonas de cizalla ha sido coetáneo con el proceso de emplazamiento y consolidación de los plutones. Este hecho ha dejado un completo registro de la deformación sobre las rocas ígneas, gracias al cual puede reconstruirse la evolución de la deformación y reconocerse el carácter sincinemático de los plutones.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado gracias a una beca Post-Doctoral del Programa de formación de Investigadores del Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco. Se ha contado con la financiación de los proyectos de investigación BTE2001-0634 (Ministerio de Ciencia y Tecnología de España) y 9/UPV00001.310-14478/2002 (UPV/EHU).

REFERENCIAS

Bouchez, J.L., Guillet, P. y Chevalier, F. (1981): Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bulletin de la Societé géologique de France*, 23 (4): 387-399.

Castro, A., Corretgé, L. G., De la Rosa, J. D., Fernández, C., López, S., García-Moreno, O. y Chacón H. (2003): The appinite complex of Sanabria, NW Iberian Massif, Spain. *Journal of petrology*, 44 (7): 1309-1344.

Gapais, D. y Barbarin, B. (1986): Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 125: 357-370.

Gebauer, D., Martínez-García, E. y Hepburn, J.C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). En: *Geological Society of America*, Annual Meeting, Boston, Massachusetts. Abstract with programs, 342.

Iglesias Ponce de León, M. y Varea Nieto, R. (1982): *Mapa geológico de España, 1:50.000, Hoja nº 228 (Viana del Bollo)*. I.G.M.E., Madrid.

Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P. y Tubía, J.M. (1986): Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14: 819-822.

Martínez-García, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la Zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense, Noroeste de España). *Stvdia Geologica*, 5: 7-106.

Martínez-García, E. y Quiroga, J.L. (1993): Estructura de la antiforma del Ollo de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 18: 27-35.

Vegas, N., Aranguren, A. y Tubía, J. M. (2001): Granites built by sheeting in a fault stepover (the Sanabria Massifs, Variscan Orogen, NW Spain). *Terra Nova*, 13 (3): 172-179.

Vegas, N. (2002): *Los plutones de Ribadelago y Sotillo (Sanabria, Zona Centro-Ibérica): Evolución estructural de granitoides emplazados por ascenso de diques.* Tesis doctoral, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), 218 p.

NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMICIDAD

El campo de esfuerzos extensional plioceno-cuaternario en el entorno de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel)

L.E. Arlegui[1], J.L Simón[1], R.J. Lisle[2] y T. Orife[2,3]

1 Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. arlegui@unizar.es, jsimon@unizar.es
2 Laboratory for Strain Analysis, Department of Earth, Ocean and Planetary Sciences, Cardiff University, UK.
3 Actualmente en BG International, Reading, UK.

ABSTRACT

The new stress inversion method proposed by Lisle et al. (2001) allows us to analyse 15 samples of non-striated fracture surfaces in Late Miocene carbonates and Plio-Pleistocene clastic deposits near to the Concud fault (southern Jiloca graben, eastern Spain). The results show an extensional stress field where the primary s3 trajectories trend ENE and undergo strong deflections, many local s3 axes being either orthogonal or parallel to the Concud fault. This stress field was active during the whole period of activity of the fault (Late Pliocene to Middle Pleistocene). The consistency of the present results with the regional picture gives support to the inversion method and demonstrates its application to young, poorly-indurated rocks, where "gaps" of stress information usually exist owing to the lack of striated faults.

Key words: *stress field, stress deflection, normal fault, Pleistocene, Jiloca graben.*

INTRODUCCIÓN

Las fosas del Jiloca y de Teruel son las principales estructuras extensionales que se forman en la Cordillera Ibérica oriental bajo el *rifting* neógeno-cuaternario. La fosa de Teruel (NNE-SSO) se desarrolla en el Mioceno superior; la del Jiloca (NNO-SSE) lo hace esencialmente en el Plioceno superior (Simón, 1983, 1989), si bien el registro sedimentario no aflorante sugiere la existencia de una pequeña cubeta precursora en su sector central (Rubio, 2004).

La falla de Concud es la más meridional de las que limitan por el E la fosa del Jiloca (Fig. 1), y la que posee un registro de actividad reciente más continuo y documentado. Tiene una longitud de 20 km y una dirección NO-SE que en sus extremos se desvía hacia N-S (Fig. 1). En el bloque levantado (NE) aparece el Mioceno superior- Plioceno inferior que forma el relleno aluvial y palustre de la fosa de Teruel. El bloque hundido alberga una secuencia sintectónica bastante completa del Plioceno superior (carbonatos palustres, sedimentos detríticos rojos y glacis villafranquiense) y Pleistoceno (terrazas y abanicos aluviales que nacen del escarpe de falla) (Simón, 1983; Moissenet, 1985).

Se sabe que el campo de esfuerzos regional bajo el que se mueve la falla es una extensión multidireccional (σ_1 vertical, $\sigma_2 \approx \sigma_3$) con trayectorias preferentes de σ_3 ENE, que sufren frecuentes desviaciones y tienden a reorientarse paralelas o perpendiculares a las fallas NNO y NNE (Simón, 1989; Cortés, 1997). Sin embargo, las determinaciones de paleoesfuerzos en el entorno mismo de la falla de Concud son muy escasas, ya que las abundantes fracturas recientes en ambos bloques no muestran apenas estrías sobre las que poder aplicar los métodos habituales de análisis. Los resultados se limitan a una sola estación estudiada por Simón y Soriano (1993) en calizas del Turoliense.

Un nuevo método propuesto por Lisle *et al.* (2001) permite obtener un tensor desviatorio de esfuerzos óptimo compatible con una población de planos de falla conociendo sólo la orientación de éstos y su sentido de movimiento. Esto posibilita la interpretación de paleoesfuerzos en materiales detríticos recientes en los que habitualmente las estrías de falla no se observan. El objetivo de este trabajo es aplicar dicho método a poblaciones de fracturas medidas por Simón (1983) y Simón y Soriano (1993), que ahora pueden servir para reconstruir de forma más precisa el modelo de campo de esfuerzos plioceno-cuaternario en el área.

ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

El análisis se ha realizado sobre 15 muestras de planos de fractura sin estrías visibles, medidas en carbonatos del Turoliense (estaciones 10 a 14) y limos y gravas del Villafranquiense (1, 2, 3, 4, 7) y Pleistoceno (5, 6, 8, 9, 15). Cada muestra consta de 8 a 50 planos. Algunos son fallas de escala métrica a decamétrica con salto normal (predominantes en las estaciones 10 a 15). La mayoría, sin embargo, no tienen signos de movimiento, aunque probablemente representan fracturas de cizalla o híbridas de tensión y cizalla. Ya que la aplicación del método de Lisle *et al.* (2001) requiere asignar un sentido de movimiento, todas ellas han sido consideradas

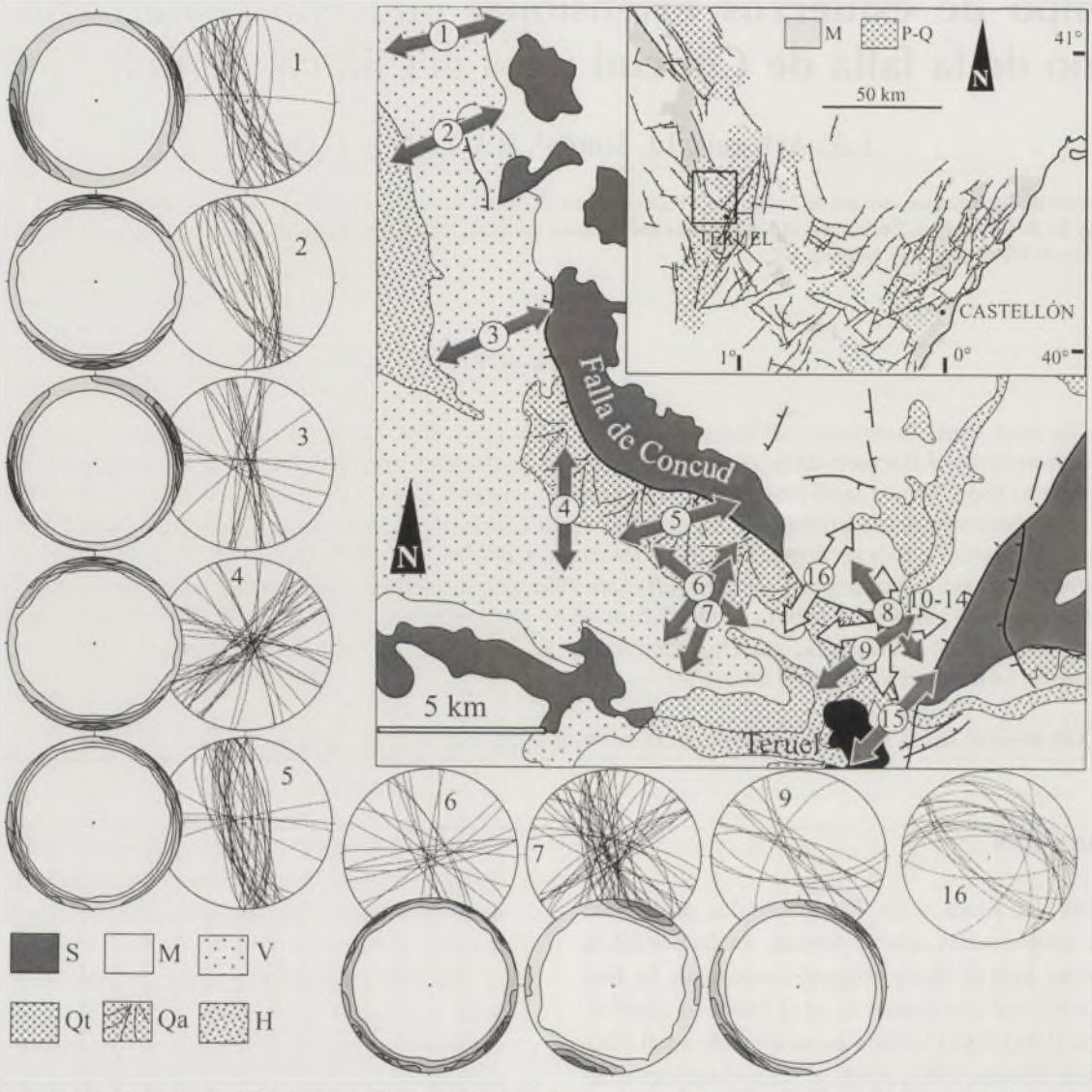


FIGURA 1. *Esquema geológico de la falla de Concud y resultados del análisis de paleoesfuerzos. Flechas huecas: direcciones locales de σ_3 obtenidas del análisis de poblaciones de fracturas en carbonatos del Mioceno superior. Flechas grises: idem en materiales detríticos del Plioceno superior y Pleistoceno. S: Mesozoico; M: Mioceno superior-Plioceno inferior; PQ: Plioceno superior-Cuaternario; V: Villafranquiense; Qt: terrazas y glacis pleistocenos; Qa: abanicos pleistocenos; H: Holoceno. Los estereogramas representan, para cada estación, la orientación de las fracturas medidas y la distribución de densidad de los ejes σ_3 compatibles con ellas según el método de Lisle et al. (2001).*

de componente normal, basándonos en el elevado buzamiento de sus planos y en la ausencia de fallas inversas descritas en depósitos recientes de la fosa del Jiloca.

Las orientaciones de fracturas y ejes de paleosfuerzos se muestran en las figuras 1 y 2. El eje σ_1 es en todos los casos vertical o subvertical. Los ejes σ_3 tienden a orientarse NE-SO, si bien en detalle muestran variaciones relacionadas con la falla de Concud. Desgraciadamente, los valores obtenidos para la relación de esfuerzos en cada muestra son extremadamente dispersos y no pueden considerarse fiables. Sin embargo, el espectro de ejes σ_3 compatibles en muchas de las estaciones sugiere una tendencia al régimen de extensión multidireccional ($\sigma_2 \approx \sigma_3$).

Las flechas del mapa de la figura 1 indican la dirección modal de σ_3 en cada punto (dos ortogonales en el caso de la estación 6, lo que sugiere un intercambio entre σ_2 y σ_3). Para las estaciones 10 a 14, todas ellas contiguas entre sí, se han representado mediante dos flechas huecas las direcciones dominantes (también casi ortogonales entre sí) en el conjunto. Se ha incluido asimismo la estación de planos estriados analizada por Simón y Soriano (1993) (16).

Las direcciones de σ_3 muestran tres patrones distintos: (a) Estaciones con fracturas preferentes NNO-SSE y ejes σ_3 ENE (nºs 1, 2, 3, 5), compatibles con la extensión regional "primaria" interpretada por Simón (1989). (b) Estaciones con direcciones de fracturas variadas y ejes σ_3 ENE a NNE, ortogonales a la traza de la falla de Concud (nºs 6, 7, 9, 10, 11, 15). (c) Estaciones con direcciones de fracturas variadas y ejes σ_3 SE a S, paralelos a la falla (nºs 6, 8, 13).

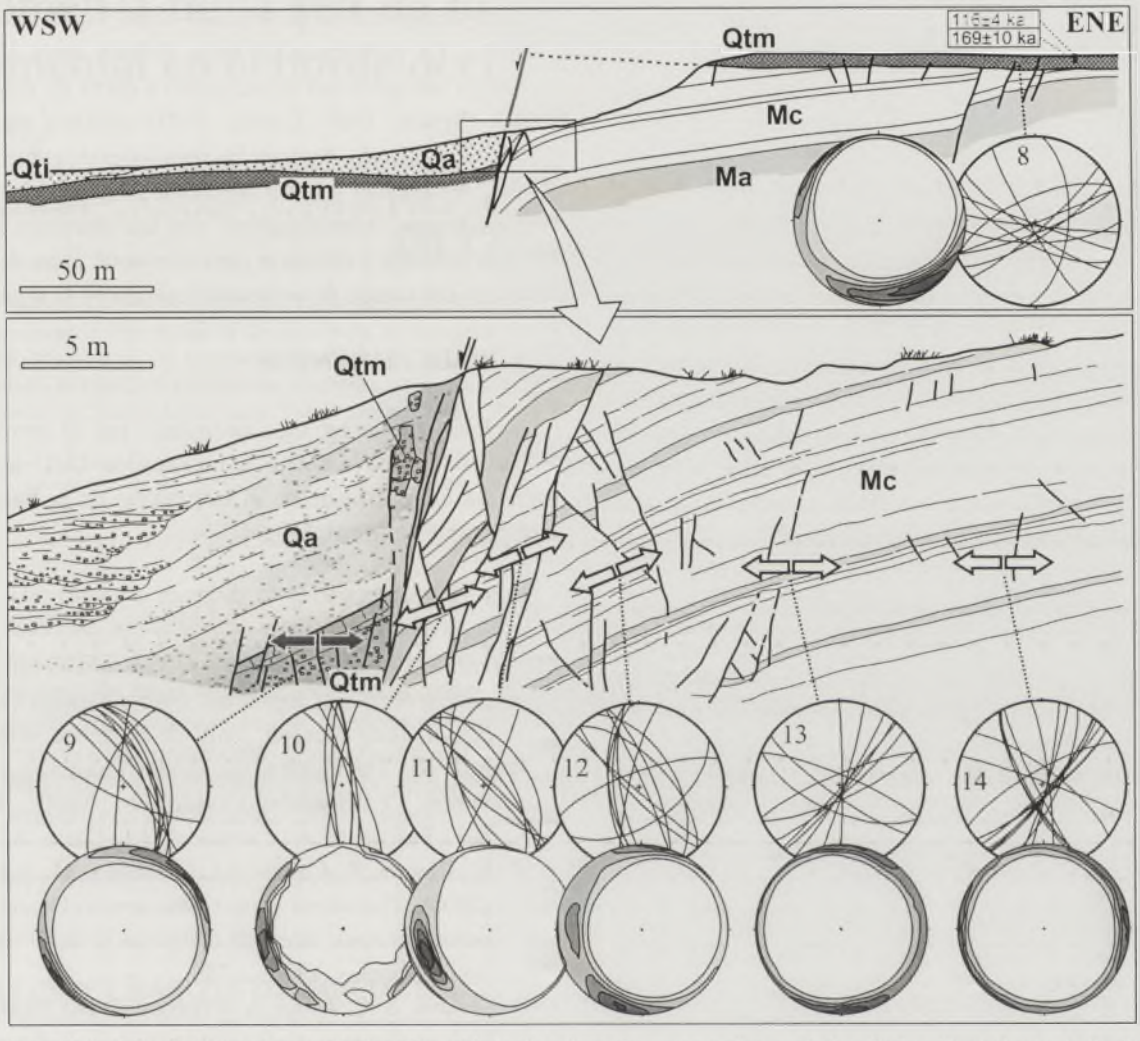


FIGURA 2. *Corte de la falla de Concud y resultados del análisis de paleoesfuerzos en el area de Los Baños. Simbología de flechas y estereogramas igual que en la figura 1. Ma: lutitas rojas del Mioceno superior; Mc: margo-calizas del Turoliense; Qtm: terraza media; Qti: terraza inferior; Qa: abanico pleistoceno.*

LA ZONA DE LOS BAÑOS

La zona de Los Baños, unos 3 km al N de Teruel, es la que proporciona mayor información para el estudio de la falla de Concud. El afloramiento principal es una trinchera del antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros, en la que se exponen claramente el plano de falla (170, 75 E; cabeceo de estrías 75 S) y los sedimentos afectados: capas margo-calcáreas del Turoliense, flexionadas con el movimiento de la falla, y depósitos detríticos de abanico aluvial del Pleistoceno medio (Fig. 2).

En ligera discordancia angular sobre el Turoliense del bloque levantado hay un retazo de la terraza media del Alfambra (Fig. 2a). Es un paquete de gravas cementadas de 5-6 m de espesor, coronado por caliza travertínica (1-2 m) y afectado por fracturas y fallas de pequeño salto. Bajo los depósitos de abanico pleistocenos del bloque hundido aparecen gravas fluviales cementadas con travertinos a techo, cortadas y ligeramente basculadas en el contacto con la falla (Fig. 2b), que parecen corresponder a esa misma terraza media. Esta correlación, apuntada ya por Moissenet (1985) y Simón y Soriano (1993), permite calcular un desplazamiento vertical pleistoceno de entre 40 y 60 m.

La edad precisa de la deformación puede inferirse de las dataciones disponibles en la terraza media, atribuida al Riss a partir de fauna de microvertebrados, y en la inferior, no deformada y también asignada al Riss por haberse hallado restos de *Paralephas trogontherii* (Moissenet, 1985). Recientemente hemos realizado la datación radiométrica de los travertinos de la terraza media utilizando el método Th/U. La edad para dos muestras situadas en las partes media y superior de los mismos es, respectivamente, de 169.000±10.000 y 116.000±4.000 años, siendo más fiable la segunda. Este resultado (final del Pleistoceno medio) concuerda con la datación paleontológica de la terraza media, si bien deja muy poco margen para mantener la inferior también en el Pleistoceno medio (probablemente sea necesaria una revisión cronológica de esta última).

En esta zona se han tomado dos muestras de fracturas en los materiales de la terraza media, una en cada bloque (8, 9), y cinco en margo-calizas del Turoliense (10-14) (Fig. 2). Los resultados ponen de manifiesto dos aspectos importantes:

(1º) La inclinación de los ejes σ_3 guarda cierta relación con el buzamiento de la estratificación, aunque no siempre están contenidos en ésta (Fig. 2b). Sí lo están en las estaciones donde el buzamiento es mayor (10, 11, 12), mientras que son subhorizontales en 9, 13 y 14 a pesar de que las capas están sensiblemente inclinadas. Asumiendo que los ejes de esfuerzos fueron originalmente horizontales, la interpretación lógica es que los tensores registrados en las primeras son anteriores a la flexión monoclinal y las segundas son posteriores. Esta interpretación supone que la fracturación comenzó a desarrollarse tempranamente junto a la falla de Concud sobre materiales miocenos, para propagarse hacia el exterior y a materiales cuaternarios cuando la flexión estaba ya desarrollada. Los estados de esfuerzo inferidos en las estaciones 9 a 14 serían, por tanto, diacrónicos y cubrirían aproximadamente el periodo en que la falla fue activa (Plioceno superior-Pleistoceno).

(2º) El campo de esfuerzos muestra perturbaciones claramente asociadas a la falla de Concud. Por un lado están las desviaciones de σ_3, que tiende a orientarse perpendicular a su traza en las estaciones 9, 10 y 11 y paralelo en 8 y 13 (en 12 y 14 la dirección es más ambigua). Por otro, los planos de fractura tienen una dirección preferente sensiblemente paralela a la falla principal en las inmediaciones de ésta (9, 10 y 11) y se dispersan al alejarnos de ella (en 8, 13 y 14 llega a predominar una familia ortogonal). En sintonía con ello, la dispersión de los ejes σ_3 compatibles en cada muestra es menor en las primeras que en las segundas, lo que sugiere que los elipsoides de extensión pierden su carácter multidireccional y se hacen más triaxiales en las proximidades de la falla. Estas inhomogeneidades de esfuerzos son esencialmente de carácter espacial, independientes de la diacronía aludida en el párrafo anterior.

CONCLUSIONES

El campo de esfuerzos en el entorno de la falla de Concud mantiene unos rasgos constantes durante el periodo en que ésta es activa (Plioceno superior-Pleistoceno medio). Es un campo de extensión multidireccional ($\sigma_2 \approx \sigma_3$) con trayectorias primarias de σ_3 ENE-OSO que sufren perturbaciones notables por las fallas mayores: (a) ejes σ_3 perpendiculares o paralelos a la dirección de la falla; (b) propensión al intercambio entre los ejes σ_2 y σ_3, y (c) modificación de la forma del elipsoide, que pasa de casi uniaxial (extensión multidireccional) a triaxial. Todos éstos son rasgos predecibles a partir de los modelos teóricos (Simón *et al.*, 1988; Kattenhorn *et al.*, 2000). Ese campo de extensión ENE es asimismo el que continúa vigente en la actualidad, como se infiere de los mecanismos focales de sismos (Herraiz *et al.*, 2000).

La caracterización del campo plio-pleistoceno se ha llevado a cabo gracias a la posibilidad que ofrece el método de inversión de Lisle *et al.* (2001) de utilizar muestras fallas sin estrías. De este modo, datos de fracturación en los materiales detríticos plio-pleistocenos que estaban disponibles hacía tiempo han proporcionado ahora resultados más completos. La coherencia de estos últimos entre sí y con el campo mio-plioceno reconstruido a partir de planos estriados (Simón, 1989; Cortés, 1997) confiere fiabilidad al método utilizado. Aunque las relaciones de esfuerzos de los tensores no han podido precisarse, los resultados pueden considerarse "homologables" con los obtenidos a partir de otros métodos y utilizarse para completar el modelo de evolución del campo de esfuerzos reciente en la región.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE 2002-04168 de la D.G.E.S. La datación Th/U de la terraza media fue efectuada en el laboratorio de la Faculté Polytechnique de Mons, Bélgica.

REFERENCIAS

Cortés, A.L. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 409 p.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.

Kattenhorn, S.A., Aydin, A. y Pollard, D.D. (2000): Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geolology*, 22: 1-23.

Lisle, R.J., Orife, T. y Arlegui, L.E. (2001): A stress inversion method requiring only fault slip sense. *Journal of Geophysical Research*, 106(B2): 2281-2289.

Moissenet, E. (1985): Le Quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo*, 14-15: 61-78.

Rubio, J.C. (2004): *Los humedales del Alto Jiloca: estudio hidrogeológico e histórico-arqueológico*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 354 p.

Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.

Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geolology*, 11: 285-294.

Simón, J.L., Serón, F.J. y Casas, A.M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, 2: 21-32.

Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1993): La falla de Concud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: *El Cuaternario de España y Portugal* (T. Aleixandre y A. Pérez González, Eds.). ITGE, Madrid, 2: 729-737.

Morfometría de la red de drenaje, tectónica activa y sismicidad instrumental en el borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)

J.M. Azañón[1,2], A. Azor[2], V. Pérez-Peña[1], G. Booth-Rea[3], J. Rodríguez-Fernández[1], J. Delgado[4], J.M. Carrillo[2] y F. Torcal[5]

1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Universidad de Granada-CSIC, Avda. Fuentenueva s/n, Granada 18071 (España). jazanon@pop.ugr.es
2 Dpto. Geodinámica, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, Granada 18071 (España).
3 GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel (Alemania).
4 Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, 23071 Jaén (España).
5 Departamento de Ciencias Ambientales, Univ. Pablo de Olavide, 41013 Sevilla (España).

ABSTRACT

The use of a number of geomorphic indexes in Sierra Nevada suggests that recentmost and active tectonic activity is concentrated along its SW border. Moreover, a map of the SL-index shows maxima aligned along several bands of NW-SE orientation. Such alignments coincide with high seismicity lineaments, being interpreted as NW-SE oriented active fault zones. NW-SE oriented faults are common in the western border of Sierra Nevada, appearing as very steep highly segmented normal faults. These faults cut across all the tectonic –including Miocene extensional detachments- and lithological boundaries, being responsible for the present-day NE-SW oriented extensional deformation in this region.

Key words: *geomorphic indexes, tectonic geomorphology, seismicity, active faults.*

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La extensión sin- a tardi-orogénica en las Cordilleras Béticas está mejor desarrollada en las zonas internas (Dominio de Alborán), donde se han localizado los sistemas extensionales más completos y de mayor significado regional. Así, los contactos entre complejos tectónicos principales (Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide) son en la mayor parte de su trazado grandes despegues extensionales (Martínez-Martínez *et al.,* 2002), estando limitadas una buena parte de sus unidades tectónicas por fallas normales de bajo ángulo, asociadas a esos mismos despegues. Los despegues extensionales fueron activos durante distintos intervalos del Mioceno, simultáneamente a la formación del arco orogénico de Gibraltar. Algunos autores han relacionado la actividad tectónica reciente en áreas concretas de la cordillera con la continuación de la actividad de algunos de los sistemas extensionales (Galindo *et al.,* 1996). La mayor parte de los despegues extensionales y fallas asociadas se encuentran deformados por pliegues de gran radio y fallas de salto en dirección de edad Mioceno superior o más reciente.

La estructura general de Sierra Nevada se corresponde con uno de estos pliegues de gran radio, reconocido desde los primeros estudios geológicos realizados en la cordillera. A pesar de ello, aún no se conocen con detalle las estructuras activas -tanto pliegues como fallas- asociadas a la formación del relieve de Sierra Nevada. La elevación de esta sierra pudo iniciarse durante el Serravaliense. Así, los sedimentos clásticos groseros de edad Tortoniense inferior, afloran extensamente en el entorno de Sierra Nevada: hacia el Oeste en la Depresión de Granada, hacia el Norte en la Depresión de Guadix-Baza y hacia el Sur en las cuencas de la Alpujarra (Fig. 1a). Sin embargo, es a partir del Tortoniense superior (aprox. 8,5 millones de años) cuando se inició la etapa morfogenética propiamente dicha, con la consiguiente generación de los sedimentos continentales que orlan todo el macizo de Sierra Nevada. Sierra Nevada es un gran antiforme de dirección E-O en su sector oriental, que interfiere con pliegues de dirección NE-SO en el sector occidental, en el que se alcanzan las mayores altitudes. Recientes estudios geológicos plantean la hipótesis de la existencia de un plegamiento activo coetáneo con el funcionamiento de fallas normales activas en el borde occidental de Sierra Nevada (Martínez-Martínez *et al., 2002*) y/o con cabalgamientos ciegos en su borde septentrional (Martínez-Martínez *et al.,* 2002; Galindo-Zaldívar *et al.,* 2003).

Las cuencas sedimentarias que orlan Sierra Nevada también deben reflejar la actividad tectónica más reciente y actual. Así, la Cuenca de Guadix-Baza y el conjunto de cuencas de las Alpujarras están en la actualidad denudándose, mientras que la Cuenca de Granada muestra indicios de seguir subsidiendo (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2001). La actividad sísmica refleja también estas

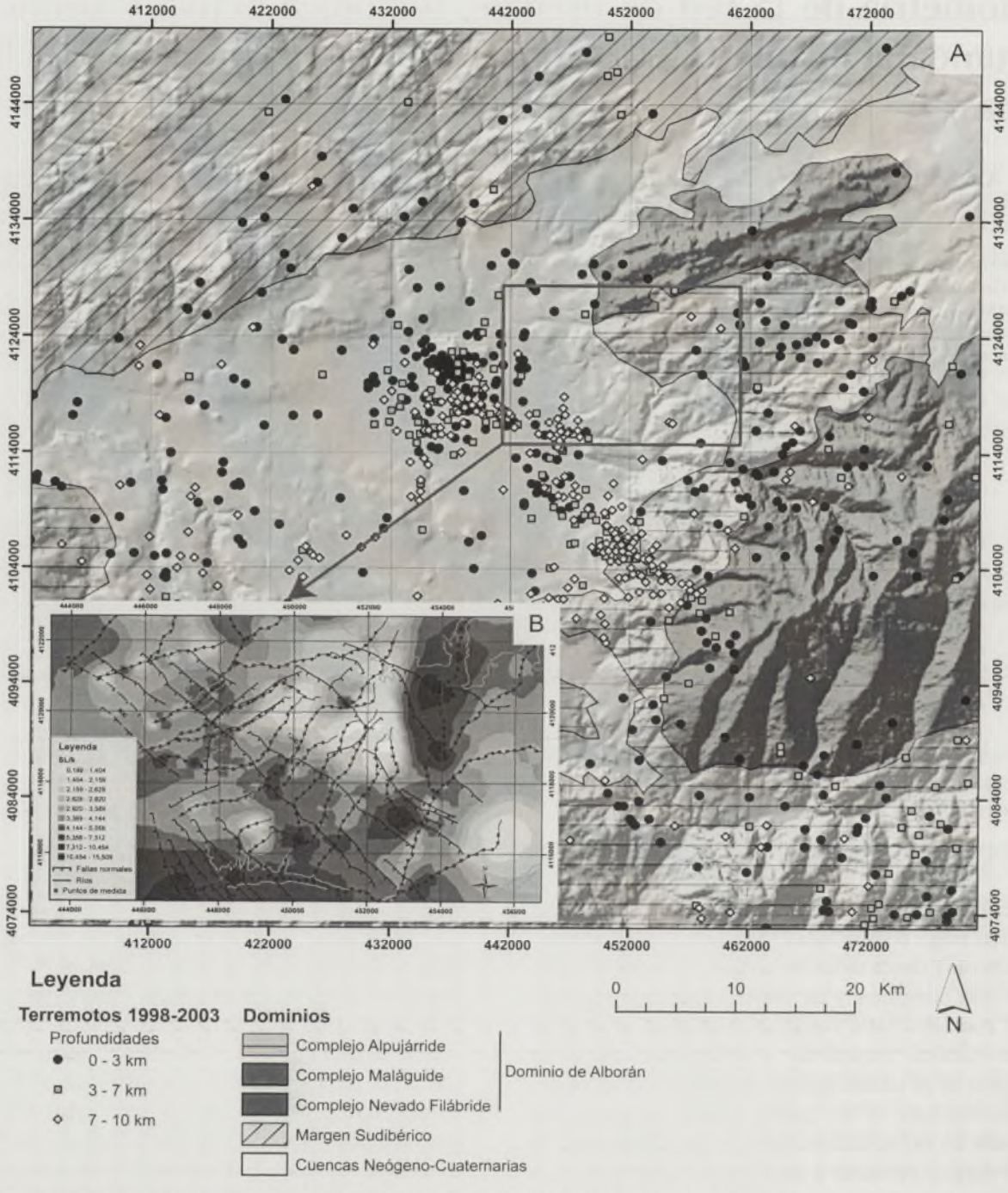


FIGURA 1. *a) Modelo digital de elevaciones de la depresión de Granada y el borde occidental de Sierra Nevada en el que se han proyectado los epicentros de terremotos someros (< 10 km de profundidad) entre los años 1998 y 2003. (Fuente de los datos: Instituto Geográfico Nacional y el Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de desastres sísmicos). b) Mapa de anomalías SL/k, fallas normales con actividad reciente y red de drenaje simplificada en un sector del borde de la Cuenca de Granada.*

diferencias, ya que la mayor parte de la sismicidad instrumental se concentra en la Cuenca de Granada (Fig. 1a). En este trabajo presentamos las conclusiones de un análisis morfométrico, sismológico y estructural en el sector central de la Cordillera Bética, con un especial énfasis en el borde occidental de Sierra Nevada y la Cuenca de Granada. La estimación, sobre la base de modelos digitales del terreno (1 pixel cada 10 m), de diversos índices morfológicos relacionados con frentes montañosos, encajamiento de la red fluvial y gradientes de pendiente a lo largo de los cauces fluviales, nos han permitido diferenciar aquellas áreas con una mayor actividad tectónica reciente.

ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

Para evaluar la actividad tectónica más reciente de la mitad occidental de Sierra Nevada hemos calculado tres

índices geomorfológicos (véase por ejemplo Keller y Pinter, 2002): la sinuosidad de frentes montañosos (S_{mf}), la relación entre anchura y profundidad de los principales valles (V_f) y el gradiente de pendiente longitudinal de los principales ríos (SL). Todos los cálculos se han hecho sobre un modelo digital de elevaciones (MDE) con 1 pixel cada 10 m.

La S_{mf} mide la relación entre la longitud de un frente montañoso (más o menos irregular debido a los valles que lo cruzan) y la longitud de una línea recta o suavemente curvada, que se adapte al trazado del frente montañoso. La S_{mf} ha sido estimada para los diferentes frentes montañosos de Sierra Nevada. Sus frentes montañosos S y SO presentan los valores más bajos (1,12-1,14). Según la clasificación de frentes montañosos (Rockwell *et al.*, 1984) estos valores se corresponden con frentes de tipo A, a los que se les puede considerar como activos. Los frentes N y NO poseen valores más altos (1,45-2,3), correspondientes al tipo B, característicos de una actividad tectónica baja. Los valores más altos de este índice se han obtenido en la vertiente septentrional de Sierra Nevada en el límite con la cuenca de Guadix-Baza.

El índice V_f ha sido estimado en los principales valles de Sierra Nevada a una distancia de 250 m del frente montañoso; se han usado fotografías digitales sobre el MDT (1 pixel cada 10 m) y el *software ArcGis 8.2*. Los valores obtenidos son concordantes con los obtenidos por estudios previos más locales (Keller *et al.*, 1996; Carvajal y Sanz de Galdeano, 2001). Los valores más altos de este índice aparecen en la parte septentrional de Sierra Nevada, donde pueden llegar a 11; en este sector, el índice V_f oscila entre 0,25 y 11. En el sector meridional los valores de V_f son generalmente inferiores a 0,5. El borde occidental es el que presenta los valores de V_f más bajos (generalmente por debajo de 0,2). Estos resultados son totalmente compatibles con los del índice S_{mf}; los valores más bajos de V_f indican una mayor actividad tectónica reciente. Por tanto, la parte occidental de Sierra Nevada es la más activa tectónicamente.

El índice SL está relacionado con el poder erosivo del río (considerando la pendiente de cada tramo como indicativa de la velocidad y la distancia hasta cabecera como directamente proporcional al caudal). El índice SL se puede realizar en tramos sucesivos en cada uno de los ríos, siendo muy sensible a los cambios de pendiente locales a lo largo del curso de los ríos. Las variaciones de este índice a lo largo de un río reflejan cambios atribuibles a variaciones litológicas (rocas más resistentes causan pendientes más altas) y/o a actividad tectónica.

El índice SL ha sido calculado a partir del MDE, usando el módulo *Arc-Gis Hidrotools* del paquete SIG *ArcGis 8.2*. Se han analizado los principales ríos en tramos sucesivos de 250 m. El valor de SL obtenido se ha dividido por el gradiente k del río (pendiente de la gráfica semilogarítmica cota-distancia a cabecera) para poder correlacionar los datos obtenidos en ríos de diferente longitud y orden. Los datos han sido tratados geoestadísticamente (método IDW "Importancia inversa a la distancia") para obtener un mapa de valores de SL/k en la mitad occidental de Sierra Nevada. El resultado más relevante de este mapa ha sido la obtención de una serie de anomalías (valores altos, entre 2 y 7) de dirección NO-SE (Fig. 1b), que se extienden desde la cuenca de Granada hasta la parte central de Sierra Nevada. Estas alineaciones de máximos de SL/k cortan a los contactos litológicos y tectónicos, no siendo por tanto atribuibles a la presencia de tramos litológicos particularmente resistentes, ni a los despegues extensionales que limitan las distintas unidades tectónicas. Tampoco coinciden estas alineaciones con las fallas normales de alto ángulo del frente montañoso occidental de Sierra Nevada, que separan los sedimentos neógeno-cuaternarios de su sustrato.

SISMICIDAD SUPERFICIAL Y FALLAS ACTIVAS

Buena parte de los estudios realizados hasta ahora se han centrado en la depresión de Granada, en la que la sismicidad instrumental superficial es relativamente intensa y de magnitud baja a moderada. Sin embargo, la sismicidad no se limita únicamente a esta área como se puede apreciar en la figura 1a, donde se han proyectado los epicentros de terremotos poco profundos (<10 km) detectados por la red sísmica de la provincia de Granada entre los años 1998 y 2003. En esta figura se puede apreciar que la sismicidad se hace extensiva a los relieves que circundan la depresión de Granada. En especial, pueden observarse zonas del borde occidental y septentrional de Sierra Nevada con sismicidad relativamente intensa. Además, se detectan alineamientos de sismos con una orientación NO-SE, NE-SO y E-O (Fig. 1a). El más patente de estos alineamientos es de dirección NO-SE, iniciándose al norte de Sierra Elvira y llegando hasta las proximidades del barranco de Lanjarón en Sierra Nevada. Un análisis estructural y morfológico (Fig. 1b) confirma el condicionamiento ejercido por la actividad tectónica reciente de las fallas normales de dirección NO-SE sobre la red de drenaje (Azañón *et al.*, 2004). Estas fallas presentan numerosos rasgos morfológicos característicos de una actividad cuaternaria (escarpes, saltos topográficos, paleosuelos y suelos cortados, cuñas clásticas). Los desplazamientos que producen son generalmente centimétricos y excepcionalmente métricos. En las proximidades de los palacios de la Alhambra se han detectado cantos rotos por estas fallas que han sido interpretados como criterios de actividad cosísmica. Los mecanismos focales de una serie de microsismos ofrecen una solución focal coherente con la orientación y régimen de estas fallas (Azañón *et al.*, 2004) y otras similares como la falla de Padul (Alfaro *et al.*, 2001).

CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan los resultados de la aplicación de técnicas de geomorfología tectónica sobre MDE en un sector de las Cordilleras Béticas centrales. Los resultados extraídos a partir de los índices que reflejan la actividad de los frentes montañosos (S_{mf}) o el encajamiento de la red fluvial (V_f), reflejan que el borde occidental de Sierra Nevada es algo más activo que el borde meridional y mucho más activo que el borde septentrional. Estos resultados son totalmente concordantes con otras evidencias de actividad tectónica reciente y actual en la depresión de Granada y el borde occidental de Sierra Nevada. Resulta muy significativo la asociación de fallas normales (Azañón *et al.*, 2004), que presentan rasgos de actividad muy reciente (escarpes, escalones topográficos, suelos cortados, cuñas clásticas, etc), con áreas donde los índices geomorfológicos presentan notables anomalías. La correlación espacial entre estas anomalías y la microsismicidad superficial es aún más significativa. El mapa del índice SL/k muestra una serie de franjas, de anchura kilométrica, con valores altos de este índice, que son coincidentes con las alineaciones de microsismos. La orientación de estas alineaciones es NO-SE, al igual que las fallas con una actividad más reciente. Estas alineaciones se prolongan con toda claridad desde el borde septentrional de la depresión de Granada hasta el interior de Sierra Nevada, adentrándose en los materiales del Complejo Nevado-Filábride (Fig. 1a). Este patrón de sismicidad y su correspondencia con rasgos derivados de la geomorfología tectónica, indica que las directrices más activas en este sector de la Cordillera Bética son de dirección NO-SE. Las fallas de esta dirección son fallas normales de alto ángulo, que pueden llegar a cortar a los grandes despegues extensionales que separan los distintos complejos del dominio de Alborán. La extensión NE-SO que produce estas fallas es la continuación de la extensión miocena asociada a los grandes despegues. Estas fallas activas deben ser numerosas y segmentadas, produciendo una compartimentación en grandes bloques independientes desde el punto de vista del levantamiento o la subsidencia, como queda reflejado en los perfiles sísmicos de la depresión de Granada (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2001). A la vista de los datos morfológicos, podemos concluir que estos bloques no se limitarían exclusivamente a la depresión de Granada, sino que afectarían también al macizo de Sierra Nevada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MCYT y fondos FEDER de la Unión Europea mediante el proyecto de I+D+I REN2001-3378.

REFERENCIAS

Alfaro, P., Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C. (2001): Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta Geológica Hispánica*, 36(3-4): 283-295.

Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G. y Torcal, F. (2004): Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, SE Spain). *Journal of Quaternary Science*, 19(3): 219-227.

Carvajal, R. y Sanz de Galdeano C. (2001): La red de drenaje de la red nororiental de la Cuenca de Granada. Del río Bermejo al Darro. Aplicación de índices geomorfológicos. En*: La cuenca de Granada. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano, J.A. Pelaez Montilla y A.C. López Garrido, Eds.) Universidad de Granada, 67-77.

Galindo-Zaldivar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., Gonzalez-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marin-Lechado, C., Ruano, P. y Sanz de Galdeano, C (2003): Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36(1-2): 239-250.

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A. y González-Lodeiro, F. (1996): Reactivation of the Mecina detachment in the western sector of Sierra Nevada (Betic Cordilleras, SE Spain). *Comptes Rendus Geosciences,* 323: 615-622.

Keller, E.A. y Pinter, N. (2002): *Active tectonics (earthquakes, uplift and landscape).* Prentice-Hall, New Jersey, 338 p.

Keller, E.A., Sanz de Galdeano, C. y Chacón, J. (1996): Tectonic geomorphology and earthquake hazard of Sierra Nevada, southern Spain. En: *1ª Conferencia internacional Sierra Nevada, conservación y desarrollo sostenible* (J. Chacón y J.L. Rosúa Campos, Eds.), Universidad de Granada, 201-218.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21, DOI 10.1029/2001TC001283.

Rockwell, T.K., Keller, E.A. y Johnson, D.L. (1984): Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. En: *Tectonic Geomorphology* (M. Morisawa, Ed.), New York, 183-207.

Rodriguez-Fernandez, J. y Sanz de Galdeano, C. (2001). La Cuenca de Granada. Interpretación de su estructura a partir de pérfiles sísmicos. En: *La cuenca de Granada. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes* (C. Sanz de Galdeano, J.A. Pelaez-Montilla, y A.C. López-Garrido, Eds), Universidad de Granada, 109-116.

Paleoterremotos del Pleistoceno superior - Holoceno observados en sondeos en el Lago Seewen (N de Suiza). Eventos equiparables al destructivo terremoto de Basel (1356)

A. Becker[1], M.A. Rodríguez-Pascua[2] y C. Davenport[3]

1 ETH Zürich, Institut für Geophysik, CH-8093 Zürich, Switzerland. becker@seismo.ifg.ethz.ch
2 Facultad de CC. Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo CEU, 28668 Boadilla del Monte, Madrid (Spain). marodpas@ceu.es
3 School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, U.K. capj.davenport@virgin.net

ABSTRACT

Former Lake Seewen is located in the Canton of Solothurn, northern Switzerland, which was originated by the Fulnau landslide. The rock masses slid into a river gorge and blocked the flow of the river Seebach about 12,500 y BP which is suitable for paleoseismic research. Four catastrophic events were identified in the sediments which can be correlated among 5 drill sites by different techniques (sedimentology, radiocarbon dates, magnetic susceptibility, palynostratigraphy, micropaleontology, X-ray imaging, paleoseismology), two earthquakes and two floods. The paleo-earthquakes caused seismic liquefaction processes in the sediments: sand-dykes, mushroom structures, collapse structures and disrupted layers; ever with magnitudes greater than 5.5. The ages (2s) in calendar years before Christ (BC) for the earthquakes are 10,350 – 9,750 BC and 4,160 – 3,820 BC, for the floods 5,870 – 5,650 BC and 5,210 – 4,930 BC. Although only two earthquake events could be detected in the sediments of Lake Seewen, it is an important contribution to the record of strong earthquakes in Central Europe, a region which is generally characterized by a low level of seismic activity and for which the historical seismic record does not include many earthquake shocks with magnitudes M > 5.5.

Key words: *Paleoseismology, Seewen lake, seismites, Basel Earthquake.*

INTRODUCCIÓN

El lago Seewen está situado en el norte de Suiza, dentro del Cantón de Solothurn y a unos 15 km al sur de Basel. Geológicamente se sitúa en los Montes del Jura próximo al margen este del Graben del Rin, en la zona limítrofe entre el Jura plegado al sur y el tabular al norte, correspondiente a un cabalgamiento de vergencia sur (Fig. 1A). Este lago se formó hace unos 12.500 años (Becker *et al.*, 2000) por la obstrucción del valle del río Seebach a causa de un deslizamiento de origen sísmico, y entre los siglos XV y XVI fue drenado para uso agrícola. El lago se sitúa en una de las áreas de Centroeuropa con terremotos más catastróficos, como el de Basel de 1356, con una intensidad entre IX y X y una magnitud estimada entre 6,0 y 6,5 (Megharaoui *et al.*, 2001). Estos mismos autores consideran esta zona como un área de baja actividad sísmica y con ciclos sísmicos muy dilatados en el tiempo. Por este motivo, el lago Seewen es un emplazamiento privilegiado para el estudio de sismos anteriores al de Basel, con unas características similares y nunca registrados por el hombre.

CARACTERÍSTICAS DE LA SEDIMENTACIÓN LACUSTRE

Rellenan el lago facies someras sedimentadas bajo una lámina de agua próxima a 1 m. Predominan arcillas con limos carbonáticos y finas intercalaciones de limos y arenas correspondientes a eventos catastróficos esporádicos como inundaciones (Becker *et al.*, 2002). Los limos carbonáticos son autigénicos con abundante bioturbación y restos de materia orgánica (estructuras tubulares) procedente de raíces, actividad bacteriana o de algas. También se han observado gasterópodos característicos de aguas someras (Magny, 1992). La profundidad máxima de sedimentos es 24 m y se encuentra en su límite oeste (Fig. 1B). La tasa de sedimentación es muy baja, 1,5 a 2,6 mm/año.

Dentro de esta serie sedimentaria se han identificado 4 grandes eventos que marcan un hito en la sedimentación normal del lago: S2, S3, S4 y S5; siendo S2 y S5 terremotos (Fig. 1B). Los eventos S3 y S4 corresponden a inundaciones que provocaron la sedimentación de turbiditas con materiales alóctonos y pequeños *slumps* en algunas áreas del lago. Pero, como el presente trabajo se ha centrado en el estudio de los grandes terremotos acaecidos en la zona no entraremos en otros procesos. Desafortunadamente no hemos podido localizar el registro del terremoto de Basel de 1356, ya que se encuentra dentro del tramo superior de la columna (últimos 50 cm) utilizado por la agricultura, por lo que se ha destruido. Sin embargo, la aparición de sismitas previas con fenómenos de licuefacción aporta información sobre grandes terremotos antes de las primeras crónicas históricas (S2 y S5).

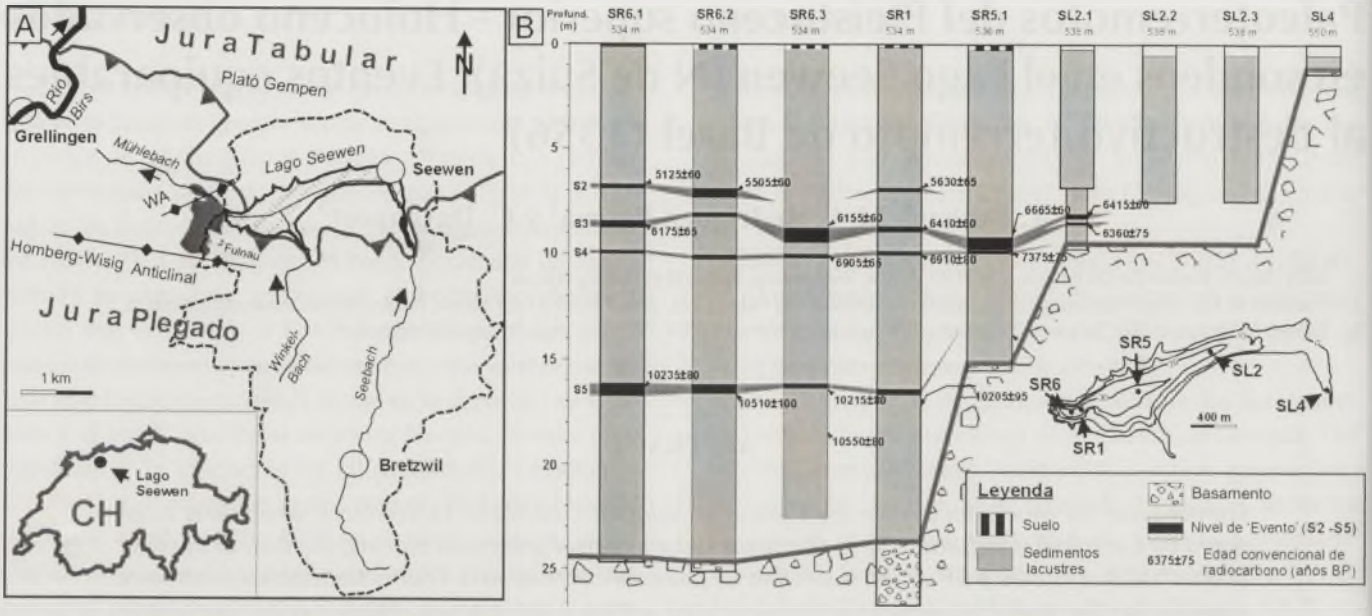


FIGURA 1. *A) Situación geográfica y geológica del lago Seewen. B) Esquema de correlación y datación de los diferentes eventos estudiados en sondeos.*

METODOLOGÍA DEL ESTUDIO PALEOSÍSMICO

Al no existir afloramientos naturales que muestren la sedimentación del lago Seewen, ha sido necesario realizar sondeos de testigo continuo (Fig. 1B). Se ha utilizado un sistema clásico de perforación por roto-percusión y recuperación de testigo con camisa de PVC de 80 mm en la parte superior del sondeo y 50 mm en las zonas más profundas. Se realizaron 6 sondeos, de los cuales se obtuvieron buenos registros en 5 (SR1, SR2, SR4, SR5 y SR6). En los sondeos SR2 y SR6 se realizaron 3 perforaciones separadas entre 2 y 3 m (SR2.1, SR2.2, SR2.3, SR6.1, SR6.2 y SR6.3) para tener un buen control tridimensional de las estructuras.

Antes de su apertura se realizan tomografías de R-X del sondeo para cortarlo a la mitad según su eje largo, por una zona adecuada que no destruya las estructuras existentes. Se fotografían los sondeos para trabajar en el ordenador. Las estructuras identificadas se han datado mediante C^{14} (realizadas en el Laboratorio de C^{14} del Departamento de Geografía de la Universidad de Zurich). Para tener una visión tridimensional de las estructuras se han realizado tomografías de R-X (Fig. 2).

ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD EN TESTIGO DE SONDEO

Los eventos localizados corresponden a los niveles S5 y S2, a unas profundidades de 16 y 7 m de profundidad, respectivamente:

Evento S5

En este nivel se han localizado varios diques de arena de entre 2 y 4 mm de espesor y longitudes entre 10 y 56 cm. La traza es muy regular, ajustándose a un plano que tiende a la

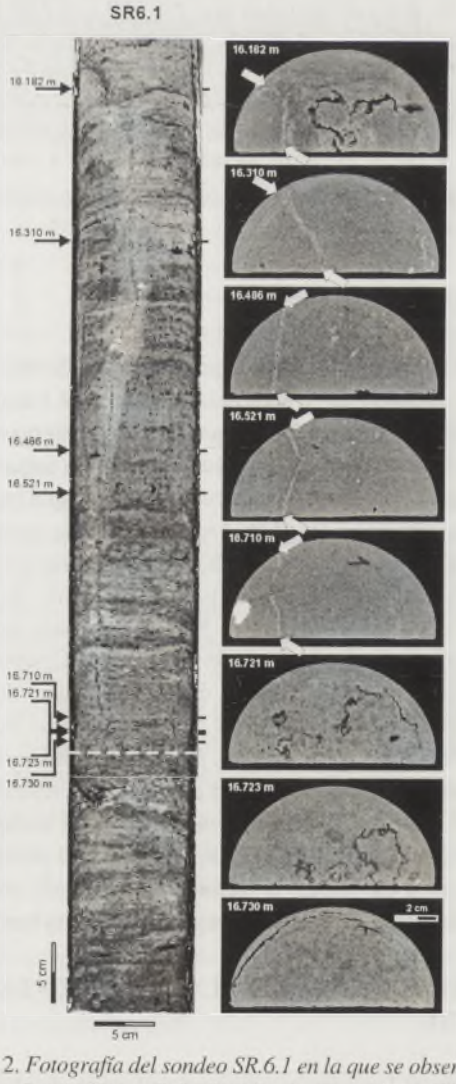


FIGURA 2. *Fotografía del sondeo SR.6.1 en la que se observa un dique de arena. Las imágenes de la derecha corresponden a tomografías de R-X en las que se puede apreciar la disposición planar del dique.*

FIGURA 3. *Esquema explicativo y fotografía de sondeo de una estructura de colapso asociada a un dique de arena.*

verticalidad, no es una estructura tubular, hecho que se puede contrastar en las tomografías de R-X (Fig. 2). El material licuefactado es arena silícea de grano fino bien seleccionada. El encajante son limos con margas y pasadas arcillosas ricas en materia orgánica (Fig. 2). Estas estructuras se han identificado en los sondeos SR6.1, SR6.2 y SR6.3 y correlacionado con el sondeo SR1. En este último se han observado estructuras de colapso en la capa de arenas licuefactada asociado a la pérdida de material (Fig. 3). También destacamos la deformación encontrada en sedimentos no licuefactados, como capas ricas en materia orgánica, debidas a la posible compactación de los limos encajantes tras los efectos de la cizalla cíclica de las ondas sísmicas y al ascenso de arenas (Fig. 4). Las dataciones de C14 para este evento dan una edad comprendida entre 10.350 – 9.750 años (a. C.).

Evento S2

Dentro de este nivel se observan dos tipos de deformaciones: estructuras en champiñón y deformación frágil-dúctil. Las primeras son limos sin contenido en arcillas que intruyen dentro de limos margosos ricos en materia orgánica que actúan como capas confinantes. Sus dimensiones son de unos 3 cm de altura y 4-5 cm de ancho en la parte superior (Fig. 5A). En otros puntos de la cuenca se identifican deformaciones que pasan de dúctiles en superficie a frágiles en profundidad en un intervalo de 40 cm (Fig. 5B). La componente principal de la deformación es extensiva, con desarrollo de fallas normales y *boudins* en la materia orgánica y limos. Esta gradación se debe al aumento de la litificación con la profundidad. Las dataciones de la materia orgánica mediante C^{14} para este evento dan una edad comprendida entre 4.160 – 3.820 años (a. C.).

DISCUSIÓN

Debido a las bajas tasas de sedimentación del lago y a la ausencia de cuerpos sedimentarios que pudiesen ejercer cargas bruscas sobre estos sedimentos podemos descartar los efectos de sobrecarga puntual en el tiempo que pudiesen generar licuefacción. Al encontrarnos permanentemente bajo lámina de agua, (sólo se han identificado fenómenos de oxidación o paleosuelos en un único nivel de la serie, S4), también se pueden eliminar los efectos de elevaciones bruscas del nivel freático. Las licuefacciones e intrusiones de materiales siempre se producen bajo condiciones de gradiente de densidades normal (sedimentos menos densos que se apoyan sobre materiales más densos). Los gasterópodos encontrados (Magny, 1992) y los abundantes restos vegetales indican el inicio del periodo interglaciar posterior al Würn, confirmado con las dataciones de C^{14}. Por este motivo se pueden eliminar la posibilidad de estructuras de deformación de origen glaciar.

Las intrusiones de arena (S5) son planos, por lo que corresponden a fenómenos de licuefacción sísmica (Li *et al.*, 1996), muy similares a las propuestas como sísmicas por diferentes autores (Obermaier, 1996; Rodríguez Pascua *et al.*, 2000). Las estructuras en champiñón (S2) muestran las mismas características que las interpretadas como sísmicas por Hempton y Dewey (1983) en sedimentos lacustres. La gradación de deformación dúctil a frágil (S2) es similar a las descritas por Seilacher (1969) y Nichols (1994). La magnitud sísmica inferida de diques de arena está comprendida entre 5 y >8, mientras que las estructuras en champiñón estarían entre 5 y 6,5 (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000).

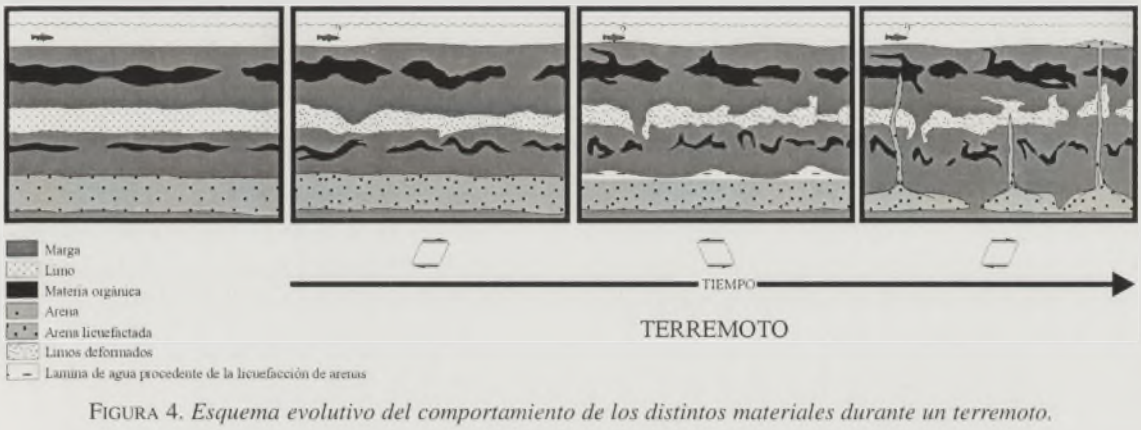


FIGURA 4. *Esquema evolutivo del comportamiento de los distintos materiales durante un terremoto.*

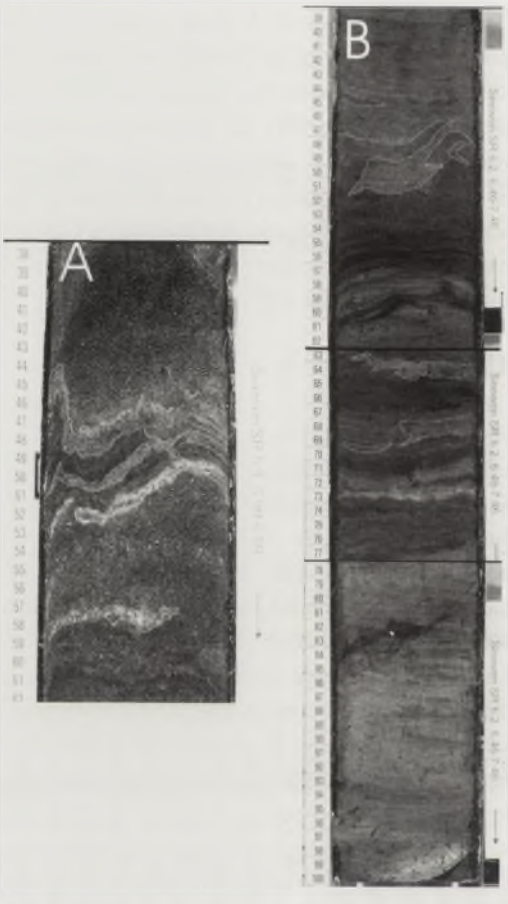


FIGURA 5. *Fotografías del testigo de sondeo del evento S2: A) estructura en champiñón; B) estrato distorsionado en el que se puede observar cómo va cambiando la deformación de techo a muro, pasando de dúctil a frágil (fallas normales).*

CONCLUSIONES

Se han identificado sendos eventos sísmicos en el registro sedimentario del lago Seewen previos al destructivo terremoto de Basel de 1356, ambos de magnitud superior a 5,5 (límite de la licuefacción) y edades de 10.350 – 9.750 y 4.160 – 3.820 años (a. C.). El más antiguo está registrado mediante diques de arena y estructuras de colapso, generadas estas últimas por la migración de material licuefactado a la superficie. El más reciente está representado por estructuras en champiñón y estratos distorsionados con gradación de la deformación frágil (fallas normales) con la profundidad. En ambos niveles se han podido descartar fenómenos no sísmicos que pudiesen generar estas estructuras, que además son correlacionables en toda la cuenca. Por tanto, los dos eventos tendrían origen sísmico y corresponderían a terremotos con magnitudes superiores a 5 – 5,5, para el primero y entre 5 y 6,5, para el segundo, acaecidos en los últimos 10.000 y 5.000 años en un área en el que solo se registró un gran terremoto histórico destructivo (Basel 1356).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está enmarcado el proyecto: "*Searching for past earthquakes in Swithzerland: PALEOSIS*"; financiado por el ETH de Zurich, Universidad de Zurich, SNF (Swiss National Science Foundation) y HSK (Swiss Federal Nuclear Safety Inspectorate).

REFERENCIAS

Becker, A., Davenport, C. Haeberly, W., Burga, C., Perret, R., Flisch, A. y Keller, W. (2000): The Fulnau landslide and former Lake Seewen in northern Swiss Jura Mountains. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 93: 291-305.

Becker, A., Davenport, C. y Giardini, D. (2002): Paleoseismicity studies on end – Pleistocene and Holocene lake deposits around Basle, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 149: 659-678.

Hempton, M.R. y Dewey, J.S. (1983): Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98: T7-T14.

Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S. y Obermeier, S.F. (1996): Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24(2): 171-174.

Magny, M., (1992): Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21: 319-334.

Megharaoui, M., Delouis, B., Ferry, M., Giardini, D., Huggenberger, P., Spottke, I. y Garnet, M. (2001): Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel Earthquake. *Science*, 293: 2070-2073.

Nichols, R.J., Sparks, R.S.J. y Wilson, C.J.N. (1994): Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, 41: 233-253.

Obermeier, S.F. (1996): Use of liquefaction – induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo – earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1 – 76.

Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez Gras, D. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117 – 135

Seilacher, A. (1969): Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.

Propagación de las deformaciones plio-cuaternarias del frente del Rif hacia el antepaís

J. Galindo-Zaldívar[1], A. Chalouan[2], P. Ruano[1], K. Bargach[2], A. Chabli[2], C. Marín Lechado[3], M. Akil[2], C. Sanz de Galdeano[4], M. Ahmamou[2], A. Jabaloy[1], L. Gourari[5] y M. Benmakhlouf[6]

1 Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada,18071 Granada, España. jgalindo@ugr.es, pruano@ugr.es, jabaloy@ugr.es
2 Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V Agdal, Rabat, Maroc. chalouan@fsr.ac.ma
3 Instituto Geológico de España, C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. cmarin@ugr.es
4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, C.S.I.C.-Universidad de Granada, 18071-Granada, España. csanz@ugr.es
5 Faculté des Sciences de Dhar el- Mahraz, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fes. Maroc
6 Département de Géologie, Faculté des Sciences de Tétouan. Maroc.

ABSTRACT

The frontal part of the Rif is constituted by the Prerif Ridges, grouped into two tectonic arcs, separated by the Volubilis Depression. The southern branch of these tectonic arcs is formed by south vergent folds, sometimes related to reverse faults. They determine the northern boundary of the Saïss Basin and represent, together with the Gharb Basin, the foreland basins of the Rif. South of the Saïss Basin is located the Meseta and Middle Atlas that constitute the foreland. The Plio-Quaternary deformation related to the convergence of the Eurasian and African plates are propagated towards the mountain front, where southwards and south-eastwards vergent thrusts, affecting up to Plio-Quaternary rocks, have been recognized. In addition, folding affects also Plio-Quaternary conglomerates that are tilted locally up to subvertical or reverse dips. The foreland basins underwent both N-S extension, as a consequence of the flexure of the crust, and also local compression, probably as consequence of the southwards propagation of reverse faults of the mountain front. The foreland is also affected by recent deformation although with a lower intensity. Joints and some normal and strike-slip faults, points to a variable stress field including a roughly N-S compression.

Key words: *Plio-Quaternary, tectonics, Rif, foreland, Morocco.*

INTRODUCCIÓN

El Rif, junto con la Cordillera Bética, constituye una zona de defomación alpina asociada al límite entre las placas Euroasiática y Africana, si bien, en esta región de deformación distribuida no se puede establecer con precisión el límite de placas. Los modelos recientes indican un acortamiento en dirección NO-SE que aumenta de Oeste a Este desde 4 mm/año hasta 6 mm/año en el extremo oriental del Rif (De Mets *et al.*, 1990). Las Cordilleras Béticas y el Rif describen un arco tectónico en el que las deformaciones alpinas son más intensas que en los sectores adyacentes: la meseta española y marroquí. En la parte meridional de este arco tectónico se encuentran las Dorsales Prerifeñas que constituyen un conjunto de elevaciones agrupadas en dos arcos separados por la Depresión de Volubilis (Fig. 1). El arco exterior limita con las depresiones de Saïss al Sur y el Gharb al Oeste, que representan las cuencas de antepaís. Al Sur de estas cuencas afloran materiales de la Meseta Marroquí y del Medio Atlas, que constituyen el zócalo del Rif compuesto por un zócalo afectado por deformaciones variscas, sobre el que se sitúa una cobertera mesozóica.

El objetivo de este trabajo es analizar las deformaciones recientes que afectan al frente de la Cordillera del Rif y establecer las características de su propagación hacia la cuenca frontal de la cordillera y el antepaís. Para ello se analizarán en detalle las deformaciones recientes en algunas de las dorsales prerifeñas, en sectores de la Cuenca de Saïss y del antepaís.

DEFORMACIONES EN LAS DORSALES PRERIFEÑAS, LA CUENCA DE ANTEPAÍS Y EL ANTEPAÍS

Entre el manto Prerifeño, compuesto esencialmente por un conjunto olistostrómico que en el que afloran esencialmente margas de edad Cretácico a Mioceno y la Cuenca de Saïss, rellena por materiales neógenos, se sitúan las Dorsales Prerifeñas (Fig. 1). Estas dorsales muestran una estructura antiformal. Su desarrollo reciente y su núcleo compuesto por calizas jurásicas resistentes a la erosión hace que representen una alineación montañosa constituida de O a E por los jbeles Kefs, Kheloua, Zerhoun, Kanoufa, Nesrani, Thrat y Zalarh (Fig. 1). Los pliegues que desarrollan estas dorsales son generalmente de vergencia sur y llevan a veces asociadas cabalgamientos (Bargach *et al.*, 2004). No

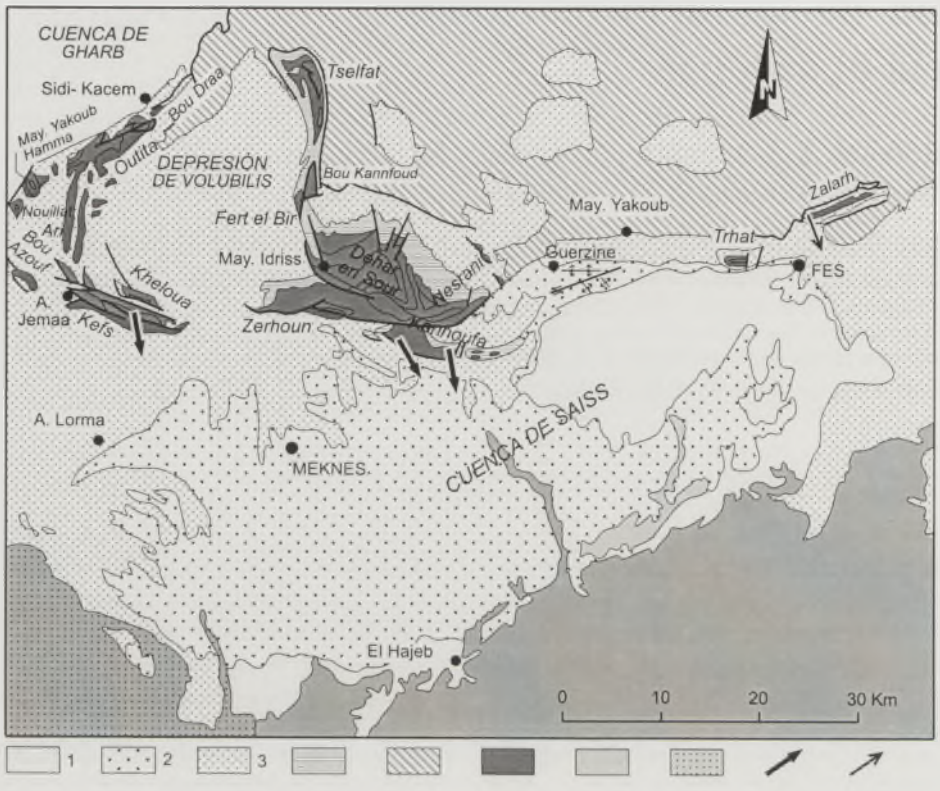


FIGURA 1. *Esquema geológico del sector frontal de la Cordillera Rifeña. 1:Rocas sedimentarias cuaternarias y coladas volcánicas. 2: Rocas sedimentarías del Plioceno, esencialmente areniscas. 3:Rocas sedimentarias del Mioceno superior. 4: Rocas sedimentarias del Mioceno medio. 5: Prerif Externo y olistostromas. 6: Dorsales prerifeñas. 7: Atlas. 8: Meseta. 9: Desplazamiento de los bloques de techo en fallas de bajo ángulo que limitan las dorsales prerifeñas. 10: Desplazamiento de los bloques de techo en fallas de bajo ángulo.*

obstante, el estudio detallado de estos pliegues muestra diferencias en el estilo de la deformación. La situación actual de los jbeles está condicionada probablemente por la distribución de las antiguas cuencas triásicas de orientación NE-SO. La acumulación de arcillas y margas con yesos en estas cuencas, tal y como indican los datos geofísicos (Zizi, 1996) constituye un nivel de despegue en las Zonas Externas de la Cordillera Rifeña, probablemente aprovechado para la localización de las deformaciones alpinas.

Los jbeles más orientales, de Zalarh y Thrat están constituidos por pliegues de vergencia sur en los que el flanco meridional es vertical o incluso invertido (Fig. 2). Sin embargo, no llegan a observarse en superficie cabalgamientos importantes en dicho flanco, aunque podrían existir en profundidad. La presencia de conglomerados plio-cuaternarios deformados por el pliegue y que actualmente muestran estratificación vertical, el fuerte encajamiento de la red fluvial, con el desarrollo de varios niveles de terrazas, así como la existencia de deslizamientos de ladera, indican una edad reciente de desarrollo de estos pliegues. En el jbel Zalarh se han identificado estrías en algunas fallas secundarias con superficies subhorizontales, situadas en el flanco meridional, que indican una traslación al SSE. En el jbel Thrat, los conglomerados plio-cuaternarios tienen cantos estriados que indican una compresión subvertical asociada a un elipsoide de esfuerzos prolato. Si se restituye el pliegue y se considera que las estriaciones se formaron cuando la estratificación era subhorizontal, se obtiene también una dirección de compresión N-S (Fig. 1). Por todo ello, tanto los pliegues como las estructuras frágiles menores identificadas en las dorsales orientales indican un acortamiento reciente en dirección N-S.

Las dorsales más occidentales muestran, además, el desarrollo de cabalgamientos que llegan a cortar a los pliegues y que a veces representan la estructura más importante. Este es el caso de los jbeles Kannoufa (Fig. 2) y Zerhoun. Las observaciones de campo indican la presencia en los frentes meridionales de cabalgamientos con desplazamiento de los bloques de techo hacia el S que llegan a afectar a depósitos cuaternarios. Éstos son probablemente los responsables de los terremotos históricos que afectaron la región, tales como el de Meknes de 1755 (Moratti *et al.*, 2003)

La deformación en la cuenca de Saïss tiene un carácter variable. En ella se identifican generalmente fallas normales conjugadas recientes que indican una dirección de extensión N-S a radial, sobre todo en las proximidades del frente de las dorsales prerifeñas (Fig. 3). Sin embargo, al SE de Fez se han observado estructuras compresivas representadas por algunos pliegues y una falla inversa de actividad reciente que podría representar la propagación hacia el Sur de las

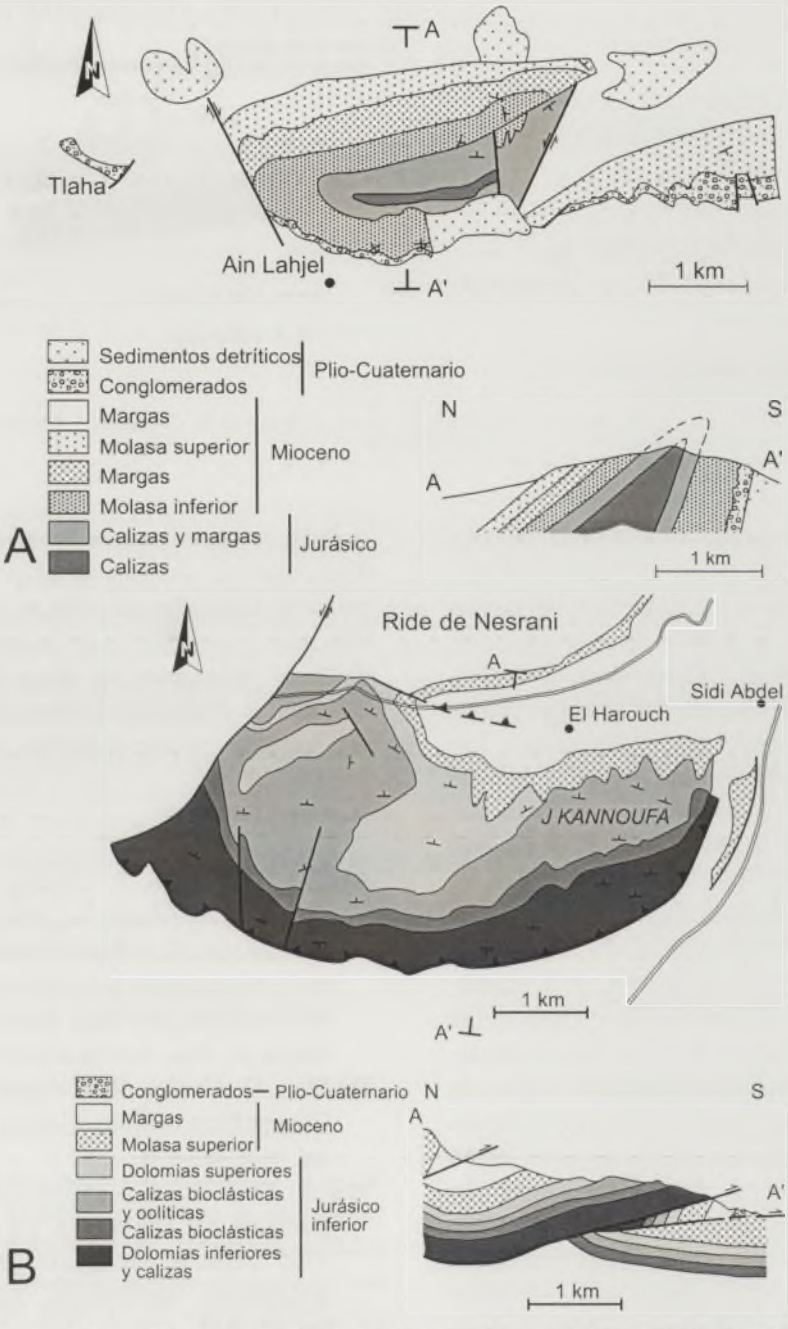


FIGURA 2. *Esquema tectónico y cortes geológicos de las dorsales prerifeñas. A) Jbel Thrat. B) Jbel Kannoufa.*

deformaciones asociadas a las dorsales prerifeñas. El borde meridional de la depresión, aunque a veces está también afectado por fallas normales de actividad plio-cuaternaria, muestra una deformación moderada. Además se desarrollan en este sector pliegues muy abiertos.

Las deformaciones del antepaís han sido estudiadas en la región de Rabat, ya que la presencia de depósitos litorales constituidos por niveles marinos y eólicos dispuestos en distintas terrazas marinas de edad Plioceno a actual, permiten confirmar su actividad reciente. Esta región está afectada esencialmente por juegos de diaclasas subverticales y algunas fallas tanto normales como en dirección. El análisis de las deformaciones frágiles indica la existencia de una dirección de compresión dominante NNE-SSO, aunque también se detectan permutaciones locales de los esfuerzos principales y existen sectores en los que se han determinado compresiones perpendiculares y extensión radial.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La propagación de la deformación asociada a la convergencia actual en dirección NO-SE entre Eurasia y África se transmite hasta el frente meridional de la Cordillera del Rif aunque se modifica por la existencia de heterogeneidades

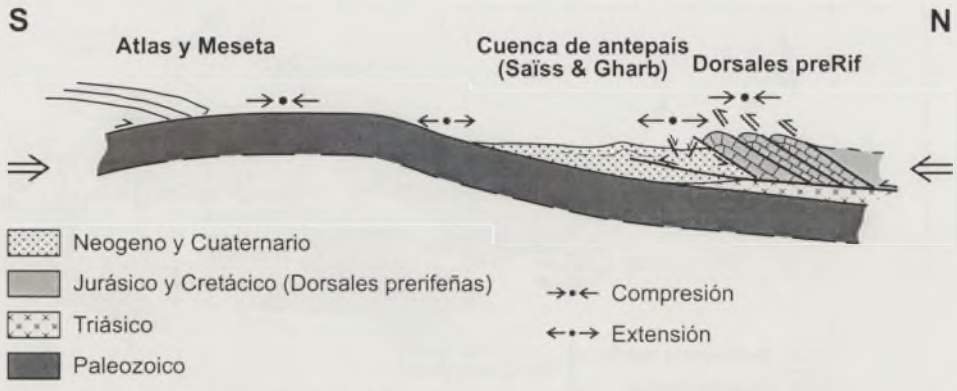


FIGURA 3. *Modelo tectónico de propagación de la deformación desde el frente de la Cordilleras Rifeñas hacia el antepaís.*

previas en la corteza. Las deformaciones de edad miocena produjeron una traslación hacia el SO del Manto Prerifeño y el desarrollo de dos arcos tectónicos que constituyen las dorsales prerifeñas. No obstante las deformaciones más recientes, de edad Plio-Cuaternario, muestran un acortamiento en dirección N-S a NNO-SSE, con una cierta variabilidad cuando se analizan en detalle las direcciones. Las dorsales prerifeñas con mayor actividad tectónica reciente son las que se sitúan en la rama meridional de los arcos tectónicos y dentro de ellas sus flancos meridionales son más activos que los septentrionales. Todo ello sugiere que mientras que la evolución inicial del frente del Rif estuvo determinada por la formación de arcos tectónicos, y la traslación relativa hacia el O–SO de sus Zonas Internas, en la actualidad predomina en este sector el acortamiento en dirección NO-SE entre las placas Europea y Africana. Esta deformación se propaga hacia el antepaís produciendo campos de esfuerzo variables (Fig. 3). La cuenca de antepaís (llanura de Saïss) muestra estructuras tanto compresivas como extensivas en dirección N-S. La compresión se relaciona con la propagación de los cabalgamientos del frente del Prerif, mientras que la extensión se asocia a los procesos de flexura del zócalo bajo la cuenca de antepaís, producida por el emplazamiento de la Cordillera Rifeña en su borde septentrional (Fig. 3). Finalmente y de forma mucho más atenuada, la compresión se propaga hacia el antepaís, representado por el Medio Atlas y la Meseta Marroquí. El carácter débil del campo de esfuerzos en estas regiones favorece la permutación de los ejes de esfuerzo, por lo que también se identifican en estaciones de medida próximas direcciones de compresión perpendiculares e incluso de extensión radial. Por todo ello, no se puede definir un límite neto para la propagación de las deformaciones alpinas asociadas al límite entre las placas Euroasiática y Africana, aunque sí se observa que la intensidad de las deformaciones, que reactivan estructuras previas, disminuye hacia el Sur.

REFERENCIAS

Bargach, K., Ruano, P., Chabli, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Jabaloy, A., Akil, M., Ahmamou, M., Sanz de Galdeano, C. y Benmaklouf, M. (2004): Recent tectonic deformations and stresses in the frontal part of the Rif Cordillera and Saïss Basin (Fes and Rabat regions, Morocco). *Pure and Applied Geophysics*, 161: 521-540.

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990): Current Plate motions, *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.

Moratti, G., Piccardi, L., Vannucci, G., Belardinelli, M.E., Dahmani, M., Bendkik, A. y Chenakeb, M. (2003): The 1755 'Meknes' earthquake (Morocco): field data and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics*, 36: 305-322.

Zizi, M. (1996): Triassic-Jurassic extension and Alpine inversion in Northern Morocco. En: *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of Alpine basins and forelands* (P.A. Ziegler y F. Horvath, Eds.), Mémoires du Museum Nationale d'Histoire Naturèlle, Paris, 87-101.

Desarrollo simultáneo reciente de pliegues y fallas en las Cordilleras Béticas: la Falla de Zafarraya y el Pliegue de Sierra Tejeda

J. Galindo-Zaldívar[1], A.J. Gil[2], M.J. Borque[2], F. González-Lodeiro[1], A. Jabaloy[1], C. Marín-Lechado[3], P. Ruano[1] y C. Sanz de Galdeano[4]

1 Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada. jgalindo@ugr.es, lodeiro@ugr.es, jabaloy@ugr.es, pruano@ugr.es
2 Dpto. de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Univ. de Jaén, Virgen de la Cabeza 2, 23071 Jaén. ajgil@ujaen.es, mjborque@ujaen.es
3 Instituto Geológico y Minero de España, Urb. Alcázar del Genil, Edificio Zulema, nº 4 Bajo, 18006 Granada. cmarin@ugr.es
4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra- CSIC- Univ. de Granada, Facultad de Ciencias, 18071 Granada. csanz@ugr.es

ABSTRACT

The present-day relief of the Betic Cordilleras is the result of the interaction between kilometre-sized folds and faults that developed since the Late Miocene, by the oblique convergence between the Eurasian and African plates. Folds clearly determine the E-W orientation of the main mountain ranges and valleys in the central Betic Cordillera. Although faults have a complex kinematic evolution, the most abundant faults are normal, and NW-SE and E-W oriented sets are well developed. The study of the Zafarraya fault and the Sierra Tejeda antiform, by field observations and the installation of a new GPS network, provides new data to discuss their relationships. The present-day NW-SE horizontal shortening is compatible with the development of the NW-SE extensional fault system located in the southwest periclinal end of the folds. However, the simultaneous development of E-W oriented normal faults and folds may be a consequence of the accommodation of blind thrust structures that join in a detachment level where most of the seismicity of the region is concentrated.

Key words: *Betic Cordilleras, recent deformation, fault, fold, GPS network.*

INTRODUCCIÓN

Las Cordilleras Béticas son el resultado de las deformaciones compresivas y extensivas asociadas al límite entre las placas Euroasiática y Africana. El movimiento relativo actual es de 4 mm/año y produce una convergencia oblicua en dirección NO-SE (De Mets *et al.*, 1990). Este movimiento se acomoda en una amplia banda con deformación distribuida que incluye además las Cordillera Rifeñas y el Mar de Alborán.

Los relieves actuales del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas, esencialmente de sus Zonas Internas, se han desarrollado desde el Tortoniense hasta la actualidad, tal y como indica la presencia de calcarenitas marinas a cotas variables que llegan a superar en algunos puntos 1.500 m.s.n.m. Además, los datos de huellas de fisión en materiales de los complejos metamórficos que constituyen las Zonas Internas, esencialmente en el Complejo Nevado-Filábride (Johnson, 1997), también apoyan la edad post-Tortoniense para la formación del relieve actual. Esta elevación es posterior a las principales etapas de metamorfismo y de deformación dúctil que terminan en el Mioceno inferior.

Las principales estructuras con actividad tectónica reciente que se identifican en la región son pliegues de tamaño kilométrico y orientación E-O, generalmente asimétricos y algunos de ellos con vergencia N, que determinan la formación de las principales alineaciones montañosas: Sierras de Tejeda, Almijara, Contraviesa y Gádor, junto a la costa, y Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres y Sierra de Las Estancias, hacia el N (Fig. 1). Sierra Alhamilla, situada en el sector oriental de las Cordilleras, constituye una antiforma paralela a las anteriores, cuyo desarrollo ha sido estudiado en detalle por Weijermars *et al.* (1985). Además existen numerosas fallas, con cinemática compleja que indica el carácter polifásico de las deformaciones. En el sector centro-oriental de las Cordilleras predominan las fallas de orientaciones E-O y NO-SE, que suelen tener un marcado régimen normal. La presencia de estas fallas contrasta con la actividad del sistema de fallas de salto en dirección, bien expuestas en el extremo oriental de las Cordilleras Béticas. Además, los datos de sismicidad indican la existencia de un nivel de despegue principal que estaría situado entre 10 y 20 km de profundidad (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997).

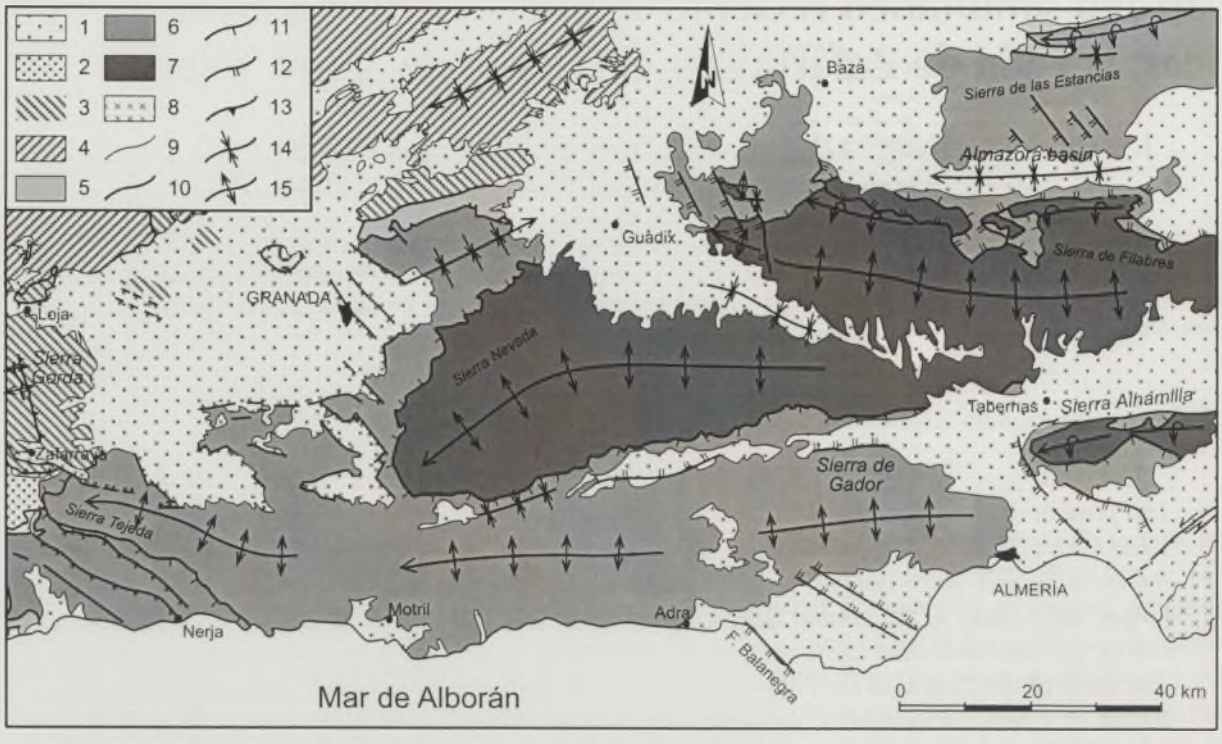


FIGURA 1. *Esquema tectónico de los principales pliegues y fallas recientes del sector central de las Cordilleras Béticas. 1: rocas del Mioceno superior y Plio-Cuaternario; 2: rocas del Mioceno medio e inferior; 3: Unidad Subbética Superior; 4: Unidad Subbética Intermedia; 5: Complejo Maláguide; 6: Complejo Alpujárride; 7: Complejo Nevado-Filábride; 8: Rocas volcánicas neógenas; 9: discordancia; 10: falla; 11: falla normal de bajo ángulo; 12: falla normal de alto ángulo; 13: falla inversa; 14: sinforma; 15: antiforma.*

El objetivo de este trabajo es relacionar la actividad reciente de los pliegues y las fallas dentro del contexto de convergencia en el que se desarrolla el relieve de la Cordillera Bética. Además se analizará con mayor detalle el desarrollo simultáneo de la Falla de Zafarraya y el Pliegue de Sierra Tejeda, sectores en los que se está instalando actualmente una red de GPS para establecer con mayor precisión su actividad tectónica actual.

LA FALLA DE ZAFARRAYA Y EL ANTIFORME DE SIERRA TEJEDA

En el sector central de las Cordilleras Béticas, la Falla de Zafarraya constituye una de las estructuras con mayores evidencias de actividad tectónica reciente (Figs. 1 y 2). Durante el terremoto de Andalucía de 1884 se observaron desplazamientos locales a lo largo de la falla que destruyó parte de los pueblos de la región (Zafarraya, Ventas de Zafarraya y Alhama de Granada, entre otros). Muñoz y Udías (1981) asignan a este terremoto una magnitud comprendida ente 6,5 y 7.

Las observaciones de campo indican que la longitud total de la falla supera los 15 km (Fig. 2) y corta el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. A lo largo de su trazado, la orientación de la falla varía entre E-O, al Sur de Zafarraya, y NO-SE, en la terminación occidental. La superficie de falla buza 60° al N y muestra varios juegos de estrías normales. El salto total es de varios centenares de metros, y desarrolla una cuenca endorreica, el Polje de Zafarraya, que está colmatado por sedimentos de edades comprendidas entre el Tortoniense y la actualidad. La cuenca es probablemente asimétrica, con su depocentro desplazado hacia la zona de falla.

Al sudeste de la Falla de Zafarraya se localiza Sierra Tejeda, que está formada por un antiforme de gran radio de eje E-O a ESE-ONO y una terminación periclinal hacia el O (Fig. 2). El desarrollo del antiforme ha producido un relieve positivo paralelo al eje del pliegue. El flanco meridional del antiforme está deformado por fallas de orientación ONO-ESE, con buzamientos predominantes hacia el SO, en las que se han encontrado evidencias de regímenes normales y transcurrentes. Estas fallas, a pesar de que se han desarrollado durante el Neógeno, muestran pocas evidencias de actividad reciente y prácticamente no deforman la línea de costa actual. No obstante, en otras terminaciones periclinales de pliegues, tales como en Sierra Nevada, este juego de fallas continúa activo en la actualidad con regímenes normales.

La instalación de una red de observación geodésica (Fig. 2) compuesta por 15 vértices de observación

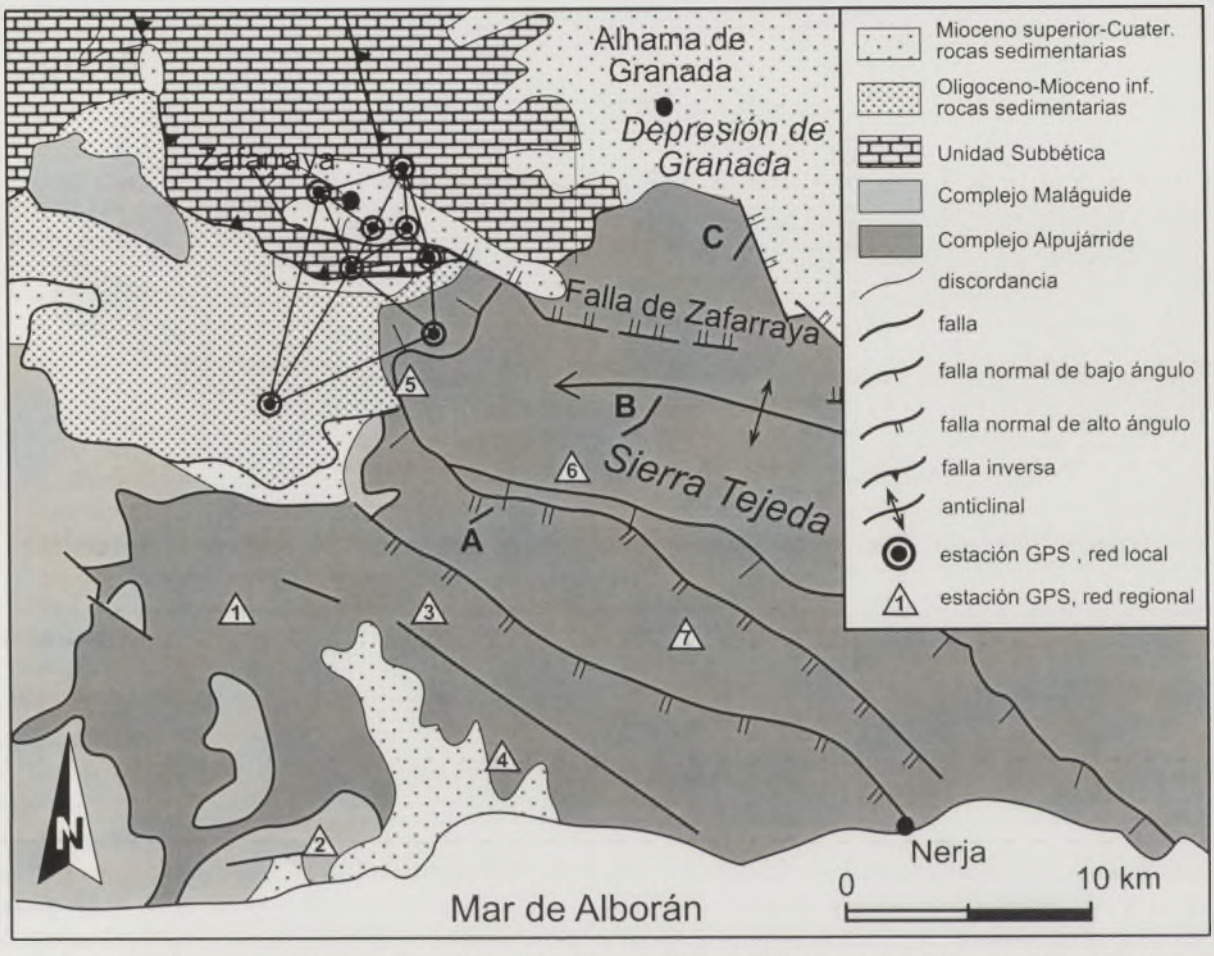


FIGURA 2. *Esquema tectónico y red de GPS en la región de la Falla de Zafarraya y el antiforme de Sierra Tejeda.*

mediante GPS, que se está terminando de instalar en la actualidad, puede permitir cuantificar mejor la deformación actual en la Falla de Zafarraya y el Antiforme de Sierra Tejeda. La red está compuesta por una red local en el área de Zafarraya y una red regional que se extiende hasta la línea de costa. En el futuro pretendemos estudiar las deformaciones tectónicas actuales también mediante perfiles de nivelación de alta precisión. Los resultados pueden contribuir a conocer mejor la relación entre el desarrollo de ambas estructuras.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En las Cordilleras Béticas centro-orientales, se produjo desde el Mioceno medio el desarrollo simultáneo de pliegues y fallas que interaccionaron entre sí. La presencia de un nivel de despegue con sismicidad actual, que constituye aproximadamente el nivel de compensación de los pliegues, divide la corteza en dos bloques con diferente comportamiento (Fig. 3). La actividad en el despegue cortical está probablemente relacionada con el acortamiento oblicuo en dirección NO-SE del límite entre las placas Euroasiática y Africana. En este marco, el desarrollo de fallas normales de orientación NO-SE y que indican una extensión NE-SO es compatible con dicho acortamiento. Estas fallas se localizan preferentemente en las terminaciones periclinales sudoccidentales de los pliegues, probablemente por la mayor facilidad en estos sectores para reactivar discontinuidades previas que también buzan con componente SO. La presencia de pliegues de orientación E-O y vergencia N podría relacionarse con la existencia en profundidad de rampas oblicuas o fallas ciegas, subparalelas al límite de placas y que tuviesen un salto transpresivo dextro. El desarrollo de estas fallas secundarias podría determinar la orientación E-O de los pliegues. La presencia en superficie de fallas normales subparalelas a los ejes de los pliegues, tales como la Falla de Zafarraya, podría ser consecuencia de la extensión y colapso en los arcos externos de las antiformas que constituyen las principales elevaciones montañosas. La cuantificación de las deformaciones actuales mediante la instalación de redes geodésicas contribuirá en el futuro a establecer las velocidades reales de deformación de estas estructuras tectónicas y mejorar los modelos de desarrollo simultáneo de pliegues y fallas que configuran el relieve actual de las Cordilleras Béticas.

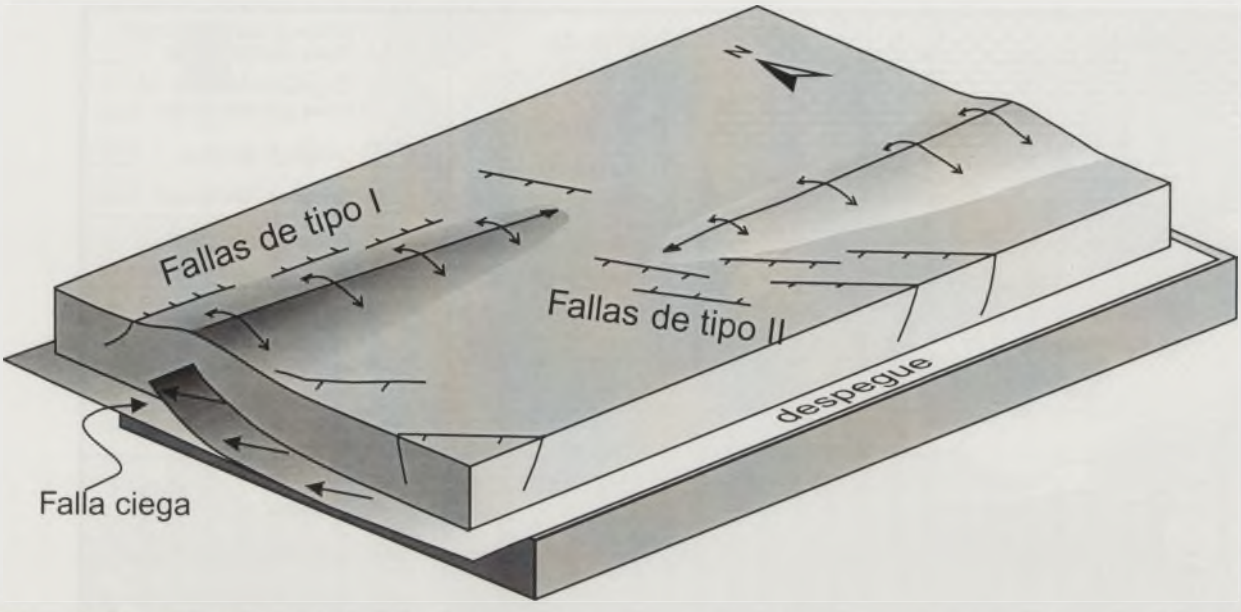


FIGURA 3. *Esquema tectónico del desarrollo simultáneo de pliegues con posibles fallas inversas ciegas y dos sistemas de fallas normales en el bloque de techo de un despegue. Las fallas de tipo I, tales como la Falla de Zafarraya, se producirían por extensión y colapso en el arco externo de las antiformas que constituyen los principales relieves de orientación E-O. Las fallas de tipo II responderían al campo de esfuerzos regional con dirección de extensión NE-SO.*

REFERENCIAS

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990): Current Plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.

Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997): Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16: 18-37.

Johnson, C. (1997): Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: an example from southern Spain. *Geology*, 25: 623-626.

Muñoz, D. y Udías, A. (1981): *El Terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Weijermars, R., Roep, Th.B., van den Eeckhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985): Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 64: 397-411.

Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Patzcuaro. Jarácuaro, Michoacán, México

V.H. Garduño-Monroy[1], M.A. Rodríguez-Pascua[2] e I. Israde-Alcantara[1]

1 UMSNH-IIM, Edif. "U" Ciudad Universitaria, Morelia, Mich., México. vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx, aisrade@zeus.ccu.umich.mx
2 Facultad de CC. Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo CEU, 28668 Boadilla del Monte, Madrid (Spain). marodpas@ceu.es

ABSTRACT

The Patzcuaro Lake shows 4 small volcanic islands and a sedimentary one, the Jaracuaro Island. This Holocene lake sediments are highly deformed by active faults. Four trenches were made for paleoseismic analysis and eight events were identified. The first event is the seismic landslide of the Estribo (25.000 years B.P.) with correlation in the whole lake basin. The six following events are related to fault activity, the youngest fault cuts soils with archeological evidences (3.000 years B.P.) and only one is related to liquefaction features.

Key words: *Patzcuaro Lake, active fault, trenching, lake sediments, peleoearthquake.*

INTRODUCCIÓN

El lago de Pátzcuaro se localiza en el sector NE del estado de Michoacán y es una cuenca endorreica de origen volcánico que ocupa una superficie de más de 50 km^2 y una profundidad máxima de 12 m. Dentro del lago existen cuatro islas, todas de origen volcánico a excepción de la isla de Jarácuaro, formada en su totalidad por sedimentos lacustres del Pleistoceno – Holoceno, con abundantes restos arqueológicos de la cultura purépecha en su Periodo Preclásico (3.000 años B.P.) (Fisher *et al.*, 2003). La sismicidad histórica e instrumental de la zona ha sido asociada siempre a la subducción de la Placa Pacífica bajo la Placa de Norteamérica. Sin embargo, en la zona estudiada aparecen fallas de actividad reciente (Pleistoceno - Holoceno) (Garduño Monroy *et al.*, 2003, Garduño Monroy *et al.*, 1997 y 1998) de longitud superior a 200 km y que serían capaces de generar terremotos tan destructivos como los de subducción, como es el caso de la Falla de Morelia – Acambay (Fig. 1). Sin embargo la actividad paleosísmica de estas fallas en el sector de Morelia-Pátzcuaro no ha sido documentada hasta el momento.

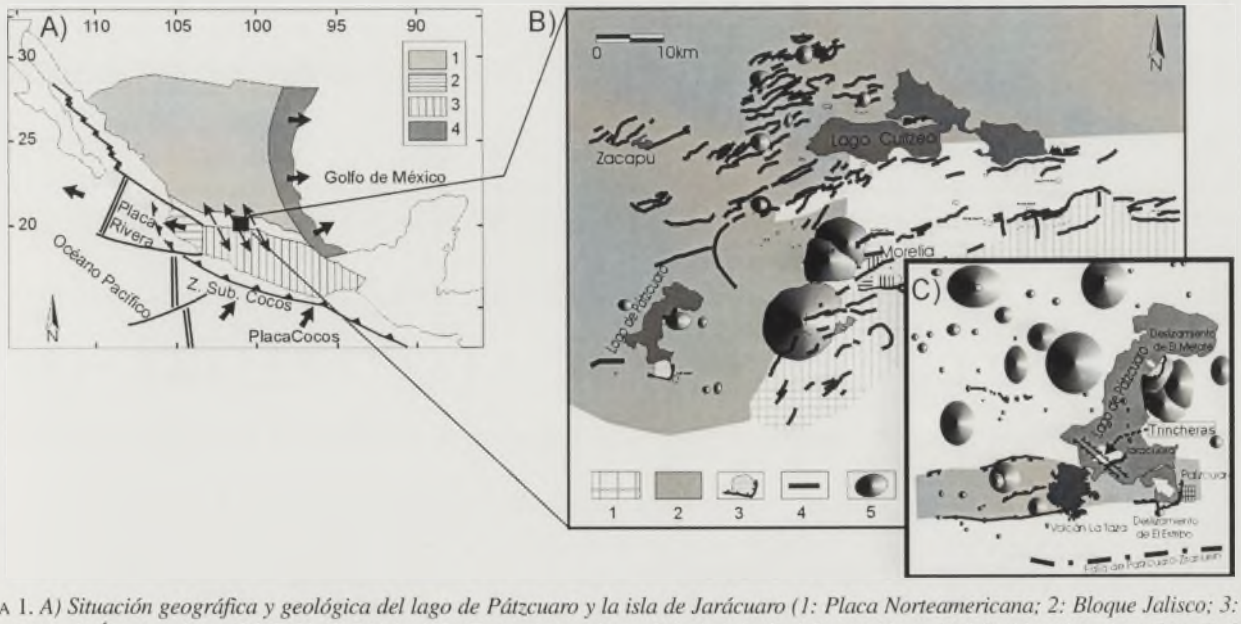


FIGURA 1. *A) Situación geográfica y geológica del lago de Pátzcuaro y la isla de Jarácuaro (1: Placa Norteamericana; 2: Bloque Jalisco; 3: Terrenos exóticos; 4: Área tectónica del Golfo de México). B) Esquema tectónico de la banda de deformación de la falla Morelia – Acambay (1: Secuencia volcánica miocena; 2: Corredor volcánico tarasco; 3: Depósitos de colapso y avalancha; 4: Fallas; 5: Volcanes monogenéticos y estratovolcanes). C) Esquema vulcanológico y estructural del lago de Pátzcuaro en el que se indica la ubicación de la isla de Jarácuaro y las trincheras realizadas.*

OBJETIVOS

Dentro de los sedimentos estudiados es posible identificar deslizamientos subacuáticos, deformaciones tectónicas generadas por fallas y estructuras de licuefacción. Por tanto, se ha trabajado en estos tres tipos de deformaciones para identificar terremotos en las calicatas realizadas. En los márgenes del lago se han podido delimitar dos grandes deslizamientos, el deslizamiento del Volcán del Estribo y del Volcán El Metate, ambos de origen sísmico y con una edad, el primero, inferior a 25.000 años. La identificación de estos eventos en las calicatas realizadas dentro del lago supone localizar unos buenos niveles de correlación de terremotos en la cuenca sedimentaria, además de ubicar espacio-temporalmente el resto de los sismos.

MARCO TECTÓNICO DEL LAGO DE PÁTZCUARO. LA FALLA DE MORELIA - ACAMBAY

El sistema de fallas de Morelia Acambay, de dirección general E-O, había sido descrito sólo en sus segmentos más orientales (Suter *et al.*, 2001). Sin embargo, los estudios realizados han revelado que estas fallas son visibles en la cuenca del lago de Pátzcuaro, y han sido las fallas E-O las que han gobernado la geometría de esa cuenca. La cuenca en sí fue modelada por la distribución del vulcanismo monogenético, el cual se encuentra concentrado sobre estructuras ENE-OSO y eventuales N-S. Los límites norte y sur de la cuenca lo constituyen dos alineamientos de conos volcánicos de dirección E-O. Al sur del lago se han localizado una serie de fallas normales que han cambiado la morfología del lago, levantando la isla de Jarácuaro (constituida en su totalidad de sedimentos lacustres) y generando el colapso del cerro El Estribo (Garduño-Monroy *et al.*, 1998). Los estudios geoeléctricos revelan que sobre la isla de Jarácuaro no existe un cuerpo intrusivo asociado a este levantamiento. Sin embargo, un cuerpo magmático de 8.000 años (Volcán de La Taza) genera un levantamiento de las secuencias lacustres de más de 40 m, haciendo migrar al lago a su geometría actual.

ESTUDIO DE FALLAS ACTIVAS EN CALICATA

Las calicatas realizadas se localizan en el margen sur de la isla de Jarácuaro, en una de sus zonas más elevadas (Fig. 1). Para la ubicación de las trincheras se han realizado estudios de fotointerpretación, imágenes de satélite Spot, topografía de detalle y estudios de campo. Con estos trabajos se han podido identificar las trazas de las fallas más recientes, todas ellas del Holoceno, con un claro reflejo en la topografía de la isla. A continuación se pasará a hacer una breve descripción de las deformaciones identificadas y de los eventos sísmicos deducidos en cada calicata.

Calicata 1

Tiene dirección NNE-SSO, una longitud de 15 m y una profundidad de 3 a 4 m. Se trató de cortar una estructura ENE-OSO con bloque hundido al Sur. En esta trinchera sólo se observó un fallamiento normal de dirección NE-SO afectando a los suelos con cerámica de la Isla de Jarácuaro (3.000 años B.P.). En la base se logró identificar una estructura de un deslizamiento subacuático afectado por el fallamiento normal, el cual se puede correlacionar con el deslizamiento del Estribo (< 25.000 años). Por tal motivo se decidió hacer la zanja 2 para observar esta ultima deformación, utilizando esta primera trinchera como "cata" preliminar.

Calicata 2

Tiene dirección N120E, longitud de 17 m y profundidad de 4 a 6 m (Fig. 2). En esta excavación se distinguieron seis unidades sedimentarias, asociadas a diferentes etapas sedimentarias del lago que posiblemente estén ligadas a la activi-

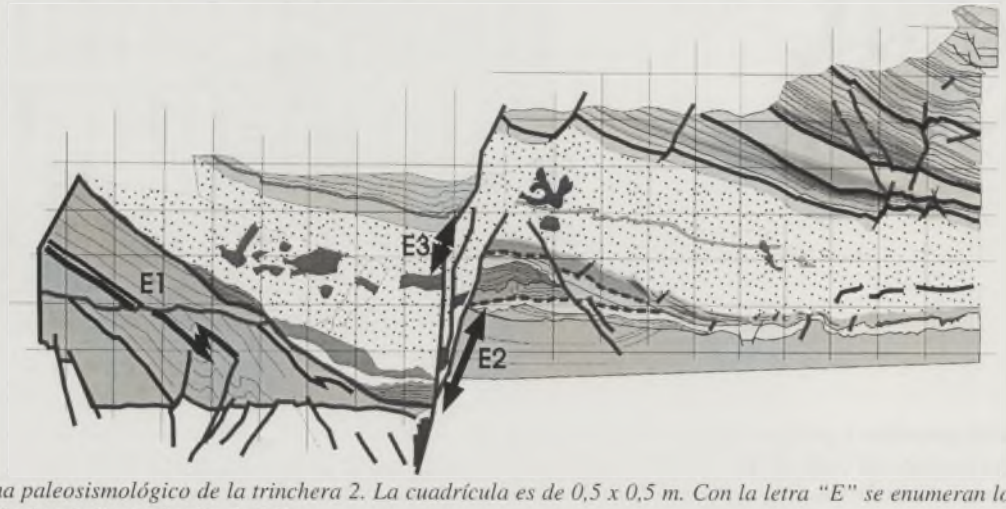


FIGURA 2. *Esquema paleosismológico de la trinchera 2. La cuadrícula es de 0,5 x 0,5 m. Con la letra "E" se enumeran los diferentes eventos sísmicos. Las flechas indican el salto de falla.*

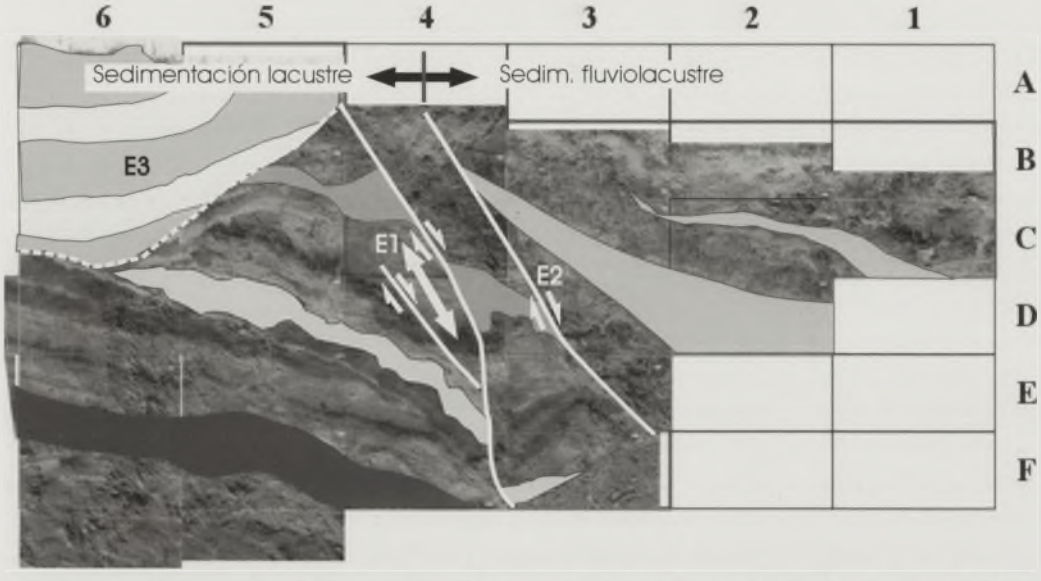


FIGURA 3. *Esquema paleosismológico de la trinchera 3. La cuadrícula es de 0,5 x 1 m. Con la letra "E" se enumeran los diferentes eventos sísmicos. Las flechas indican el salto de falla.*

dad tectónica. Estas unidades están cortadas por cuatro tipos de fallas; el más antiguo corresponde a fallas subhorizontales, las cuales son cortadas por abundantes normales y éstas desplazadas por fallas inversas de bajo buzamiento. Estas fallas inversas, *slumps* asociados al deslizamiento del Estribo, son cortados por grandes fallas normales subverticales de dirección ENE-OSO o NE-SO, con dos saltos de 0,6 y 0,7 m. Este último desplaza suelos con cerámica de 0,4 a 0,5 m.

Calicata 3

La excavación fue más corta, 6 x 2,5 m y está orientada N130E (Fig. 3). El contraste de tonalidades en la litología permite distinguir cuatro unidades litológicas importantes. Las dos primeras están afectadas por fallas normales y separadas por discordancias de tipo angular e indicando dos etapas sedimentarias diferentes controladas por la tectónica. La unidad inferior corresponde a las arcillas afectadas por deslizamientos (*slumps)* asimilables al del Estribo, y la segunda a sedimentos de una cuenca más estable. Por encima se observan microconglomerados y arenas que erosionan a las unidades anteriores y dan una componente más fluviolacustre al sistema. Las dos fallas normales que afectan a estos sedimentos tienen una dirección N055E, con sendos saltos de falla de 0,74 m, el primero, y superior a 2,6 m, el más reciente. El tercer evento vendría marcado por una etapa de somerización del lago con un basculamineto posterior de las capas hacia el NE.

Calicata 4

Está orientada N130E, con una longitud de 19 m y una profundidad máxima de 4 m (Fig. 4). La excavación mostró nuevamente el fallamiento con planos subhorizontales y desplazamientos métricos consecuencia del deslizamiento del Estribo. Todo está afectado por fallas normales, alcanzando una alta complejidad estructural. Se han identificado un total de 6 eventos sísmicos asociados exclusivamente a fallas normales, a los que hay que sumar

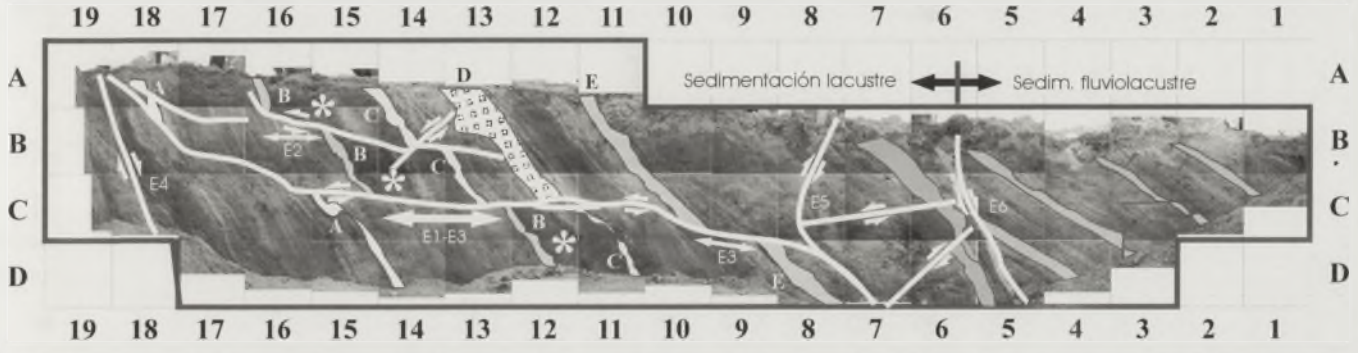


FIGURA 4. *Esquema paleosismológico de la trinchera 4. La cuadrícula es de 1 x 1 m. Con la letra "E" se enumeran los diferentes eventos sísmicos. El asterisco indica la localización de sismitas, el resto de letras la correlación entre capas y las flechas marcan el salto de falla.*

el deslizamiento del Estribo y un evento asociado a estructuras de licuefacción. Las fallas normales que produjeron los tres primeros eventos tenían un buzamiento de 50º hacia el SE y los saltos de falla de los tres eventos, ordenados de más antiguo a más moderno, son: 1, 0,9 y 0,8m. Posteriormente se genera la falla que aparece en el extremo SE de la trinchera, de dirección N065E y buzamiento 70º NO, produciendo un salto superior a 2,5 m y el basculamiento de las fallas anteriores hasta su horizontalización. A continuación se generan dos fallas lístricas con sendos saltos superiores a 3,2 y 2,5 m, respectivamente. La última falla separa la sedimentación netamente lacustre de la fluviolacustre como se había observado en la trinchera 3

Por tanto, quedan registrados al menos 6 eventos sísmicos asociados a saltos de falla posteriores al deslizamiento sísmico del Estribo (<25.000 años) y otro deducido a partir de estructuras de licuefacción. Estos son resultados preliminares hasta que dispongamos de dataciones de C^{14} que nos permitan hacer una correlación más precisa de eventos.

CONCLUSIONES

Los sedimentos lacustres del Pleistoceno-Holoceno del lago de Pátzcuaro están intensamente deformados por la actividad sísmica de fallas dentro del propio lago. Esto produce una alta desorganización en la serie estratigráfica y una alta complejidad estructural, variable a escala métrica, lo que hace replantearse las metodologías basadas en sondeos aislados que se han utilizado hasta el momento para el estudio de la sedimentología de estos lagos. De las 4 trincheras realizadas hasta el momento podemos deducir la presencia de al menos 7 paleoterremotos comprendidos entre los 25.000 y 3.000 años de antigüedad. Estos eventos de han deducido a partir de saltos de falla (en algunos casos superiores a 3 m), deslizamientos (subacuáticos y superficiales) y estructuras de licuefacción (sismitas).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación: "Estudio de Paleosismología de los segmentos orientales del sistema de falla Morelia-Acambay, Michoacán, Méjico". CONACYT de Méjico. Nº de proyecto: 37334 – T. Agradecemos a Mª Ángeles Perucha Atienza su ayuda en el trabajo de campo.

REFERENCIAS

Fisher, T. C., Pollard, H., Israde, I., Garduño, V.H. y Banerjee, S. (2003): A reexamination of Human- Induced Environmental change within the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100(8): 4957-4962.

Garduño Monroy, V.H., Israde I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P. y Arreygue, E., (1997): Sedimentology, Volcanism and Tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatio and Cuitzeo, Mich., Mexico. *IAVCEI, General Assembly,* 19-24, Puerto Vallarta Mexico. 15 p.

Garduño Monroy, V.H., e Israde I., (1998): Michoacán Lake District: Cuitzeo and Yuriria lacustrine Basins, Los Azufres caldera and Valle de Santiago volcanic field. *Amqua, 98: 1-28.*

Garduño Monroy, V.H., Rodríguez Pascua, M.A. e Israde-Alcántara, I. (2003): La deformación de las secuencias lacustres del Pleistoceno – Holoceno: evidencias de actividad sísmica importante en las cuencas de Pátzcuaro y Zacapu. Michoacán. México. *Geos*, 23(2): 121-122.

Rodríguez Pascua, M.A., Garduño Monroy, V.H., e Israde I. (2004): Registros sísmicos purépechas del periodo preclásico (3.000 años B.P.), deducidos mediante paleosismicidad. Isla de Jarácuaro, Lago de Pátzcuaro. Michoacán, México. *Geo-Temas*, 6(3):191-194.

Suter M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O. y Carrillo-Martínez, M., (2001): Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Buletin.*, 113(6): 693-703.

Análisis fractal de las fallas y el parámetro *b* de la Cordillera Bética

J. Henares Romero[1], C. López Casado[1], F. Martínez López[2], J.A. Peláez Montilla[3] y J. Delgado[4]

1 Dpto. de Física Teórica y del Cosmos, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071-Granada. neehman@hotmail.com, clcasado@ugr.es
2 Dpto. de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071-Granada. franmar@ujaen.es
3 Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Jaén, C/ Virgen de la Cabeza, 2, 23071-Jaén. japelaez@ujaen.es
4 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. de Correos 99, 03080 Alicante. Jose.delgado@ua.es

ABSTRACT

Several phenomena in the nature present a self organized critically character, that is to say, they are maintained near a critical point (Bak et al., 1988). In the critical state here is no longer a natural length scale so that statistics are applicable. Among them they are the active faults and the earthquakes. In this work, a fractal study of the Betic Cordillera seismotectonic is presented. We consider the fractal characteristics of faults and seismicity. Using the box-counting approach, the D0 dimension of faults in the Betic Cordillera is evaluated. Using the least squares method the b parameter is also calculated. In function of the obtained values of the fractal dimension of faults and of the b parameter of the earthquakes and keeping in mind the known seismotectonic characteristics we have been defined several regions inside the Betic Cordillera with specific fractal characteristics. Then, the relation between these parameters is analyzed by the typical D0-b plots for the new defined regions. It is notice negative and positive fits associated with the large and small faults, respectively. Negative correlation implies an increase in the probability of large earthquakes. Regions with positive correlation imply a greater faults fragmentation.

Key words: *Fractal dimension, Betic Cordillera, faults,* b *parameter, earthquakes.*

INTRODUCCIÓN

El método del *box-counting* ha sido utilizado por diferentes autores para estudiar las fallas de una región (Hirata, 1989; Pérez López *et al.*, 2000; Öncel *et al.*, 2001). Con él se obtiene la dimensión fractal de capacidad D_0, cuyo valor oscila entre 1 y 2. En el análisis, es necesario tener en cuenta unos límites entre los que es válido el ajuste. Algunos autores han encontrado transiciones en la dimensión fractal de las fallas (Wilson 1999; Lei y Kusunosc, 1999; Öncel *et al.*, 2001), es decir, aparecen diferentes dimensiones dependiendo del intervalo (rango de escala) con el que se trabaja.

La ley de Gutenberg-Richter da la relación entre el número de terremotos con magnitud mayor o igual a una dada

$$\log N = bm + \log a \quad (1)$$

Esta magnitud se relaciona con la energía liberada según

$$\log E = 1{,}44m + 5{,}24 \quad (2)$$

Los esfuerzos que se relajan durante un terremoto están directamente relacionados con el momento sísmico del terremoto M

$$M = \mu A \delta \quad (3)$$

y el momento está relacionado con la magnitud por la relación

$$\log M = cm + d \quad (4)$$

donde c y d son constantes. Kanamori y Anderson (1975) establecen por bases teóricas que $c = 1{,}5$. Estos mismos autores obtienen una aproximación que relaciona el momento de un terremoto con el área de ruptura de la falla A

$$M = \alpha A^{3/2} \quad (5)$$

donde α es una constante. Combinando las ecuaciones anteriores obtenemos

$$N = \beta A^{-3b/2c} \quad (6)$$

En una región el número de terremotos por unidad de tiempo con área de ruptura mayor que A sigue una ley de potencias que depende del área. Si comparamos con la definición de dimensión fractal, teniendo en cuenta que $A \sim r^2$, obtenemos $D = 3b/c$ y tomando $c = 1{,}5$ se llega a

$$D = 2b \quad (7)$$

siendo b el calculado para la magnitud Ms y D el grado de recubrimiento del plano por parte de las trazas en superficie de las fallas (longitud del área de ruptura de los terremotos). Se obtiene así que la dimensión fractal es dos veces el parámetro b para cualquier parte del mundo (Aki, 1981). La relación empírica de Gutenberg-Richter es equivalente a una distribución fractal (Aki, 1981). Esta expresión sólo puede aplicarse a terremotos intermedios, en los cuales $c = 1{,}5$. Para terremotos

pequeños $c = 1$ y para terremotos grandes las leyes no son similares (Legrand, 2002). Así, este autor, propone para terremotos pequeños $D = 3b$ y para terremotos grandes $D = b$.

A la vista de esta tres últimas ecuaciones, y teniendo en cuenta que D es el grado de recubrimiento de espacio, los pequeños terremotos (fallas pequeñas) se asocian a volúmenes, los terremotos grandes (fallas grandes) a líneas, es decir, a lo largo de las trazas de las fallas, y los terremotos intermedios se asocian a superficies, sobre el área de ruptura de las fallas (Legrand, 2002).

En la mayor isla de Japón, Öncel *et al.* (2001) realizan un estudio de correlación entre la D_0 de las fallas activas y el parámetro b, obteniendo ajustes, tanto positivos como negativos entre ambos. Ellos sugieren que una correlación negativa es en general esperada por un decrecimiento de b, que a su vez está asociado a un incremento en la probabilidad de que ocurran grandes terremotos, mientras que un incremento de la dimensión fractal de las fallas indica un incremento en la longitud de las mismas. Esto puede sugerir la posibilidad de que los esfuerzos se relajen con la ruptura de fallas de gran longitud. Los mismos autores sugieren que, si los terremotos históricos ocurridos en una zona son de magnitud pequeña, puede incrementarse la probabilidad de que ocurra un terremoto grande en esa área. Para las correlaciones positivas, los esfuerzos se relajan con fallas pequeñas o zonas de fallas más fragmentadas.

En este trabajo, para las fallas y los terremotos de la Cordillera Bética, calculamos la dimensión D_0 y el parámetro b, buscando posteriormente correlaciones entre estos valores.

DATOS

Utilizamos el catálogo del Instituto Geográfico Nacional actualizado hasta septiembre de 2002. Se consideran sólo los terremotos superficiales ($h \leq 30$ km) ocurridos en la Cordillera Bética. En el cálculo del parámetro b se utiliza un catálogo completo. Aplicando unas ciertas condiciones restrictivas para la eliminación de las replicas (consideramos que los terremotos con $m_b = 3{,}0$ están relacionados con otros que ocurren en un intervalo de 3 días y a menos de 3 km de distancia, y terremotos con $m_b = 6{,}0$ están relacionados con otros de menor magnitud ocurridos en un intervalo de 125 días a menos de 100 km), el catálogo es completo a partir de 1980 para $m_b \geq 3{,}0$ (Tabla 1). Las fallas digitalizadas utilizadas en este estudio son las de la base de datos del IGN (1992).

METODOLOGÍA

Con un rectángulo de 70 *x* 64 km (coincide con la superficie de la Cuenca de Granada) y con pasos de 20 km, se ha cubierto toda la Cordillera Bética. En cada rectángulo se ha calculado la dimensión D_0 para las fallas y el parámetro b para los terremotos que en él se localizan. El parámetro b lo obtenemos con el método de mínimos cuadrados ya que en nuestro estudio se toman clases de magnitud de tamaño igual al error de la magnitud del catálogo (0,5 unidades) (Fig. 1). En el cálculo de la

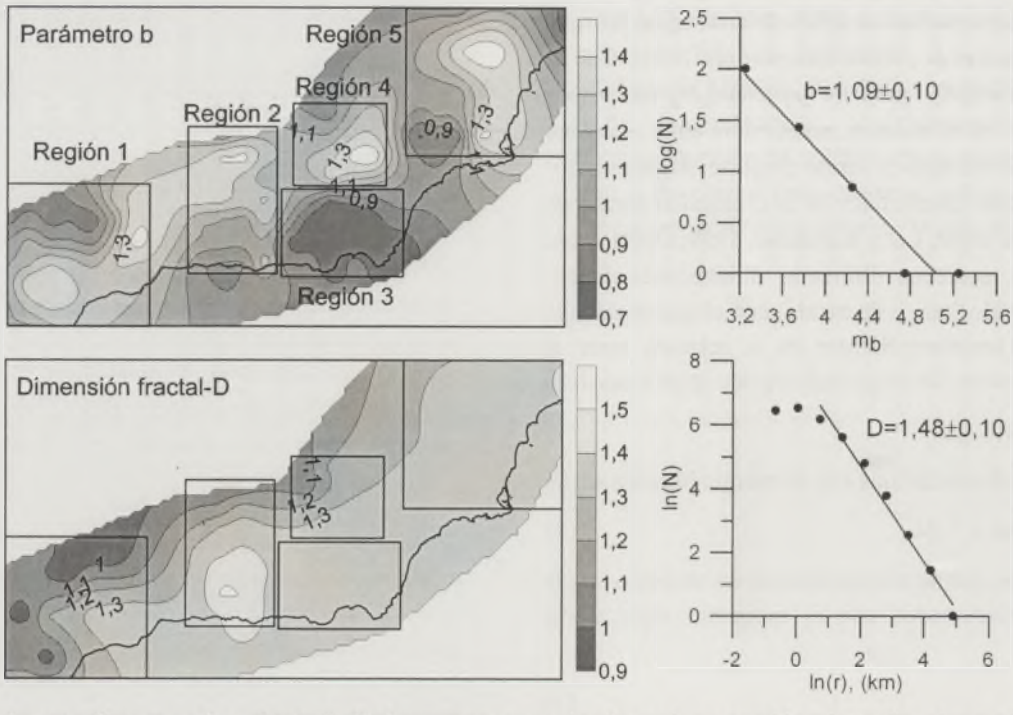


FIGURA 1. *Resultados para D_0 y para el parámetro* b. *En los mapas se aprecian las regiones consideradas en los ajustes. A la derecha podemos ver un ejemplo de cálculo del la dimensión fractal y del parámetro* b, *según el método de* box-counting *y el de mínimos cuadrados para la cuadricula de la cuenca de Granada.*

dimensión fractal se ha utilizado el método de *box-counting*. En éste se cubre la región de estudio con una malla y se va cambiando el tamaño de las celdas que la componen. Para cada tamaño se cuenta el número de celdas que contienen datos. La dimensión de las cajas (r) y el número de cajas (N) que se necesitan para cubrir la región cumple una ley de potencias

$$N = C/r^{D_0} \qquad (8)$$

Al representar los datos en un gráfico *log-log*, se puede obtener fácilmente el valor de la pendiente (dimensión D_0) (Fig. 1) ajustando a los puntos que definen una línea recta, limitada por el tamaño del fractal (límite superior) y por el tamaño de los elementos del fractal (límite inferior).

En total se han obtenido 285 puntos. Estos datos se han depurado, de manera que sólo nos hemos quedado con los que poseen un error inferior a 0,2 unidades en el parámetro b. Estos puntos presentan, para la dimensión fractal D_0, errores inferiores a 0,13. La dimensión fractal, al estar trabajando en el plano, debe estar comprendida entre 1 y 2. El parámetro b oscila, en nuestro caso, entre 0,7 y 1,5. El total de puntos que queda finalmente es de 96.

RESULTADOS

En la figura 2 podemos ver los resultados de los diferentes ajustes. Para la regiones 1 y 4 se obtienen ajustes positivos. Estas son regiones con menor actividad sísmica que las regiones 2 y 3, en donde se encuentran los terremotos más energéticos de la Cordillera Bética. El ajuste para la región 5 es negativo, aunque su significación es pequeña ya que el coeficiente de correlación es el más bajo de todos los encontrados. De cualquier forma otros autores también trabajan con coeficientes de correlación bajos (Öncel *et al.*, 2001). En la región 5 encontramos terremotos más energéticos que en las regiones 1 y 4 (aunque la actividad sísmica es similar), pero no tanto como los de las regiones 2 y 3. Debido a esto, posiblemente su pendiente no sea tan pronunciada.

CONCLUSIONES

En función de los valores del parámetro b, de D_0 y de la correlación entre ambos, las regiones 2 y 3 la actividad sísmica es más energética, sobre todo en la última. En ellas los esfuerzos se relajan en fallas de gran longitud, sobre todo en la región 2. En las regiones 1 y 4 la sismicidad, que es menos energética, se relaja en fallas más pequeñas. Para la región 5 no observamos una pendiente netamente definida. Ésta presenta valores de D_0 mayores que los de la región 3. Además, históricamente ha sido sometida a terremotos grandes, por tanto, puede que el conjunto de eventos con el que trabajamos no sea totalmente completo en esta región.

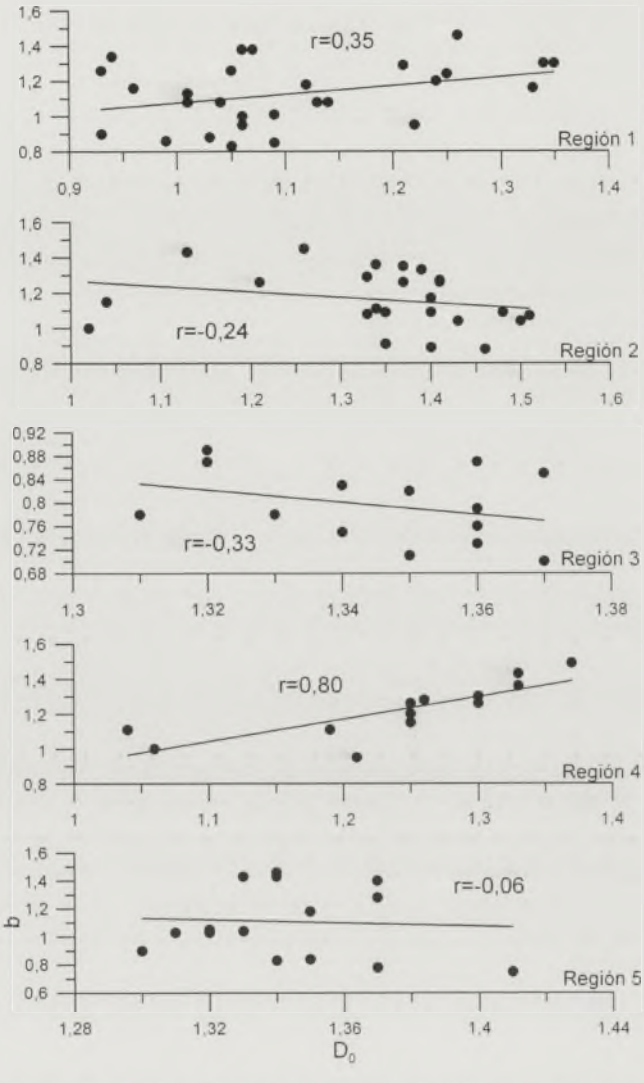


FIGURA 2. *Gráficos D_0-b y ajustes para las diferentes regiones consideradas en la Cordillera Bética.*

TABLA 1. *Conjunto de datos utilizado.*

mb	3,0-3,5	3,5-4,0	4,0-4,5	4,5-5,0	5,0-5,5
1980; mb≥3,0	479	113	28	3	4

REFERENCIAS

Aki, K. (1981): A probabilistic synthesis of precursory phenomena. En: *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series 4* (D. W. Simpson y P.G. Richards, Eds.), American Geophysical Union, Washington, D.C., 566-574.

Bak, P., Tang, C., y Wiesenfeld, K. (1988): Self-organized criticality. *Physical Review A*, 38: 364-374.

Hirata, T. (1989): Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure and Applied Geophysics,* 131: 158-170.

IGN (1992): *Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias.* Publicación Técnica, 26, Ed. IGN.

Kanamori, H. y Anderson, L. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America,* 65: 1073-1095.

Legrand, D. (2002): Fractal dimensions of small, intermediate and large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America,* 92: 3318-3320.

Lei, X. y Kusunosc, K. (1999): The fractal structures and characteristic scale of earthquakes, active faults, rivers and topographic relief of Japan. *Geophysical Journal International,* 139: 754-762

Öncel, A.O., Wilson, T.H. y Nishizawa, O. (2001): Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values. *Journal of Geophysical Research,* 106: 21827-21841.

Pérez López, R., Muñoz Martín, A., Paredes, C., De Vicente, G. y Elorza, F.J. (2000): Dimensión fractal de la distribución espacial de fracturas en el área granítica de El Berrocal (Sistema Central): Relación con el tensor de esfuerzos. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 13 (3-4): 487-503.

Wilson, T.H. (1999): Non-fractal size-scaling attributes of fracture trace and active fault networks with examples from the central Appalachians and Japan. *Geological Society of America Abstracts with Programs,* 31: A112.

Análisis de la sinuosidad del bajo Guadalhorce y sus implicaciones en la actividad tectónica reciente en la Cuenca de Málaga

J.M. Insua Arévalo[1], R. Capote[1], F. Martín-González[2] y J.J. Martínez-Díaz[1]

1 Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais 2, Madrid 28040. insuarev@geo.ucm.es
2 Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles (Madrid).

ABSTRACT

The sinuosity of the Guadalhorce River in the Malaga Basin is studied in this paper. The Malaga Basin is located in the Internal Zone of the Western Betic Chain, southern Spain. The river channel is divided into 5 reaches from the mouth, according to the strike variations of the valley. The sinuosity decreases dramatically in reach 2 in comparison to the sinuosity in reaches 5, 4, and 3. We interpret this lower sinuosity in reach 2 as a decrease in the slope of the valley. This fact is also observed in the longitudinal profile of the river channel along reach 2. We conclude that the anomalies observed in reach 2 are due to a gentle syncline related to the active anticline of Sierra de Cártama.

Key words: *active folding, Betic Chain, Guadalhorce River, Malaga Basin, river sinuosity.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de la morfología de la red fluvial es una de las herramientas más comunes y eficaces de interpretación de aspectos relacionados con la tectónica activa. El delicado balance existente entre los numerosos parámetros con los cuales se pude describir un sistema fluvial (anchura y profundidad del canal, pendiente y sinuosidad, velocidad de flujo, rugosidad, etc) hace que cualquier cambio en el entorno quede reflejado en el sistema (Keller y Pinter, 2001). En la presente comunicación se evalúan algunos de estos parámetros en el curso final del río Guadalhorce a su paso por la Cuenca de Málaga. Este río ha sido objeto de estudio recientemente para la determinación de levantamiento regionales (Schoorl y Veldkamp, 2002).

Además del análisis del río, se realizan varias observaciones de carácter geomorfológico sobre el modelo digital del terreno de la cuenca y su entorno, con el objetivo de detectar signos de actividad tectónica reciente relacionados con el pliegue de la Sierra de Cártama (Capote *et al.*, 2002).

ENCUADRE GEOLÓGICO

El tramo estudiado del río Guadalhorce discurre por la cuenca miocena de Málaga. El sustrato de la cuenca está formado por materiales pertenecientes a los complejos Alpujárride y Maláguide de las Béticas Internas, que además son los materiales que componen los principales relieves circundantes (Montes de Málaga y Sierra de Mijas). La secuencia sedimentaria de su relleno ha sido descrita por diversos autores entre los que destacamos Chamón y Quinquer (1976) y Estévez González y Chamón (1978). En la cuenca se encuentran sedimentos de edades desde el Oligoceno-Aquitaniense hasta la actualidad, aunque es a partir del Tortoniense cuando los depósitos se pueden considerar pertenecientes a la cuenca tal y como hoy en día la conocemos (López-Garrido y Sanz de Galdeano, 1999). Como rasgo peculiar de la cuenca destaca la Sierra de Cártama, ubicada en su centro. La estructura de la sierra está definida por una antiforma con el eje orientado ENE-OSO, a la que se atribuye una actividad tectónica reciente (Capote *et al.*, 2002).

El río Guadalhorce presenta un trazado cartográfico en forma de "C". Su cabecera se encuentra al Norte de los Montes de Málaga y comienza discurriendo de Oeste a Este por terrenos del Trías de Antequera en el Subbético interno, hasta llegar al desfiladero de los Gaitanes, donde atraviesa los macizos mesozoicos calizos Penibéticos y el curso toma una trayectoria Norte-Sur. A partir de este tramo el río discurre sobre los materiales cuaternarios de su propia llanura de inundación, que inicialmente están depositados sobre los materiales pertenecientes a la unidad Neonumídica. En la parte más meridional la llanura se encuentra principalmente sobre materiales marinos de edad pliocena pertenecientes a la Cuenca de Málaga. Es en estos materiales el río efectúa sus últimos dos quiebros para discurrir Oeste-Este y finalmente ONO-ESE hasta su desembocadura en el Mar Mediterráneo al Sur de la ciudad de Málaga (Fig. 1).

MORFOLOGÍA FLUVIAL Y ANÁLISIS TOPOGRÁFICO

Este trabajo se centra en la parte del río que discurre por los materiales cuaternarios de la llanura de inundación hasta su desembocadura. Para el análisis de la sinuosidad se han diferenciado 5 tramos, numerados del 1 al 5, empezando desde la desembocadura. Utilizando los mapas topográficos del IGN escala 1:25.000, se ha calculado la sinuosidad para

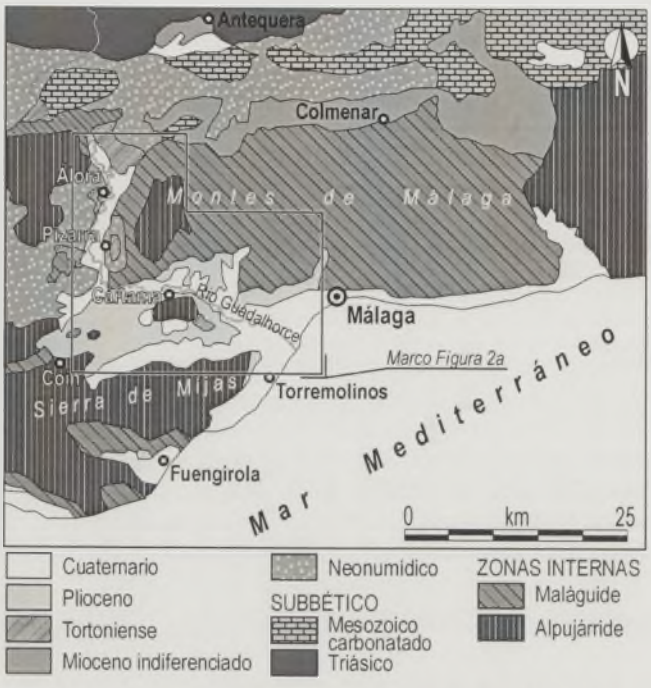


FIGURA 1. *Mapa de situación y esquema geológico de la zona.*

cada tramo, definida como la relación existente entre la longitud del canal y la longitud del valle por el que discurre. Los valores de sinuosidad se han representado en la figura 2a.

También se ha realizado un análisis de la topografía, para lo que se ha recurrido al modelo digital del terreno del Instituto Cartográfico de Andalucía, que contiene datos de altura topográfica distribuidos según una malla regular compuesta por celdas unitarias cuadradas de 20 m de lado. Para realzar la morfología del sistema fluvial, la superficie se ha coloreado según una escala de grises en función de la altura topográfica, desde el nivel del mar hasta los 100 m.s.n.m. (Fig. 2a). Sobre esta base topográfica, y en relación a la morfología fluvial, se observa cómo el valle por el que discurre el río Guadalhorce experimenta una pérdida de pendiente significativa a lo largo del Tramo 2. Este hecho ha sido puesto de manifiesto también en el perfil longitudinal del río que se ha realizado sobre esta base topográfica (Fig. 2b). Otro rasgo significativo que se ha observado en la topografía es el la linealidad y el paralelismo de los bordes del valle a ambos lados del río en el segmento que discurre por delante de la vertiente Norte de la Sierra de Cártama (Fig. 2a, tramo 2).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Atendiendo a la sinuosidad de cada tramo estudiado, se observa cómo ésta varía entre 1,18 y 1,49 (Fig. 2). Destaca cómo el valor de sinuosidad disminuye notablemente en el Tramo 2 (S_2) en comparación con los valores S_5, S_4 y S_3 de los tramos aguas arriba. Esta disminución del valor de la sinuosidad la atribuimos a una pérdida importante de pendiente en el valle. Los valores de sinuosidad del canal y pendiente del valle se ajustan a los que definen la curva que representa la relación entre ambos factores para una carga predominante del río en suspensión. Estas relaciones han sido estudiadas por numerosos autores, entre los que destacamos a Schumm *et al.* (2000). La pérdida de pendiente en el valle queda también reflejada en el mapa topográfico y en el perfil longitudinal del río en dicho tramo. Esta anomalía en la pendiente del valle en el Tramo 2 la interpretamos como un indicio de la existencia de un movimiento tectónico reciente que genera un sinclinal muy tenue asociado al pliegue activo de la Sierra de Cártama. El eje del sinclinal tendría una longitud similar al del sinclinal de la sierra, con unas terminaciones periclinales que otorgarían al valle unas condiciones de hundimiento relativo tanto transversal como longitudinalmente. En el límite entre los Tramos 2 y 1, y coincidiendo con un límite estructural de importancia relevante dentro de la cuenca (Insua *et al.*, 2003), se observa en el mapa topográfico una zona elevada respecto al fondo del valle del Tramo 2 (marcado en tonos mas claros en la figura 2a). Esta zona coincide con la que ha sido descrita por Linares *et al.* (1995) como "obstáculo paleogeográfico", a partir del cual aguas abajo el espesor tanto de depósitos aluviales cuaternarios como el de los marinos pliocenos es superior al de aguas arriba. Este umbral lo interpretamos como la terminación periclinal del sinclinal en su extremo oriental. En cuanto a la linealidad y a la dirección paralela de los bordes del valle en el Tramo 2 delante de la vertiente norte de la Sierra de Cártama, hay que destacar su coincidencia con la traza axial de los pliegues, tanto del anticlinal como del sinclinal. En definitiva, el análisis de la sinuosidad del río Guadalhorce y de la morfología del relieve circundante muestran indicios de actividad tectónica reciente en un régimen compresivo.

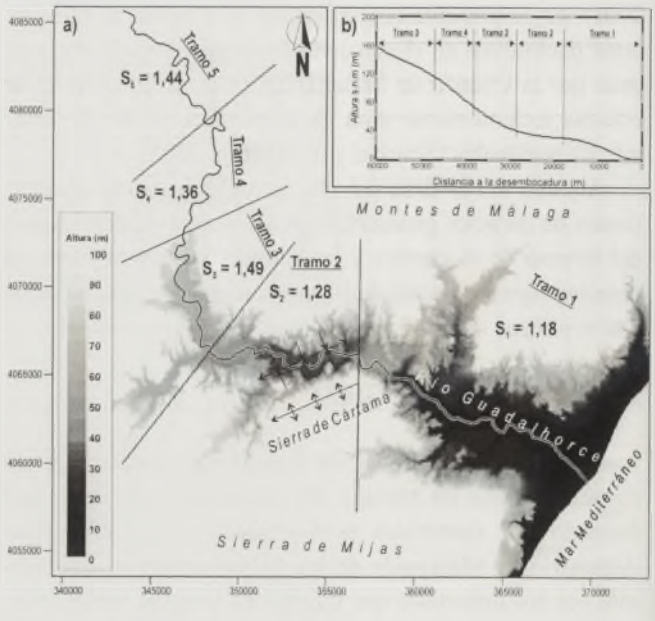


FIGURA 2. *a) Trazado cartográfico del río Guadalhorce con las divisiones en tramos realizadas para el análisis de la sinuosidad. Los valores de sinuosidad vienen designados como S_n para cada tramo. Se han marcado las trazas axiales de anticlinal y sinclinal. b) Perfil longitudinal del río Guadalhorce.*

REFERENCIAS

Capote, R., Insua Arévalo, J M., Martínez-Díaz, J.J., Martín-González, F. y Tsige, M. (2002): La Sierra de Cártama: Pliegue con actividad reciente en las Béticas Occidentales (Hoya de Málaga). *Geogaceta*, 31: 135-138.

Chamón, C. y Quinquer, R. (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 1.052 (Alora)*. IGME, Madrid.

Estévez González, C. y Chamón, C. (1978): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 1.066 (Coín)*. IGME, Madrid.

Insua Arévalo, J.M., Martín-González, F., Capote, R. y Martínez-Díaz, J.J. (2003): Aspectos tectónicos del estudio gravimétrico de la Cuenca de Málaga. *Geotemas*, 5: 123-127.

Keller, E.A. y Pinter, N. (2001): *Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall. 2ª edición, 362 p.

Linares, L., López Arechavala, G., López Geta, J.A. y Rubio Campos, J.C. (1995): Definición geométrica de los acuíferos plio-cuaternarios del bajo del Guadalhorce (Málaga). En: *VI Simposio de Hidrogeología*. Asociación Española de Hidrogeología Subterránea, Sevilla: 435-447.

López Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. (1999): Neogene sediementation and tectonic-eustatic control of the Málaga Basin, South Spain. *Journal of Petroleum Geology*, 22 (1): 81-96.

Schoorl, J.M. y Veldkamp, A. (2002): Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Guadalhorce valley near Álora (Southern Spain). *Geomorphology*, 123: 43-57.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. y Holbrook, J.M. (2000): *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Nueva York, 276 p.

Desarrollo progresivo de pliegues y formación del frente montañoso meridional de la Cordillera Bética en el Campo de Dalías

C. Marín Lechado[1], J. Galindo Zaldívar[2], L.R. Rodríguez Fernández[1] y A. Pedrera[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España, C/ Río Rosas 23, 28003 Madrid. cmarin@ugr.es, lr.rodriguez@igme.es
2 Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. 18071 Granada. jgalindo@ugr.es

ABSTRACT

The NW-SE convergence between the European and African plates develops open folds in the southern mountain front of the Betic Cordillera since upper Miocene to Present. Gravity, seismic profiles and boreholes data allow to interpret the fold geometry in the Campo de Dalías. An antiform with ENE-WSW trend is observed near Guardias Viejas locality. In the central part of Campo de Dalías develop a synform that determines a depocenter characterized by a sediment thickness of about 800 metres filled by Neogene and Quaternary sediments. The field and seismic profile data show the presence of growth folds that are active up to present and deform the sea bottom. The Quaternary marine terraces uplift and the high rate of incision of drainage network is probably related with the recent active folding. These structures determine the coastline and its amplitude increase to the continent and produce the mountain front with rectilinear character.

Key words: *Campo de Dalías, Betic Cordilleras, mountain front, growth fold.*

INTRODUCCIÓN

Desde el Mioceno Superior, la convergencia NO-SE de 4 mm/año (De Mets *et al.*, 1990) entre la placa europea y africana ha producido un acortamiento en la corteza que favorece el desarrollo de grandes pliegues abiertos en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. En esta región las antiformas corresponden a las elevaciones montañosas (Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla) y las sinformas a las cuencas, determinando el relieve actual de la Cordillera Bética central (Weijermars *et al.*, 1985; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). La Sierra de Gádor está localizada al norte del Campo de Dalías y corresponde a una gran antiforma de dirección aproximada E-O donde afloran rocas metamórficas del Complejo Alpujárride. Los sedimentos del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario depositados en el Campo de Dalías se encuentran afectados igualmente por este plegamiento (Fig. 1). El objetivo de este trabajo es caracterizar el desarrollo del sistema de pliegues a partir de datos obtenidos en una campaña gravimétrica, del estudio de perfiles sísmicos terrestres y marinos y de datos de columnas litológicas de sondeos tomados en la región.

PLIEGUES DE CRECIMIENTO

Los sedimentos calcareníticos de origen marino de edad tortoniense se encuentran actualmente emergidos y afloran a altitudes de hasta 1.600 m.s.n.m. Los afloramientos dispersos de esta edad en Sierra de Gádor, definen una envolvente que corresponde a una antiforma de gran radio con un eje de dirección E-O. Hacia el Sur se extiende el Campo de Dalías, donde afloran actualmente los materiales neógenos y cuaternarios depositados en el borde septentrional del Mar de Alborán. Sin embargo, en el sector de Guardias Viejas, localizado al SO del Campo de Dalías, se observan rocas del basamento alpujárride. Los sedimentos pliocenos, en el área Guardias Viejas–Almerimar, están deformados por un pliegue anticlinal con buzamientos de los flancos de 5-10° y un eje de dirección aproximada E-O. El plegamiento de sedimentos cuaternarios en el Campo de Dalías es menos evidente. Sin embargo el ascenso vertical generalizado de terrazas marinas pleistocenas con velocidades de 0,046 m/ka (Zazo *et al.*, 2003), puede ser debido al desarrollo de estos pliegues. El encajamiento de la red de drenaje en abanicos aluviales y en glacis cuaternarios es muy pronunciado en toda el área. Al norte de Sierra de Gádor se han obtenido velocidades de encajamiento de 0,3 a 0,7 m/ka años (García *et al.*, 2003).

En el área de estudio se han realizados 13 perfiles gravimétricos con un total de 130 km de longitud y un espaciado entre estaciones de medida de 200 metros. Las estaciones se han referenciado a la estación base de Almería del IGN. A partir de los datos gravimétricos se ha obtenido la anomalía de Bouguer, que incluye la corrección topográfica. Las anomalías se han modelizado con el programa GRAVMAG del British Geological Survey (Pedley *et al.*, 1993). El estudio de diversas campañas de sísmica multicanal terrestre y marina con profundidades de 2 a 4 s ha permitido reconocer los reflectores correspondientes a las principales discordancias regionales: basamento-Mioceno y Mioceno–Plioceno. La utilización de datos de columnas litológicas de sondeos

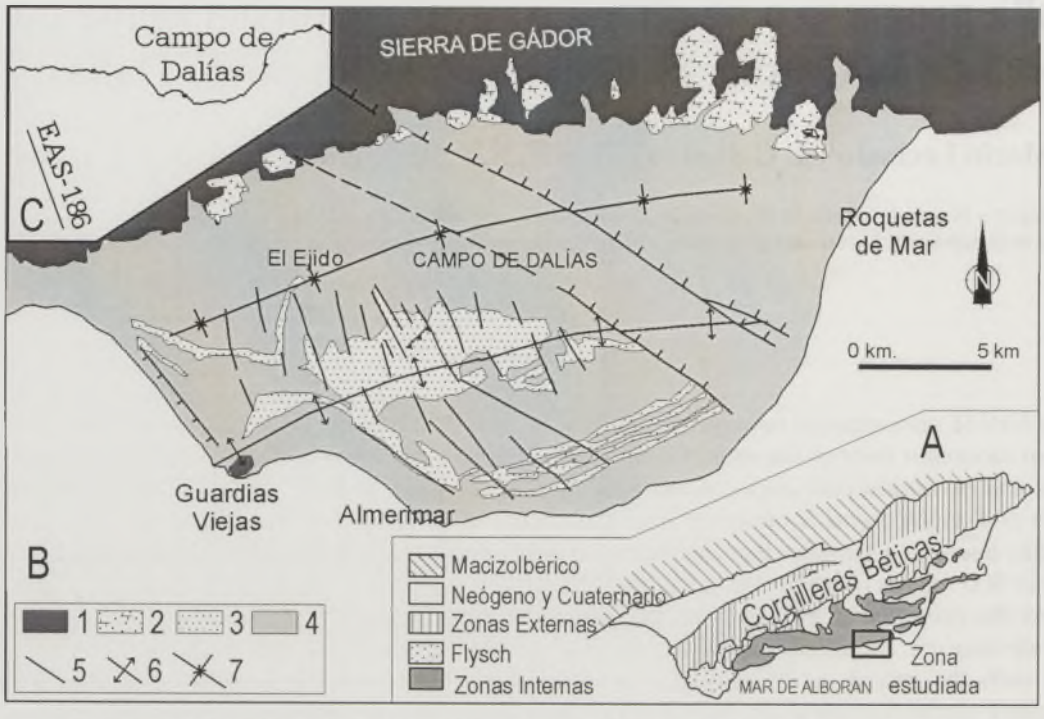


FIGURA 1. *a) Situación geológica del área de estudio en la Cordillera Bética. b) Mapa geológico del Campo de Dalías. 1: Calizas, dolomías y filitas (Permo-Triásico), 2: Calcarenitas (Tortoniense), 3: Calcarenitas (Plioceno), 4: Sedimentos aluviales, limos rojos y terrazas marinas (Cuaternario), 5: Fallas normales con componente de salto oblicuo, 6: Antiforma, 7: Sinforma. c) Situación geográfica del perfil sísmico EAS-186.*

en el área recopilados por el IGME, permite la realización de mapas de isopacas e isobatas de las principales superficies geológicas y contribuye a delimitar los modelos propuestos a partir de los datos geofísicos.

El estudio conjunto de los modelos gravimétricos, los perfiles sísmicos y las columnas de sondeos, han permitido realizar cortes geológicos que caracterizan la morfología de los pliegues abiertos en el Campo de Dalías. Los valores de la anomalía de Bouguer en el área muestran máximos y mínimos locales con intensidades máximas de hasta 10 mGal con respecto al valor regional. Los mínimos en la anomalía se localizan a lo largo de un depocentro de dirección ENE-OSO. Los valores máximos se localizan en el borde sur de la Sierra de Gádor y en el sur del Campo de Dalías (Fig. 2). Entre los aspectos más significativos que se pueden deducir de los datos analizados, destaca la existencia de un anticlinal de dirección ENE-OSO en el área meridional del Campo de Dalías. Al norte de este anticlinal se desarrolla un sinclinal adyacente en el cual se depositan más de 800 m de sedimentos neógenos-cuaternarios.

El anticlinal detectado en el Campo de Dalías, se extiende hacia el oeste bajo el mar. El perfil EAS-186 (Fig. 3), con dirección NNO-SSE, 10 km al sur de la población de Adra muestra el anticlinal con vergencia al norte que afecta a todos los reflectores registrados. El sistema de pliegues se atenúa progresivamente hasta desaparecer hacia el sur del perfil. El plegamiento progresivamente mayor de las capas inferiores, sugiere que esta estructura es un pliegue de crecimiento que se ha desarrollado desde el Tortoniense hasta la actualidad. El reflector correspondiente al fondo marino se encuentra también ligeramente plegado.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos de campo y geofísicos del Campo de Dalías y áreas adyacentes muestran la existencia de un alto del basamento cerca de la línea de costa que corresponde con un anticlinal de dirección ENE-OSO. El núcleo de este pliegue anticlinal aflora en el área de Guardias Viejas donde se reconocen mármoles del Complejo Alpujárride. Este pliegue continúa hacia el Oeste en el mar y muestra en este sector una vergencia hacia el norte y un desarrollo progresivo por lo que deforma en distinto grado a los sedimentos tortonienses, pliocenos y cuaternarios. El fondo marino está actualmente plegado indicando que este pliegue de crecimiento continúa activo.

Al norte de este anticlinal se desarrolla un sinclinal con el depósito de sedimentos del Mioceno superior – Cuaternario presentando un incremento de potencia que alcanza los 700 m de espesor. Los datos geofísicos y de campo indican que no existen fallas de dirección E-O que generen este depocentro, estando relacionado principalmente con el desarrollo progresivo del sinclinal. El anticlinal de dirección E-O que conforma la Sierra de Gádor enlazaría hacia el sur con el sinclinal central del Campo de Dalías. Se deduce del estudio de la geometría de los pliegues la disminución progresiva hacia el sur de la amplitud hasta desaparecer el plegamiento.

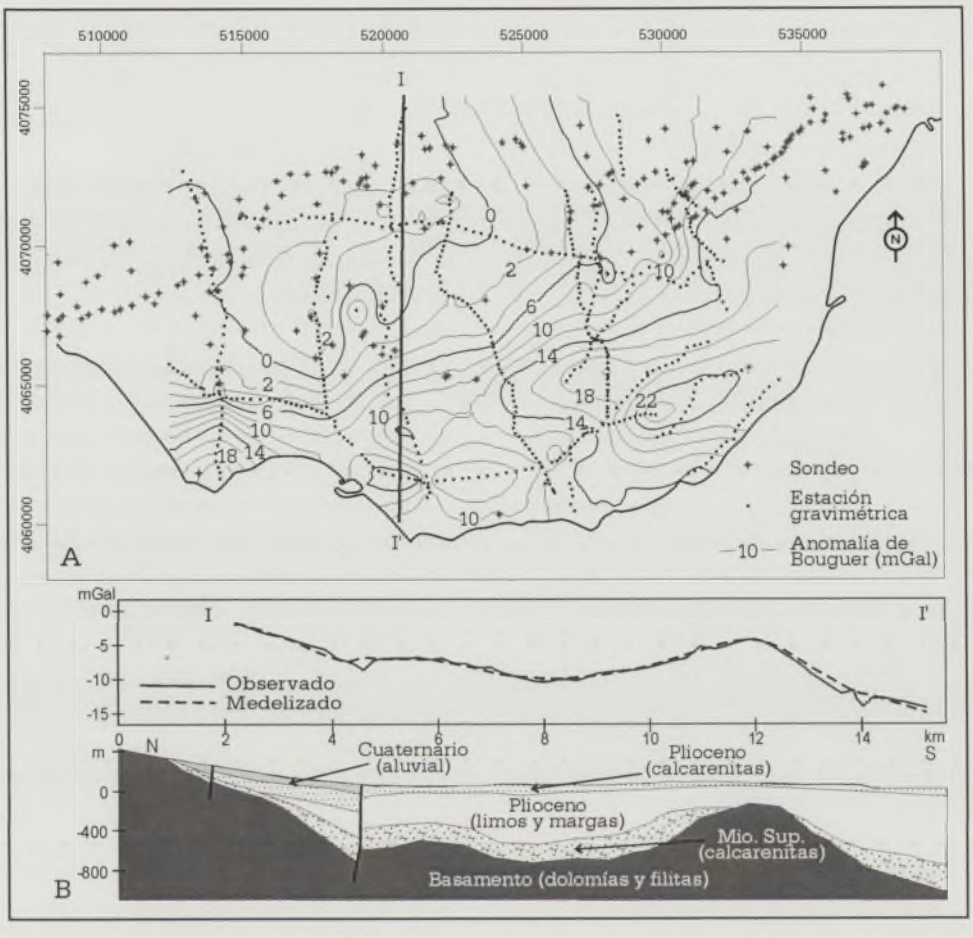


FIGURA 2. *a) Mapa de anomalía de Bouguer y situación de sondeos y estaciones gravimétricas. b) Corte geológico a partir de la modelización de la anomalía de Bouguer en un perfil N-S.*

La presencia de terrazas marinas cuaternarias sobreelevadas y el alto grado de encajamiento de la red de drenaje actual en el área estarían relacionados con el desarrollo de este plegamiento. La alineación de la línea de costa en el área entre Almería y Málaga con una dirección E-O sería un reflejo del desarrollo de estos pliegues.

Los datos de campo y geofísicos en el Campo de Dalías muestran el desarrollo simultáneo de pliegues y fallas (Marín-Lechado *et al.*, 2003) desde el Mioceno superior en el límite septentrional del mar de Alborán, en contraste con las Cordilleras Béticas Orientales donde se desarrollan grandes fallas de salto en dirección, las estructuras principalmente activas desde el Tortoniense en el área son grandes pliegues de dirección ENE-OSO que determinan la actual línea de costa y cuya amplitud aumenta hacia el continente para constituir el frente montañoso actual de carácter rectilíneo.

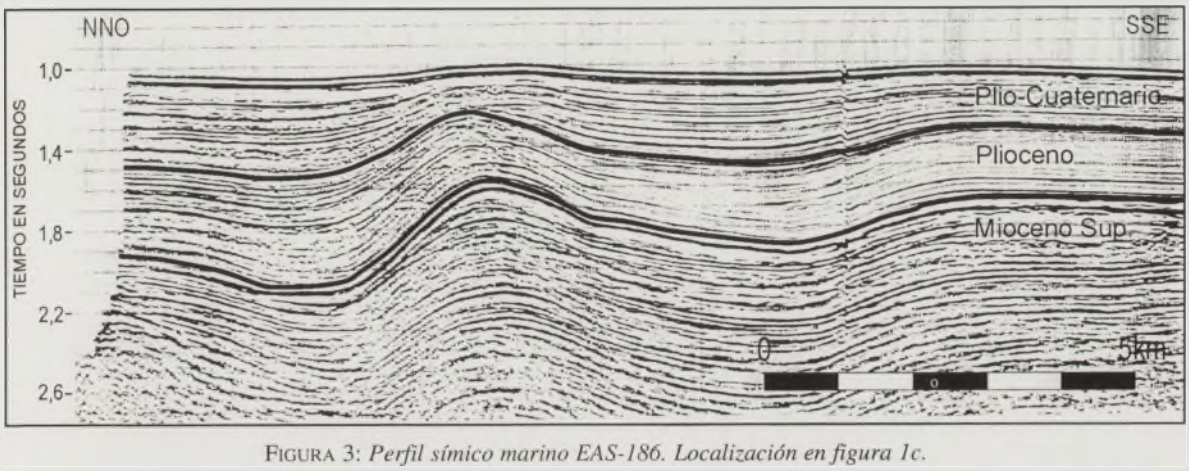


FIGURA 3: *Perfil sísmico marino EAS-186. Localización en figura 1c.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la beca predoctoral concedida al primer firmante por parte del IGME y en el marco del proyecto CICyT BTE 2003-01699.

REFERENCIAS

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990): Current plate motions. *Geophysical Journal Internacional*, 101: 425-478.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J. y Borque, M.J. González-Lodeiro, F; Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P. y Sanz de Galdeano, C. (2003): Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36: 239-250.

García, A.F., Zhu, Z., Ku, T.L., Sanz de Galdeano, C., Chadwick, O.A. y Chacón, J. (2003): Tectonically driven landscape development within the eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almería). *Geomorphology*, 50: 83-110.

Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J. y Rodríguez-Fernández, L.R. (2003): Joints, faults and paleostress evolution in the Campo de Dalias (Betic Cordilleras, SE Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Geosciences*, 335: 255-264.

Pedley, R.C., Busby, J.P. y Dabek, Z.K. (1993): *GRAVMAG User Manual - Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling*. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R.

Weijermars, R., Roep, Th.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985): Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 64: 397-411.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Bajardí, T., Hillarie-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coast: records of coastal uplift, sea-level higstands and climate changes. *Marine Geology*, 194: 103-133.

Dislocaciones históricas en la terminación suroccidental de la falla de Alhama de Murcia. Primeros resultados del estudio paleosísmico

E. Masana, H. Perea, M. Ortuño, J. Martínez-Díaz y P. Santanach

Departament de Gedinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona. eulalia.masana@ub.edu, hector@geo.ub.es, mcandela@geo.ub.es, jmdiaz@eucmax.sim.ucm.es, santanac@geo.ub.es

ABSTRACT

The seismogenic nature of the Alhama de Murcia fault has been proven for the Lorca-Totana segment although nothing is known about the potential rupture across segment boundaries. A paleoseismological study in the southernmost segment is going on to characterize its seismic potential. This includes a geomorphological analysis which detected some active faults and a paleoseismological study along one of them: the El Ruchete fault, which included the digging of four trenches. Two paleoearthquakes were detected: 1) event Y younger than 540 yr AD, and 2) event X which occurred between 39 ka and 780 yr AD with a minimum Mw of 6.38±0.1. Event X can be correlated with the youngest event detected on the Lorca-Totana segment. Further studies are being performed to better characterize the segment behavior along this fault.

Key words: *Paleoseismology, active tectonics, Alhama de Murcia Fault, Eastern Betics.*

INTRODUCCIÓN

Estudios paleosísmicos en la parte central de la falla de Alhama de Murcia (segmento de Lorca-Totana) indicaron que éste ha tenido actividad sísmica histórica (Martínez-Díaz *et al.*, 2001, Masana *et al.*, 2004). A partir de las regresiones de Wells y Coopersmith (1994) la magnitud obtenida (M_w 6,7-7) en base al salto observado es similar a la que se obtendría si rompiera toda la falla (M_w 7). Para investigar si la falla ha roto en toda su longitud se han realizado estudios en un nuevo segmento de la falla, su terminación meridional, donde se estructura en cola de caballo con fallas que tienden a disponerse E-O, en la cuenca neógena de Huercal-Overa. Se pretendía detectar y caracterizar la posible actividad de la falla en este segmento y poder comparar la cronología de los eventuales sismos con los datos del segmento Lorca-Totana. Se exponen los primeros resultados del estudio, que consistió en 1) un análisis geomorfológico para detectar evidencias de deformación reciente y seleccionar las mejores localidades para un estudio paleosismológico (Soler *et al.*, 2003) y 2) la excavación y análisis de cuatro trincheras a través de la falla.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El límite de placas Africa-Euroasia, muestra entre Gibraltar y Argelia una sismicidad difusa desde los Pirineos hasta el Atlas sahariano. La falla de Alhama de Murcia es una de las que absorben parte del acercamiento entre Europa y África (Silva *et al.*, 1992; Martínez-Díaz, 1998). Forma parte de un sistema de fallas transcurrentes orientadas NE-SO, que se extiende desde Alicante hasta Almería. La sismicidad histórica muestra el potencial sísmico catastrófico de algunas de estas fallas (Torrevieja, Alicante, 1829, MSK I=X), lo que pone de manifiesto la necesidad de caracterizar todo el sistema para acotar su peligrosidad sísmica.

La falla de Alhama de Murcia es una falla direccional sinistrorsa-inversa, tiene una dirección NE-SO y se extiende desde Murcia hasta Huercal-Overa, en el sur. Limita las depresiónes neógenas del Guadalentín por el oeste y de Huercal-Overa por el norte. Se ha dividido en cuatro segmentos (Martínez-Díaz y Hernández-Henrile, 2000): 1) Huercal-Overa-Lorca, 2) Lorca-Totana con la máxima concentración de sismicidad, 3) Totana-Alhama de Murcia y 4) Alhama de Murcia-Alcantarilla.

Los estudios paleosísmicos previos basados en trincheras y realizados en el segmento de Lorca-Totana indican: 1) un mínimo de dos a tres paleoterremotos de M_w 6,5-7 en los últimos 27 ka (poco antes de 1650 años AD, entre 830 y 2130 años BC y poco antes de 16,7 ka respectivamente), con una recurrencia media de 14 ka, y un tiempo transcurrido desde el último terremoto muy corto (pudo ser histórico), y 2) una tasa de deslizamiento neta de 0,07-0,6 mm/a durante los últimos 30 ka (Masana *et al.*, 2004).

ANÁLISIS PALEOSÍSMICO

Se seleccionaron las zonas de: 1) El Ruchete, al este de la carretera que une Huercal-Overa con Sta María de Nieva, y 2) Urcal, al oeste de la carretera que asciende desde Huercal-Overa hacia Urcal. Se levantaron mapas y perfiles microtopográficos para seleccionar con detalle la ubicación de las trincheras y cuantificar los saltos en superficie. Se

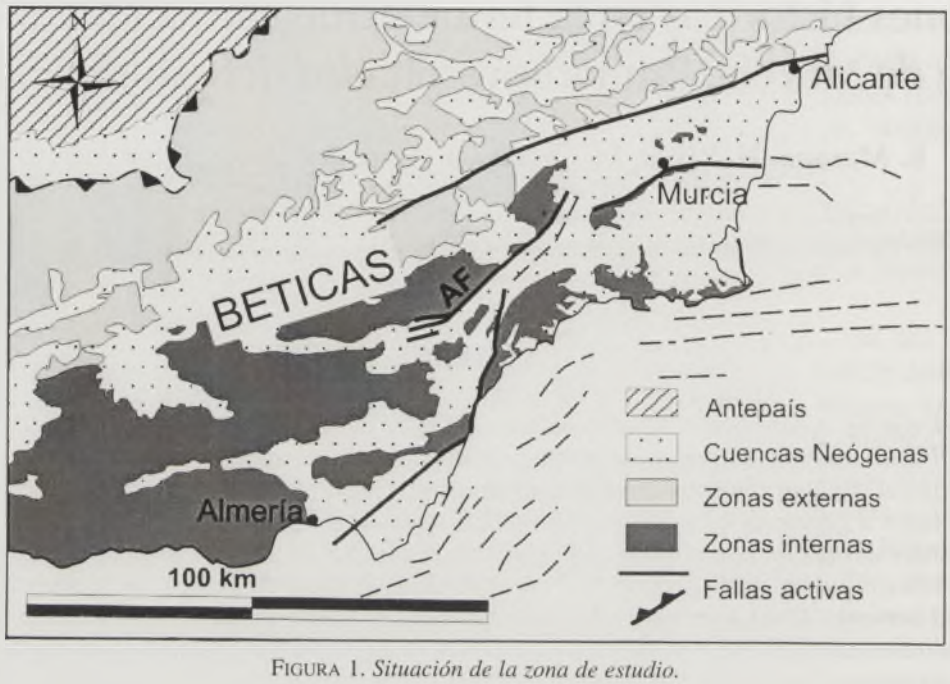


FIGURA 1. *Situación de la zona de estudio.*

excavaron en total cuatro trincheras en la superficie de los abanicos regionales más recientes aunque se analizaron solamente tres: dos en El Ruchete y una en Urcal. Se muestreó para tres tipos de dataciones: radiocarbono, termoluminiscencia (TL) y U/Th (caliche), aunque solamente los datos de radiocarbono son definitivos y no se tiene ningún resultado aún de U/Th. Las dataciones provisionales mediante termoluminiscencia sugieren que la edad del techo del abanico en estas localidades (A en trincheras 1 y 3 de El Ruchete) no es más reciente que 85 ka. Aunque sólo en la trinchera 1 de El Ruchete se detectaron sismitas, se pudo obtener información relevante de todas ellas.

Trinchera 1 de El Ruchete

Muestra dos fallas inversas en su parte alta que cortan al abanico aluvial. Las fallas se encuentran fosilizadas por unidades locales poco organizadas (unidades D, G e I, figura 2). En la parte frontal de la falla meridional se detectó una unidad desorganizada y con cantos abundantes (B) recubierta por una unidad de granulomentría más fina (C), ambas limitadas al labio hundido de la falla y con menos de 5 m de extensión. Se interpretaron como generadas por el movimiento de la falla (cuña coluvial). Las dos unidades han sido fracturadas ligeramente por la acción posterior de la falla. La base de la unidad C tiene una edad comprendida entre 540-780 años AD (muestras Ruch1 y Ruch3 en la tabla 1).

Trincheras 2 y 3 de El Ruchete

Muestran diversas fallas inversas con zonas de cizalla y un anticlinal que llega a invertir los niveles superiores del abanico. El nivel rojizo F (85-31 ka, TL) se encuentra cabalgado por la unidad A (Fig. 2). A techo de A se desarrolla un caliche laminar (en proceso de datación por U/Th). En una de las fallas se midió un salto inverso del caliche de 2 m que conlleva una tasa de deslizamiento inverso de 0,02 mm/a. Teniendo en cuenta que el desplazamiento medido solamente representa una pequeña porción del total (la trinchera muestra cuatro fallas, una de las cuales tiene un salto acumulado mucho mayor al resto a juzgar por la zona de deformación que generó) la tasa de deslizamiento inverso podría llegar a ser del orden de 0,1 mm/a en la falla de El Ruchete (0,05 mm/a en la vertical si se consideran fallas de 30º de buzamiento como las observadas en las trincheras).

Trinchera 1 de Urcal

Muestra una flexión que genera una dislocación de cerca de 1 m en un nivel de arenas a techo del abanico, fosilizada por unidades locales de edad más recientes que 75 ka (TL). Esto implica una tasa de deslizamiento vertical de 0,01 mm/a, coherente con la posición de la trinchera donde la falla de El Ruchete pierde también salto topográfico. Los

TABLA 1. *Dataciones por radiocarbono.*

Muestra	Material	14C Edad	Edad Cal. (intérvalo 2s)	13C/12C ‰
RUCH1	concha gasterópodo	1310+/-40 BP	650-780 AD	-7
RUCH3	concha gasterópodo	1450+/-40 BP	540-660 AD	-3,3

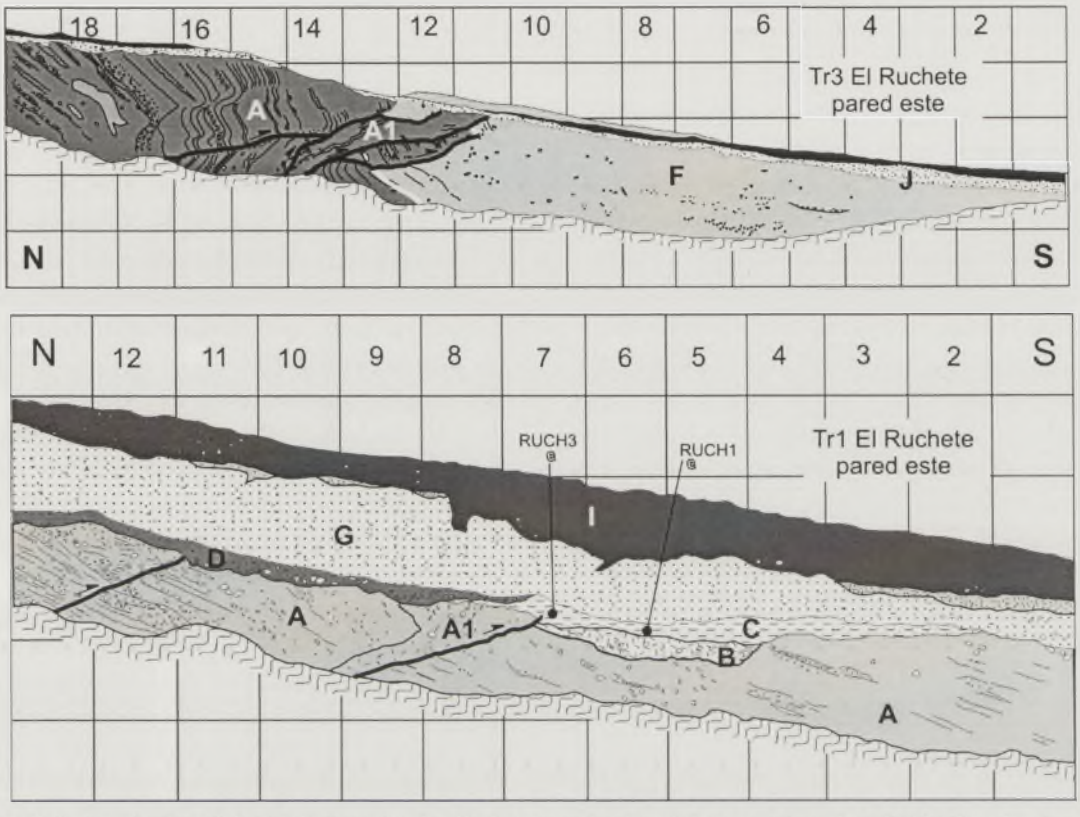


FIGURA 2. *Corte de la pared oriental de la trinchera 3 y detalle de la pared oriental de la trinchera 1 de El Ruchete. A: abanico aluvial formado por gravas y niveles de limos y arenas; a techo se desarrolla un caliche laminar. B y C: posibles cuñas coluviales. D, G e I: Gravas inconsolidadas y desorganizadas que fosilizan las fallas. F: nivel de gravas con gran cantidad de acillas rojas y evidencias de paleosuelos. J: suelo activo y niveles antrópicos. La unidad F aflora tambien en la parte baja de la trinchera 1 por debajo de la unidad G y por encima de la A. Cuadrículas en metros.*

materiales del abanico están afectados por fallas inversas de pequeño salto que distribuyen la dislocación en una zona de pocos metros.

DISCUSIÓN

Estos resultados indican que existe una gran cantidad de deformación acumulada en los depósitos del abanico, como se evidencia sobre todo en las trincheras 2 y 3 de El Ruchete, pero también en el estilo de la zona de falla en la trinchera 1 y en las múltiples fallas inversas en Úrcal. Las capas dislocadas a techo del abanico en Úrcal permiten contabilizar un metro de dislocación vertical, menos que en El Ruchete. La deformación acumulada afecta también a los niveles rojizos que contienen arcillas abundantes en El Ruchete (F), a los que los resultados preliminares de TL atribuyen una edad entre 31-39 ka (muestra a techo) y 65-85 ka (muestra a base).

Hay evidencias sedimentarias de al menos dos eventos sísmicos en la trinchera 1 de El Ruchete:

Evento X: las unidades B y C se interpretan como cuñas coluviales. Por ello, la edad de los sedimentos debe de ser muy cercana a la del evento. Se dataron dos gasterópodos en la unidad C (540-780 AD) con lo que el evento será anterior a 780 AD y posterior a la edad del nivel de arcillas rojas en El Ruchete (su parte alta tiene una edad TL preliminar de 31-39 ka, figura 2). El salto vertical generado por este evento se puede solamente estimar a partir del grosor de la cuña coluvial: cerca de 50 cm. Esto conllevaría una magnitud mínima de M_w 6,38±0,1 (Wells y Coopersmith, 1984).

Evento Y: Las unidades B y C se encuentran fracturadas por un evento posterior cuyo salto es mucho menor al del evento X. Éste no llega a afectar a la unidad G. El evento Y es por tanto posterior a 540 AD.

Sólo el evento X podría ser correlacionado por su edad con el terremoto más reciente descrito en el segmento Lorca-Totana, que tuvo lugar poco antes de 1.650 AD. Las dataciones, sin embargo, son aún provisionales lo que, sumado al margen de error, aconseja tomarlas con prudencia.

Las tasas de deslizamiento vertical estimadas en El Ruchete (más representativas por ser la parte central de la falla) sugieren 0,05 mm/a, valor inferior al estimado geomorfológicamente (Soler *et al.*, 2003). Esto podría ser debido a que se considera sólo una de las fallas de la terminación de la falla de Alhama de Murcia y/o a los distintos períodos de tiempo considerados.

CONCLUSIONES

La terminación meridional de la falla de Alhama de Murcia presenta claras evidencias de levantamiento activo a lo largo de diversas fallas de dirección E-O. En una de ellas, la falla inversa de El Ruchete, se han realizado análisis paleosísmicos mediante trincheras que han permitido atribuir el movimiento más reciente de esta falla al periodo histórico. Se han detectado evidencias de un mínimo de dos eventos sísmicos: El más antiguo (X) ocurrió entre 39 ka y 780 AD y tuvo una M_w mínima de 6,38±0,1. El más reciente (Y) ocurrió posteriormente a 540 AD.

Los datos obtenidos no son suficientes para descartar la ruptura de la falla a través de los límites de sus segmentos. Dos datos apuntan hacia soluciones opuestas: 1) el evento X podría corresponder al evento más reciente descrito en el segmento de Lorca-Totana, lo que indicaría una ruptura de toda la falla, aunque el margen de error es muy elevado, y 2) la M_w mínima obtenida del salto del evento X es menor a la que se obtiene de calcular la ruptura de toda la falla en un solo evento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos ENV4-CT97-0578 y ENGV-CT-2000-00023. Las dataciones por radiocarbono se realizaron en Beta Analytics y las de termoluminiscencia en Quaternary TL Surveys.

REFERENCIAS

Martínez-Díaz, J.J. (1998): *Neotectónica y tectónica activa del sector Centro-occidental de la región de Múrcia y sur de Almería (Cordillera Bética-España)*. Tesis doctoraL, Univ. Complutense de Madrid, 466 p.

Martínez-Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (2000): Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y actividad paleosísmica asociada. Contribución a la determinación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. En: *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 75-87.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L, y Santanach, P, (2001): Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 36: 315-327.

Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L, y Santanach, P, (2004): The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary. Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. *Journal of Geophysical Research*, 109: B01301, doi:10.1029/2002JB002359.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J., y Lario, J. (1992): Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. En: *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 96-100.

Soler, R., Masana, E., y Santanach, P. (2003): Evidencias geomorfológicas y estructurales del levantamiento tectónicao reciente en la terminación sudoccidental de la falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética Oriental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16 (3-4): 123-133.

Wells, D.L. y Coopersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 974-1002.

La falla del norte de la Maladeta, ¿fuente sísmica del terremoto de Vielha (11 de Noviembre de 1923)?

M. Ortuño, H. Perea, E. Masana y P. Santanach

Dept. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, c/Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona. mcandela@geo.ub.es, hector@geo.ub.es, eulalia.masana@ub.edu, pere.santanach@ub.edu

ABSTRACT

Instrumental and macroseismic data were computed using the Gasperini et al. (1999) method in order to define the seimogenic source of the 19 November 1923 earthquake in the Aran Valley (Central Pyrenees). The resulting data consist of a theoretical rupture area with an azimuth of N88E, an epicentre located at 42º42´N, 0º47'E, and an associated magnitude of Mw=5.8. These data are in agreement with previous studies by Susagna et al. (1994) and suggest that the Maladeta North Fault is the structure responsible for the seismic event. Morphological analysis in the area leads to recognise the displacement of planation surfaces along this fault with an easternward increasing offset and to estimate a maximum slip for the fault of 625 m in the Muntanheta area. Taking into account the presumed age of the deposits lying on the downthrown wall of the fault, the slip rate for the fault can be constrained between 0.04 mm/a and 0.07 mm/a for the last 10 Ma.

Key words: *Central Pyrenees, Maladeta North Fault, active tectonics, seismogenic source, slip rate.*

INTRODUCCIÓN

El Valle de Arán, en los Pirineos, es una zona de sismicidad moderada donde se han producido dos terremotos históricos destructivos: el de 3 de Marzo de 1373 (Imax=VIII-IX, MSK; Olivera *et al.*, 1994) y el terremoto de Vielha, ocurrido el 19 de Noviembre de 1923 (Imax=VIII, MSK; Susagna *et al.*, 1994). Se han publicado estudios sobre la sismicidad instrumental de esta región (Olivera y Fleta, 1996) y Susagna *et al.* (1994) han analizado los datos macrosísmicos e instrumentales del terremoto de Vielha. El trabajo que presentamos pretende establecer una relación entre la falla del norte de la Maladeta y este terremoto a partir del tratamiento de datos de intensidad y del análisis geomorfológico de la zona.

Para identificar la traza de la posible falla sismogénica se han hecho dos tipos de aproximaciones: el cálculo de la falla teórica mediante el análisis de la distribución de datos de intensidad del terremoto de Vielha a partir del método propuesto por Gasperini *et al.* (1999) y el estudio de la expresión geomorfológica de la falla del Norte de la Maladeta. El método elaborado por Gasperini *et al.* (1999) es una herramienta útil para evaluar la localización, dimensiones y orientación de las fuentes de los grandes terremotos históricos a partir de datos de intensidad. Se basa en el algoritmo desarrollado por Gasperini y Ferrari (1997) y usa las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994). Describe una fuente sísmica representándola como un rectángulo orientado, la longitud y la anchura del cual se obtienen a partir de la magnitud del momento mediante relaciones empíricas. Este rectángulo representa la proyección en superficie del área de ruptura de la fuente sismogénica. La coincidencia espacial de estos rectángulos con fallas que muestran rasgos geomorfológicos de actividad reciente permite considerar estas fallas como posibles fuentes sismogénicas.

IDENTIFICACIÓN DE LA FALLA

Susagna *et al.* (1994), a partir de datos macrosísmicos e instrumentales, analizan el sismo de Vielha y concluyen que este evento tuvo una profundidad focal de 5 km, el epicentro situado *grosso modo* a 42º40' N y 0º42'E, una magnitud M_L=5,6 y un momento sísmico M_o=1,1x10^{17}N x m, al que corresponde una magnitud M_w=5,3. Al aplicar el método de Gasperini *et al.* (1999) a los datos de intensidad publicados por Susagna *et al.* (1994), se obtiene una proyección teórica en superficie del área de ruptura representada por el rectángulo de la figura 1. Dicha ruptura implica un terremoto asociado de magnitud M_w =5,8 que tendría el epicentro en 42º42' N y 0º47' E (datos UB en Valensise *et al.*, 2002).

En la figura 2 se han representado los principales rasgos de la cuenca hidrográfica junto con los elementos geomórficos de interés para detectar la actividad reciente de fallas, identificados en la zona a partir del análisis de la topografía y la fotografía aérea. Se han delimitado los relictos de superficies de aplanamiento identificables a ambos lados del Valle de Arán, descritas ya por Kleinsmiede en 1960. Como puede observarse en los perfiles topográficos (Figs. 2 y 3), en estas superficies destacan a menudo altos topográficos que sobresaldrían de las planicies originales. Su envolvente buza suavemente hacia el SSE. Destacan los relictos

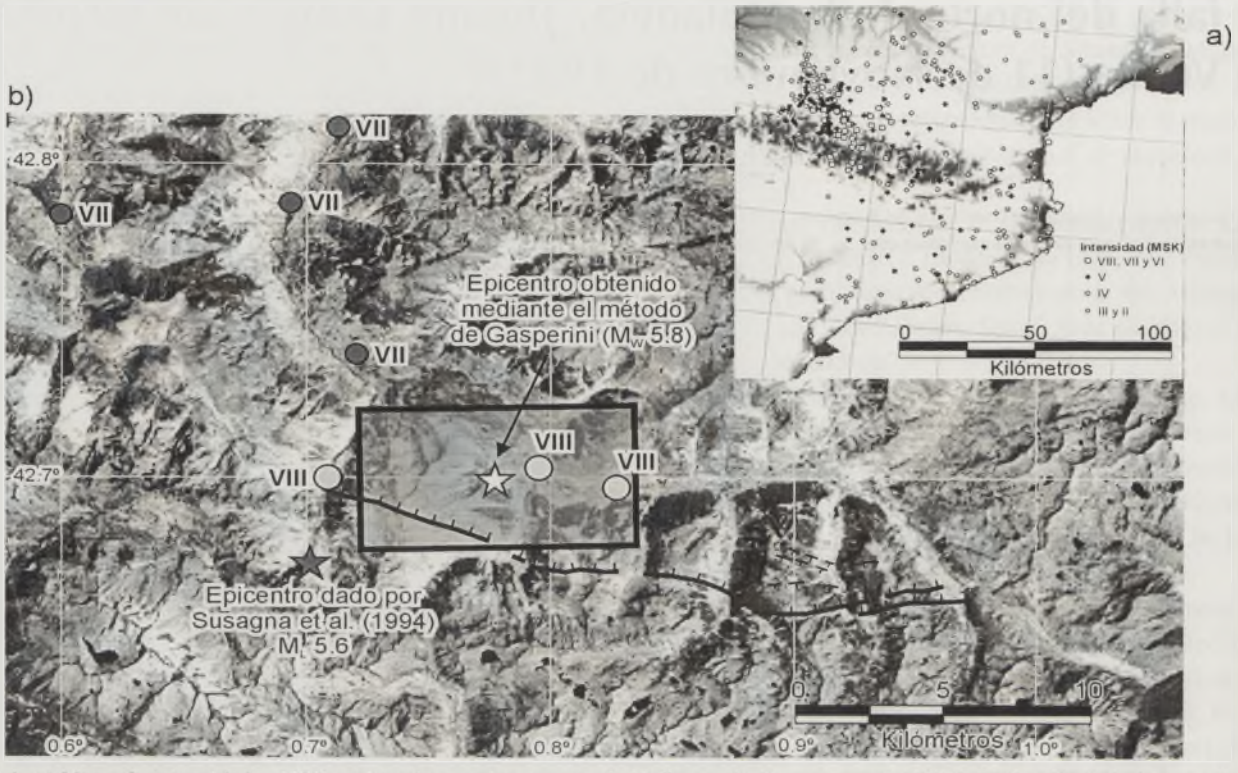


FIGURA 1. *a) Mapa de intensidades MSK registradas en el terremoto de Vielha según Susagna et al. (1994). b) Detalle de la imagen de satélite con el epicentro y la proyección teórica del área de ruptura. Se ha dibujado la traza de la falla Norte de la Maladeta.*

de Medeia, Roques Blanques, Prüedo y Montanheta, que limitan por el Sur con la falla de la Maladeta mediante facetas triangulares que presentan distintos grados de degradación. En el bloque levantado de la falla (al Sur) apenas se conservan restos de estas superficies. Las alturas medias de las crestas, que presentan una cierta homogeneidad, sugieren una altitud mínima de la antigua superficie de aplanamiento en este bloque.

El desnivel entre la altitud de las crestas al sur de la falla y la superficie de aplanamiento justo al norte de la misma es máximo al Este de la zona analizada (Montanheta) y decrece hacia el Oeste (Figs. 2 y 3). Estos desniveles corresponden al salto de falla acumulado desde la formación de las superficies de aplanamiento y es de 125 m para Medeia, 240 m para Roques Blanques, 310 m para Prüedo y 475 m para Montanheta.

En las vertientes de los valles de Valarties y Aiguamiox se han identificado depósitos detríticos, cuya secuencia empieza por conglomerados y hacia techo evoluciona a alternancias de materiales finos, con lutitas carbonosas y abundantes intercalaciones de niveles de lignitos. Estos materiales se encuentran adosados a la falla y su base se sitúa en ambos valles a una cota de 1850 m. Su potencia es cercana a los 150 m (Kleinsmiede, 1960). Estos materiales, probablemente relacionados con un pequeño lago de origen tectónico, han sido atribuidos al Mioceno. Jelgersma (1957), a partir de análisis polínicos, correlaciona estos materiales con los lignitos de Estavar (Cerdanya, Pirineo Oriental) datados con mamíferos como vallesienses (Agustí y Roca, 1987). Si esta correlación fuese correcta habría que pensar en una edad comprendida entre 11,1 y 8,7 Ma. El salto de falla acumulado desde la base de los materiales neógenos sería de 510 m y 625 m para Prüedo y Montanyeta, respectivamente.

DISCUSIÓN

Los datos obtenidos con el método de Gasperini *et al.* (1991) coinciden razonablemente con los de Susagna *et al.* (1994), tanto en lo que se refiere a la localización del epicentro como a la magnitud del terremoto. A su vez, la proyección en superficie del área de ruptura calculada está en acuerdo con la traza de la falla delimitada mediante el análisis morfológico. La pequeña oblicuidad del rectángulo con la traza de la falla podría ser debida a la escasez de datos de intensidad que se tienen de Aragón. Todo ello lleva a pensar que sea dicha falla la responsable del sismo de 1923.

Los desplazamientos de las superficies de aplanamiento permiten hacer una estimación de las tasas de deslizamiento de la falla desde el inicio del Mioceno superior, momento en que su actividad queda constatada por el depósito y preservación de los materiales detríticos. Para este cálculo se han considerado dos posibles saltos de falla en Muntanheta, donde el salto es máximo. Se ha estimado el desnivel entre la superficie de aplanamiento en el blo-

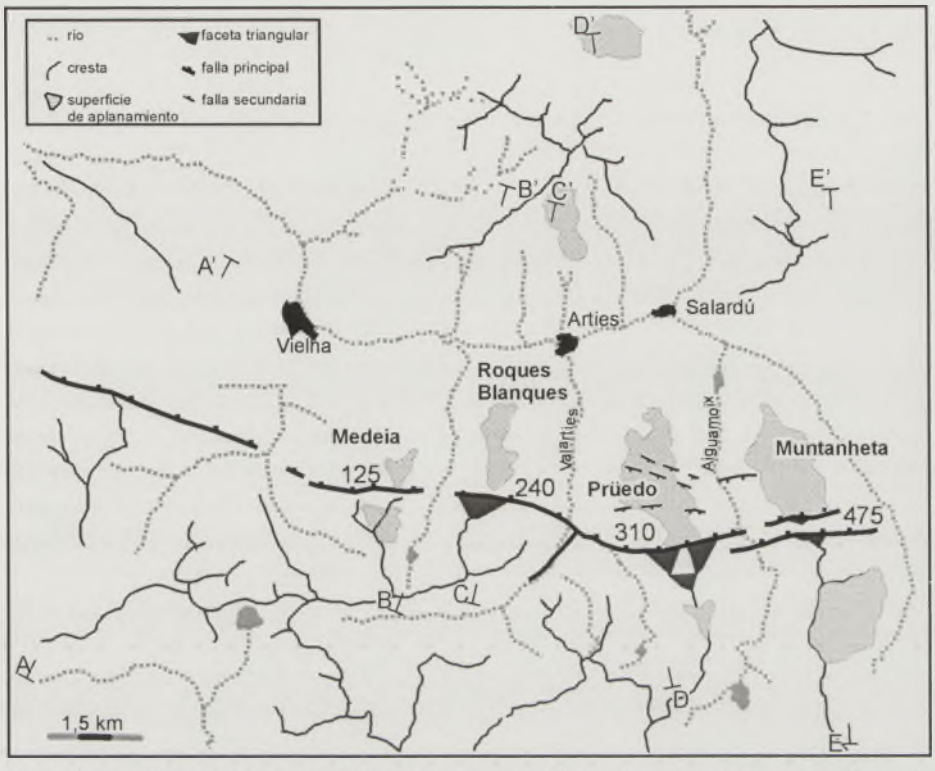


FIGURA 2. *Elementos geomórficos indicadores de actividad tectónica reciente. Situación de los cortes topográficos. Junto a la falla del Norte de la Maladeta se han señalado, en metros, los desplazamientos que afectan a las superficies de aplanamiento.*

que levantado y dos puntos de referencia en el bloque hundido: (a) la intersección de la superficie de aplanamiento que queda hundida y el plano de falla, y (b) la cota mínima a la que afloran los depósitos neógenos (1850 m), punto que coincidiría con el fondo de la depresión generada por la actividad tectónica. Provisionalmente se ha asumido como válida la edad Vallesiense y, de acuerdo con Agustí *et al.* (2001), se han considerado una edad máxima de 11,1 Ma (inicio del Vallesiense) y una mínima de 8,7 Ma (final del Vallesiense). Con estos parámetros se ha obtenido una tasa de deslizamiento entre 0,04 y 0,07 mm/año para esta parte de la falla.

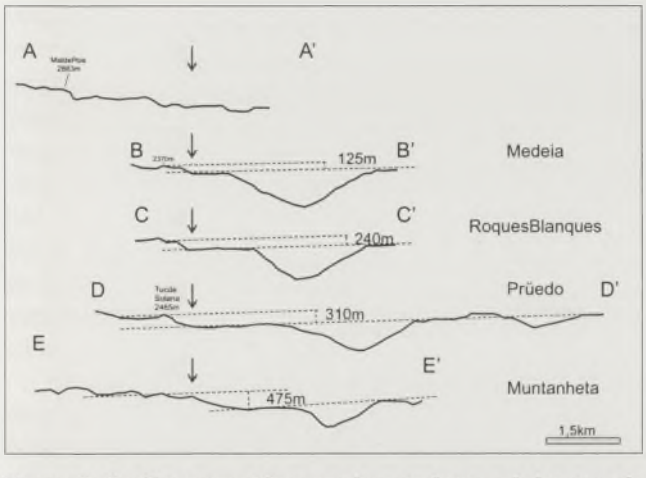


FIGURA 3. *Perfiles topográficos con las envolventes de las superficies de aplanamiento, indicando el desplazamiento de éstas. La traza de la falla en cada perfil se ha señalizado con una flecha (ver figura 2 para localización).*

CONCLUSIONES

El análisis de la distribución de las intensidades del terremoto de Vielha de 1923 por el método de Gasperini *et al.* (1999) da una localización del epicentro y magnitud del terremoto que corroboran los obtenidos por Susagna *et al.* (1994) mediante el análisis de la macrosismicidad y la sismicidad instrumental. Además, calcula una falla teórica cuya situación geográfica coincide con la de la falla del Norte de la Maladeta, con clara expresión morfológica y cuya tasa de deslizamiento para los últimos 10 Ma estaría situada entre 0,04 y 0,07 mm/a. Es muy probable que esta falla sea la responsable del terremoto de Vielha y, dadas sus dimensiones, hay que pensar en la posibilidad de que pueda ser capaz de producir terremotos mayores.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto forma parte del proyecto EPIC (BTE2002-00324). Agradecemos al Servei Geològic de Catalunya (ICC), en especial a Teresa Susagna, por los datos de intensidad del terremoto de Vielha.

REFERENCIAS

Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. y Parés, J.M. (2001): A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth Science Review*, 52: 247-260.

Gasperini, P., Bernardini, F., Valenise, G. y Boschi, E. (1999): Defining Seismogenic Sources form Historical Earthquake Felt Reports. *Bulletin of the Seismological Society of America,* 89(1): 94-110.

Gasperini, P. y Ferrari, G. (1997): Stima dei parametri sintetici. En: *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980* (E. Boschi *et al.*, Eds.), Instituto Nazionale di Geofísica (Italia), SGA publ.: 56-64.

Jelgersma, S. (1957): Investigaciones palinológicas de lignitos terciarios procedentes de la Cardaña y el Valle de Aran (Pirineo Español). *Cursillo y conferencias del Instituto Lucas Mallada*, 4: 159-162.

Kleinsmiede, W. (1960): Geology of the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 129-247.

Olivera, C., Riera, A., Lambert, J., Banda, E. y Alexandre, P. (1994): *Els terratrèmols de l'any 1373 al Pirineu. Efectes a Espanya i França.* Servei Geològic de Catalunya, 220 p.

Olivera, C. y Fleta, J. (1996): Análisis of microearthquakes (1986-1993) in Vielha area, Axial Zone of the Central Pyrenees. En: *XXV General Assembly European Seismological Commission*, Reykjavik, Iceland: 288-293.

Susagna, T., Roca, A., Goula, X. y Batlló, J. (1994): Analysis of Macroseismic and Instrumental Data for the Study of the 19 November 1923 Earthquake in the Aran Valley (Central Pyrenees*). Natural hazards*, 24(10): 7-17.

Valensise, G., Basili, R., Mucciarelli, M. y Pantosti, D., Eds (2002): Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Europe, a compilation of data collected by partners of the EU project FAUST. Distributed through the Internet: URL http://www.ingv.it/~roma/banche/catalogo_europeo

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 1-24.

Determinación del grado de actividad de fallas extensivas en zonas de deformación lenta y su influencia en los estudios de peligrosidad sísmica

H. Perea, E. Masana y P. Santanach

Dpto. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C/ Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona. hector@geo.ub.es, eulalia.masana@ub.edu, pere.santanach@ub.edu

ABSTRACT

An approach to the classification of active faults in low-active intraplate extensional regions is proposed. It implies the correlation of individual faults with the present and historical seismicity, and the use of geological, geomorphological and paleoseismological data to determine the faults that could be seismogenic although have not caused large earthquakes in historical and instrumental periods. These faults are classified as seismogenic faults, high potential faults and mid potential faults. Finally, the inclusion of the fault parameters of faults defined as seismogenic or high potential in seismic hazard studies shows the importance of studying potential active faults in low seismic zones. The northwestern margin of the València trough was taken as a case study. Among the extensional faults of this region, two of them have been classified as seismogenic, 15 as high potential and 22 as mid potential. The seismic hazard analysis done in the València trough shows that the combination of the probabilistic method with the characteristic earthquake method, that includes the parameters of seismogenic and high potential faults, increases the hazard in zones where using only the probabilistic method the hazard was lower.

Key words: *active fault, extensive zone, seismicity, geomorphology, seismic hazard.*

INTRODUCCIÓN

El cálculo de la peligrosidad sísmica para períodos de retorno largos en regiones intraplaca con tasas de deformación lenta presenta el problema del desconocimiento de cuáles son las fallas realmente activas. Esto se debe al hecho de que los catálogos sísmicos disponibles no abarcan todo el ciclo sísmico de una falla, a causa de los largos periodos de recurrencia que éstas tienen, y, por lo tanto, normalmente no se tiene conocimiento de ningún gran terremoto (Mw>5,5) que pueda estar relacionado con una falla determinada. En este trabajo se propone un método para la definición de fallas activas y su posterior clasificación según la probabilidad de que sean sismogénicas, el cual se ha aplicado al margen noroccidental del Surco de Valencia. Se ha realizado un estudio de la peligrosidad símica, en el que se han comparando los resultados obtenidos mediante la utilización únicamente del método probabilista con los obtenidos mediante la combinación del método probabilista y el método del terremoto característico, en el cual se utilizan las fallas como fuentes sismogénicas.

El Surco de Valencia es una cuenca extensiva neógena, de dirección NE-SO, localizada entre la Península Ibérica y las islas Baleares (Fig. 1). Es una cuenca asimétrica. Su flanco noroccidental se caracteriza por un sistema de fallas normales, mientras que el suroriental lo forman los cabalgamientos frontales de las Béticas externas. El límite entre ambas zonas se localiza a lo largo del eje del surco (Banda y Santanach, 1992).

El estudio se centra en el flanco noroccidental del Surco de Valencia, cuyas fallas extensivas se organizan en dos conjuntos. Al norte, las fallas tienen una dirección de NO-SE, mientras que en el centro y sur las fallas tienen una dirección que progresivamente, y de norte a sur, pasa de NNE-SSO a

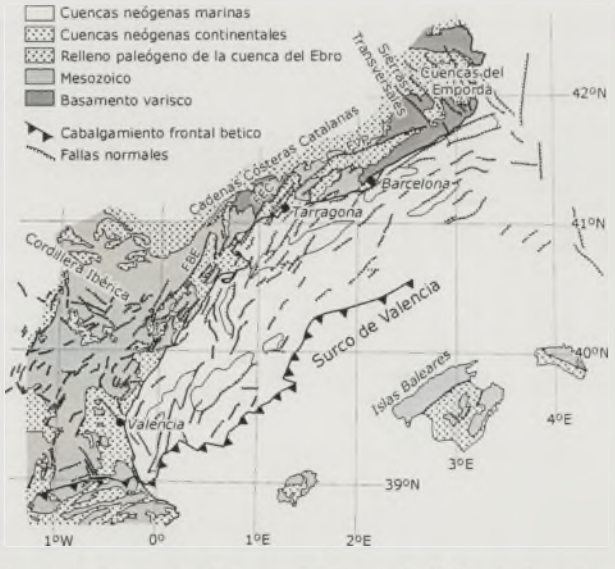


FIGURA 1. *Mapa simplificado del Surco de Valencia basado en Roca y Guimerà (1992). FVP: Falla del Vallés-Penedés; FEC: Falla de El Camp; FBE: Falla del Baix Ebre.*

N-S de forma paralela a la línea de la costa. Estas fallas dieron lugar a cuencas neógenas continentales y marinas.

La dirección del esfuerzo principal σ_3 actual, deducido a partir del estudio de la deformación en las paredes de los sondeos profundos (Schindler *et al.*, 1998), es la misma que la que dio origen a la formación de las fallas y cuencas neógenas. En este sentido, se considera que las principales fallas neógenas deben ser consideradas potencialmente activas y por lo tanto capaces de producir grandes terremotos.

El Surco de Valencia presenta una sismicidad entre baja y moderada, tanto en el número de terremotos como en su magnitud (Fig. 2). De todas formas, se tiene registro en tiempos históricos y mediante estudios paleosismológicos de que algunas fallas de esta zona han producido grandes terremotos y, por lo tanto, pueden volver a generarlos en el futuro. La distribución espacial de los terremotos es heterogénea. Éstos se encuentran concentrados principalmente en tres áreas: a) las sierras Transversales situadas en el margen nordeste del surco; b) la zona terminal de la Cordillera Ibérica, y c) la zona centro y norte de las Cadenas Costero Catalanas. Esta distribución deja un área entre Tarragona y Valencia sísmicamente silenciosa, sin apenas terremotos registrados.

DETERMINACIÓN DE FALLAS ACTIVAS

Se han considerado sólo las fallas con una longitud mayor de 10 km, mínima indispensable para causar grandes terremotos. Para discriminar cuáles de entre ellas son activas se han seguido dos aproximaciones distintas. En la primera, la sismicidad histórica e instrumental se ha utilizado para determinar cuáles son las fallas responsables de dicha actividad. En la segunda, se han comparando las características geomorfológicas de las fallas sismogénicas probadas con el resto de las fallas neógenas seleccionadas.

Aproximación a partir de la sismicidad

En el caso de los sismos históricos con los puntos de intensidad conocidos se han obtenido las fuentes sísmicas que les corresponden mediante el método de Gasperini *et al.* (1999). Este método permite obtener la localización, las dimensiones físicas y la orientación de la fuente sísmica de un terremoto histórico a partir de la distribución de los puntos de intensidad. Con la localización de la fuente sísmica y su comparación con la geología de la zona se puede llegar, en algunos casos, a determinar la falla responsable del terremoto al que corresponde la fuente. Con este método sólo los terremotos de Amer (secuencia de Marzo de 1427) y Olot (15 de Mayo de 1427) han podido atribuirse a la falla de Amer (Fig. 3), localizada en las sierras Transversales.

En los terremotos históricos e instrumentales con el epicentro conocido se han asociado espacialmente dichos epicentros con la proyección en superficie de los planos de las fallas. Se ha considerado que los terremotos cuyos epicentros caen dentro de dicha proyección han sido generados por esa falla (Fig. 3); por lo tanto, estas fallas son activas y en el futuro podrían ser responsables de un gran terremoto. Se han determinado 22 fallas con estas características.

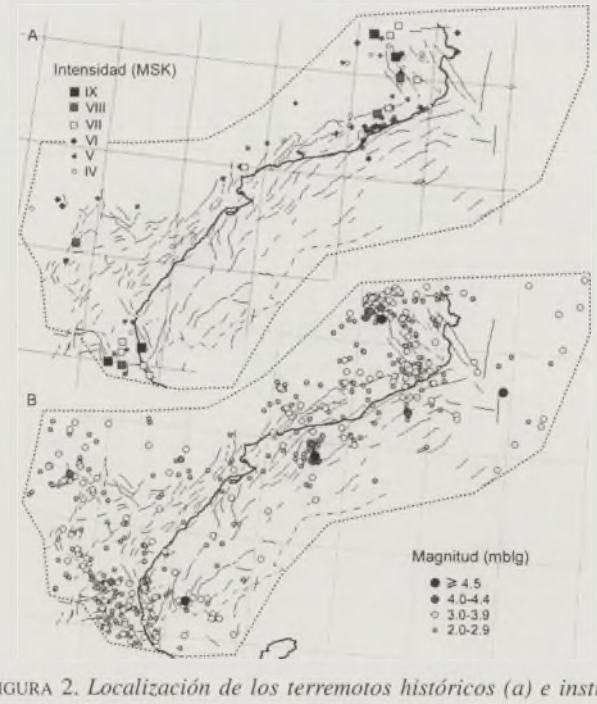


FIGURA 2. *Localización de los terremotos históricos (a) e instrumentales (b) de acuerdo con el catálogo del IGN. La línea de puntos indica el límite del área seleccionada, en la cual el terremoto histórico más antiguo corresponde al año 1373 DC y el catálogo instrumental incluye los terremotos hasta 2001.*

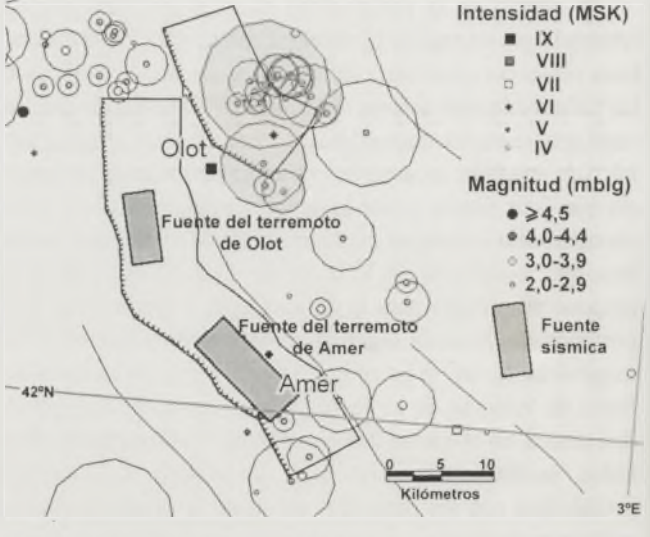


FIGURA 3. *Mapa de la zona de la falla de Amer que incluye las fuentes sísmicas para los terremotos de Amer y Olot de 1427 calculadas mediante el método de Gasperini* et al. *(1999). La falla localizada al nordeste de la falla de Amer es un ejemplo de falla que se puede considerar activa debido a la asociación de una serie de epicentros (círculos grises) con la proyección de su plano en superficie. Los círculos que rodean los epicentros indican el error de localización horizontal de acuerdo con el IGN.*

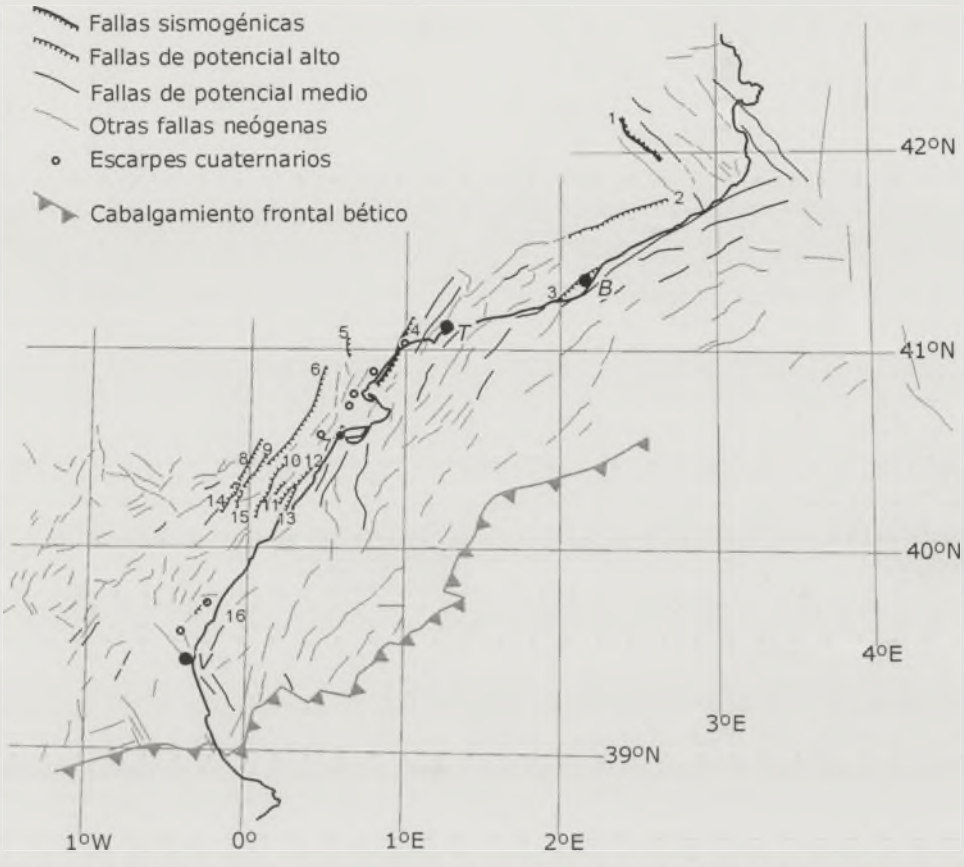


FIGURA 4. *Fallas neógenas normales del margen noroccidental del Surco de Valencia clasificadas de acuerdo con los diferentes grados de potencial sísmico. Se han definido las siguientes fallas sismogénicas y de potencial alto: 1) Amer, 2) Montseny, 3) Pla de Barcelona, 4) El Camp, 5) Pla de Brugar, 6) Baix Ebre, 7) Montsià, 8) Catí, 9) Albocàsser, 10) Salzedella, 11) Vall d'Angel, 12) Alcalà de Xivert, 13) Serra d'Irta, 14) Atzeneta, 15) Els Ivarsos, 16) Vall d'Uixó. B: Barcelona; T: Tarragona; V: Valencia.*

Aproximación a partir de la comparación geomorfológica con fallas sismogénicas

Son fallas sismogénicas aquéllas que han generado grandes terremotos a lo largo del Cuaternario. En consecuencia, se tienen en cuenta las fallas que han generado los grandes terremotos históricos y las fallas con grandes terremotos reconocidos paleosismológicamente. Sólo las fallas de Amer (ya comentada) y El Camp caen en esta categoría. Los estudios de paleosismicidad han probado que la falla de El Camp ha causado como mínimo tres eventos en los últimos 125.000 años (Masana *et al.*, 2001). Se parte de la premisa de que bajo condiciones climáticas y geológicas similares las fallas activas deberían tener características geomorfológicas similares (principalmente, la pendiente de las facetas triangulares y el índice de sinuosidad de los frentes montañosos asociados a las fallas, así como la forma de las cuencas localizadas en dichos frentes). Teniendo esto en cuenta se ha procedido a la comparación de dichas características entre las fallas sismogénicas y las demás fallas neógenas. Hay 15 fallas neógenas que presentan características geomorfológicas similares a las de las sismogénicas (Fig. 4).

CLASIFICACIÓN DE LAS FALLAS ACTIVAS Y ANÁLISIS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA

Las fallas activas se han clasificado en 3 clases diferentes:

– Fallas sismogénicas: fallas con grandes terremotos, durante el Cuaternario, bien probados. Son las fallas de Amer y de El Camp.

– Fallas de potencial alto: fallas que tienen características geomorfológicas similares a las de las fallas sismogénicas.

– Fallas de potencial medio: fallas responsables de parte de la sismicidad actual pero que no tienen características geomorfológicas similares a las de las fallas sismogénicas.

Se ha realizado un estudio de la peligrosidad sísmica utilizando el método probabilista (Cornell, 1968) y posteriormente se ha combinado el método probabilista con el método del terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984), utilizando las fallas como fuentes sismogénicas. A partir de la comparación entre ambos modelos se constata que la inclusión de los datos de las fallas implica un incremento de la peligrosidad sísmica donde éstas se localizan (Fig. 5). Teniendo en cuenta que la mayoría de las fallas sismogénicas y de potencial alto se localizan en la zona sísmicamente silenciosa, la introducción de las fallas produce un aumento significativo de la peligrosidad en esta zona.

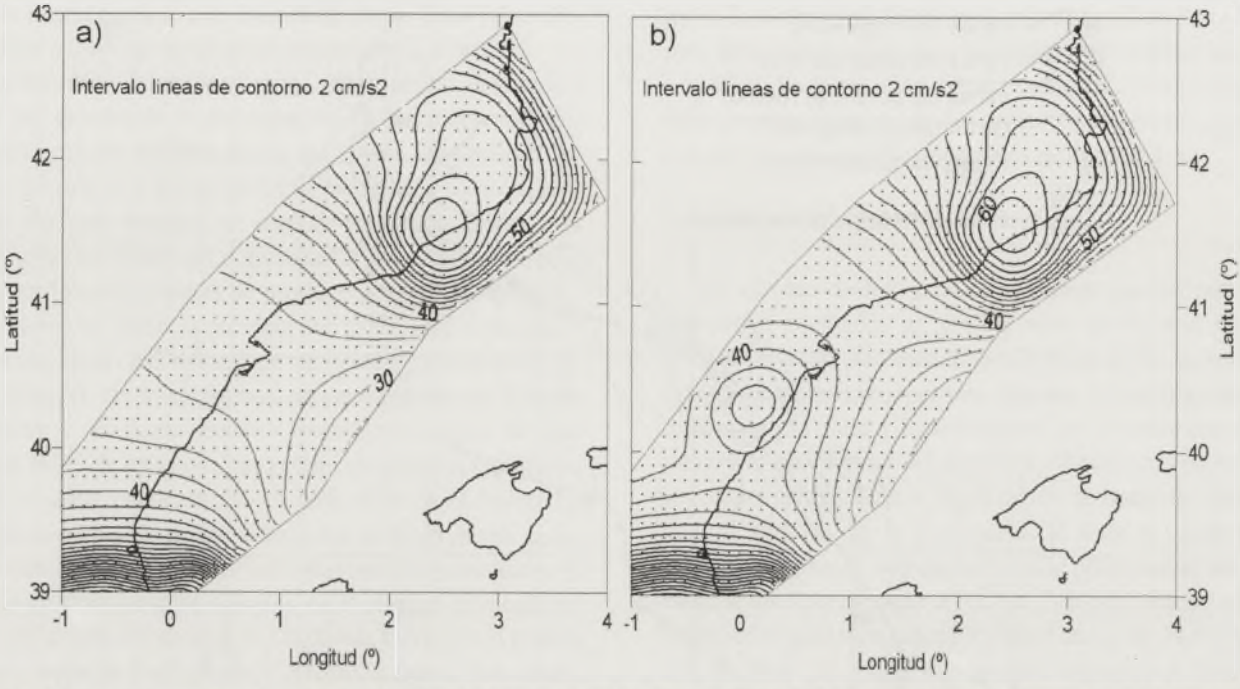


FIGURA 5. *Mapas que muestran la aceleración pico del terreno (cm/s²) para un periodo de retorno de 475 años. a) Resultados obtenidos usando solo el método probabilista. b) Resultados obtenidos a partir de la combinación del método probabilista con el de terremoto característico. Nótese el significativo aumento de los valores de peligrosidad en la zona donde se localizan la mayoría de fallas consideradas de potencial alto.*

CONCLUSIONES

Las fallas extensivas neógenas del Surco de Valencia tienen una disposición con respecto al campo de esfuerzos actual que obliga a considerarlas potencialmente activas. Diversos métodos han permitido clasificar las fallas potencialmente activas en fallas sismogénicas, fallas de potencial alto y fallas de potencial medio, en función de la probabilidad de generar grandes terremotos.

La introducción de los parámetros de las fallas sismogénicas y de potencial alto en los cálculos de peligrosidad sísmica implica un incremento de la peligrosidad en las zonas donde éstas se localizan en comparación con los resultados que se obtienen utilizando únicamente el método probabilista. Esto pone de manifiesto la importancia del conocimiento de los parámetros sísmicos de las fallas localizadas en zonas con una sismicidad actual baja o moderada y su inclusión en futuros estudios de peligrosidad sísmica.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el proyecto SAFE (nº EVG1-CT-2000-00023). Agradecemos los comentarios del revisor anónimo ya que han ayudado a mejorar el trabajo.

REFERENCIAS

Banda, E, y Santanach, P., Eds. (1992): Geology and Geophysics of the Valencia Trough, Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 203: 361 p.

Cornell, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58: 1583-1606.

Gasperini, P., Bernardini, F., Valensise, G y Boschi, E. (1999): Defining Seismogenic Sources from Historical Earthquake Felt Reports. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1): 94-110.

Masana, E., Villamarín, J.A. y Santanach, P. (2001): Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4): 329-354.

Roca, E. y Guimerá, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.

Schindler, A., Jurado, M.J. y Müller, B. (1998): Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, 300: 63-77.

Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1984): Fault behaviour and characteristic earthquakes-examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89: 5681-5698.

Criterios geomorfológicos sobre actividad tectónica reciente a lo largo de la Costa Recta, Isla Decepción (Antártida Occidental)

R. Pérez-López[1], F. Fernández-Ibáñez[2,3], J.J. Martínez-Díaz[4], C. Paredes[5], J.L. Giner[4] y A. Caselli[6]

1 Dpto. de C.C. Ambientales y Rec. Naturales, F. C.C. Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo-CEU, 28688 Boadilla del Monte (Madrid), España. rperez.fcex@ceu.es
2 Instituto Andaluz de Geofísica, Campus de Cartuja s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, España. fferiba@ugr.es
3 Dpto. de Geodinámica, F. de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18002 Granada, España.
4 Dpto. de Geodinámica, F. C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.
5 Dpto. de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, E.T.S. Ingenieros de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, 28003 Madrid, España. cparedes@dmami.upm.es
6 Dpto. de Ciencias Geológicas, Área de Sedimentología, Universidad de Buenos Aires, Argentina. acaselli@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

Several active tectonic evidences are observed along Costa Recta, located eastward of Deception Island (western Antarctica): marine terraces and fluvial streams cutting a relict glacier. The height of both landforms decrease southward from Macaroni Point, appointing to a tilt movement across a fault plane. Fault planes were measured at Macaroni Point and Baily Head, with a main NNW-SSE orientation, similar to the Costa Recta strike. From several scales of measure, the orientation of the beach was established in two principal segments: N168ºE, and N173ºE. On the other hand, the beach and glacier dynamics and sedimentary deposits were studied. According to the morpho-tectonic analysis, we conclude that the Costa Recta beach is a retreat scarp of a submarine fault oriented NNW-SSE and located in the Bransfield Strait, although a geophysical study of the marine bottom is needed to map the fault trace in an accurate way.

Key words: *morphotectonic, marine terraces, fluvial network, submarine fault, Antarctica.*

INTRODUCCIÓN

Durante el verano austral del año 2004, un grupo de geólogos hispano argentinos llevaron a cabo un trabajo de campo a lo largo de la Costa Recta, localizada en la margen este de Isla Decepción, Antártida occidental (Fig. 1), contando con el apoyo de las dos bases antárticas de la isla: Base Española Gabriel de Castilla (BAEGC, activa desde 1988) y Base Argentina Decepción (BAD, activa desde 1948). Este trabajo de campo permitió describir la morfología de la playa en relación a la dinámica litoral de la zona (Estrecho de Bransfield), la dinámica glaciar del acantilado que limita por el oeste, en conjunción con un análisis morfotectónico llevado a cabo a lo largo de sus más de 7 km de longitud. Estos objetivos forman parte del proyecto antártico VISHNU (*Vulcanism Induced by Seismicity and Hydrological Networks Uncertain*, REN 2002-683/ANT) y del Programa de Investigación Antártica Argentina.

El recorrido comienza en Caleta Péndulo (Fig. 1), atravesando la Bahía de Puerto Foster desde la BAEGC. Desde este punto, se accede a Punta Macaroni atravesando la cobertera glaciar del Monte Pond por el valle Goddard. Desde esta punta, situada al noreste de la isla, el equipo recorrió la playa hasta Morro Baily, límite SE de la Costa Recta. A lo largo de este trayecto se reconocieron la zona submareal, intermareal y una serie de terrazas marinas que decrecían en altura hacia el sur. Sobre la cobertera helada del extremo oriental de la isla se aprecia un encajamiento importante de la red fluvial que se hace menos evidente hacia el sur. Estos canales fluviales aportan material fino que es eliminado por la dinámica costera y presentan terrazas fluviales asimétricas a lo largo de su recorrido. También se analizó la granulometría de la costa y los coluviones y depósitos de tipo glaciar. Además, se tomaron orientaciones de fracturas en afloramientos de Punta Macaroni y Morro Baily. Desde este último punto, el equipo accedió a Bahía Balleneros atravesando la parte sur del glaciar del Monte Pond, desde donde regresó a la BAEGC en zodiac.

ENCUADRE GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE ISLA DECEPCIÓN

Isla Decepción (Fig. 1) constituye un complejo volcánico activo de la cuenca de Bransfield con una edad menor de 780.000 años (Rapalini y Varaldo, 1999), localizado al sureste de las islas Shetland del Sur. Este complejo se emplazó a partir de una extensión cortical, como primera etapa de una apertura oceánica entre la Placa Antártica y la extinta Placa Fénix (González-Casado *et al.*, 2000). Según estos autores, el estrecho de Bransfield se interpreta como

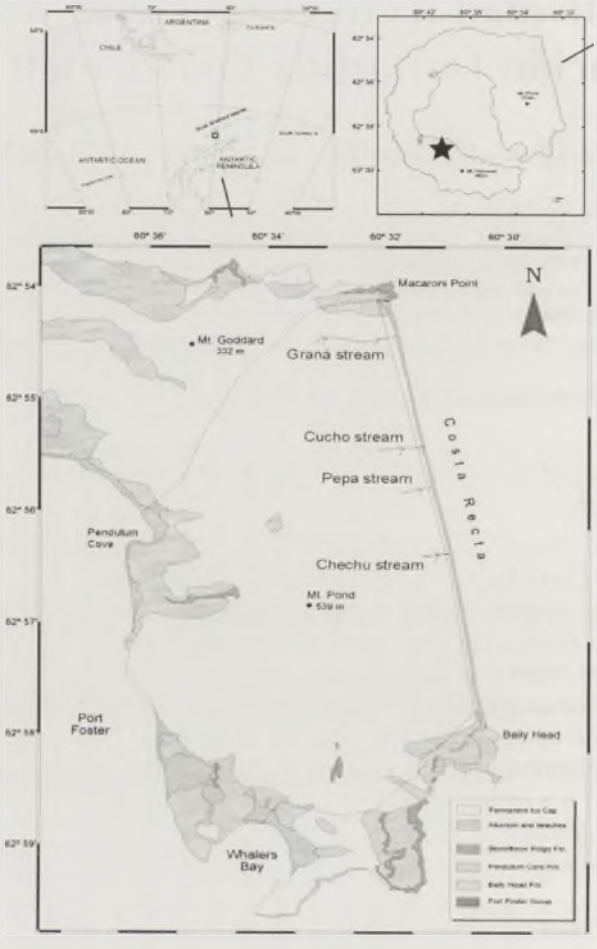


FIGURA 1. *Localización geográfica de Isla Decepción y esquema geológico de la Costa Recta (Smellie et al., 2002).* Macaroni Point*: Punta Macaroni;* Baily Head*: Morro Baily;* Pendulum Cove*: Caleta Péndulo;* Port Foster*: Puerto Foster;* Whalers Bay*: Bahía Balleneros;* Fm*: formación,* stream*: canal fluvial,* alluvium*: aluvial;* beach*: playa,* Ice Cap*: glaciar relicto. La estrella indica la posición de la base BAEGC.*

una cuenca tras-arco particular, a partir del análisis de fallas y de mecanismos focales, respondiendo cinemáticamente a un movimiento sinestral entre la Placa Scotia y la Placa Antártica, con una orientación de σ_{hmax} NE-SO. Trabajos de campo llevados a cabo por González-Casado *et al.* (1999) muestran una orientación regional de la micro fracturación NE-SO y otra orientación secundaria según NO-SE.

Litológicamente la isla está formada por material volcánico dividido en dos grupos principales en función de la formación de la caldera volcánica que dio lugar a la Bahía Puerto Foster (Smellie, 2000; Smellie *et al.*, 2002): (a) *Grupo Puerto Foster*: depósitos precaldera, principalmente *pillow* lavas de erupciones hidrovolcánicas y brechas de erupción sub-aérea. (b) *Grupo Monte Pond*: depósitos postcaldera de tobas y *lapilli* descritos a partir de afloramientos en *Stonethrow* y erupciones piroclásticas efusivas, con numerosos centros y conos volcánicos. La edad de estos materiales es pliocuaternaria, comprendida entre 780.000 y 153.000 ± 46.000 años, datados por paleomagnetismo (Rapalini y Varadlo, 1999) y K-Ar (Keller *et al.*, 1991), respectivamente.

EVIDENCIAS SOBRE ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE

La Costa Recta es una línea de playa rectilínea (Fig. 2) orientada NNO-SSE, de 7,3 km de longitud. Está formada por dos segmentos de direcciones según N168ºE y N173ºE, respectivamente. El punto de inflexión (Canal Chechu) coincide con la intersección con la falla del Monte Pond, interpretada por primera vez por Rey *et al.* (1996). A lo largo de ella aparece un acantilado de hielo, de 40 m de altura máxima, incidido por cuatro canales principales orientados E-O: Graná, Cucho, Pepa y Chechu.

FIGURA 2. *Fotografía de la Costa Recta desde Punta Macaroni e interpretación de la serie de terrazas marinas.* Baily Head*: Morro Baily;* Mount Pond Glacier*: glaciar Monte Pond;* Bransfield Strait*: Estrecho de Bransfield;* waves*: olas;* low-tide*: marea baja;* high-tide*: marea alta;* old beach*: playa antigua;* stream*: canal fluvial.*

El trazado linear de la Costa Recta ha sido explicado clásicamente mediante dos hipótesis. La primera hace referencia a un control tectónico (Smellie *et al.*, 2002; Rey *et al.*, 1996). La segunda señala la relevancia de la dinámica del glaciar y de la playa (López-Martínez y Serrano, 2002), proponiendo un balance entre el material aportado por el glaciar y el removido por la dinámica litoral.

Nuestras observaciones de campo proporcionan las siguientes evidencias sobre actividad tectónica reciente:

(1) Una serie de terrazas marinas cuya altura decrece desde Punta Macaroni hacia Morro Baily (Fig. 2). Estas terrazas se encuentran por encima de la marca de marea alta (+1,85 m en esa época del año; IHM, 2003) (Fig. 3), alcanzando una altura máxima sobre ella de 8 m, cerca de Macaroni y mínima de 2 m, cerca de Morro Baily. Están formadas por arenas de origen volcánico, bien clasificadas y redondeadas, con un tamaño entre de 2 mm y 2 cm.

La inclinación del *sea-cliff* actual es de 33°. No fue posible determinar el antiguo ángulo de *shore-line* al estar cubierto por coluviones (Fig. 3). Estos coluviones aparecen a lo largo de todo el acantilado glaciar y se encuentran erosionados cuando alcanzan la zona actual intermareal.

(2) Sobre la capa de hielo del Monte Pond se localizaron cuatro canales (Fig. 1), que presentan una incisión decreciente de norte a sur. Las terrazas marinas aparecen erosionadas por dichos canales (Fig. 3).

(3) Se midieron 52 planos de falla con signos de movimiento, mayoritariamente normales (Fig. 4). Las orientaciones principales obtenidas son NNE-SSO, NO-SE y E-O. La primera orientación coincide con una dirección de fracturación regional (González-Casado *et al.*, 1999), la segunda corresponde a la orientación de la Costa Recta, mientras que la orientación E-O es paralela a la falla del Monte Pond.

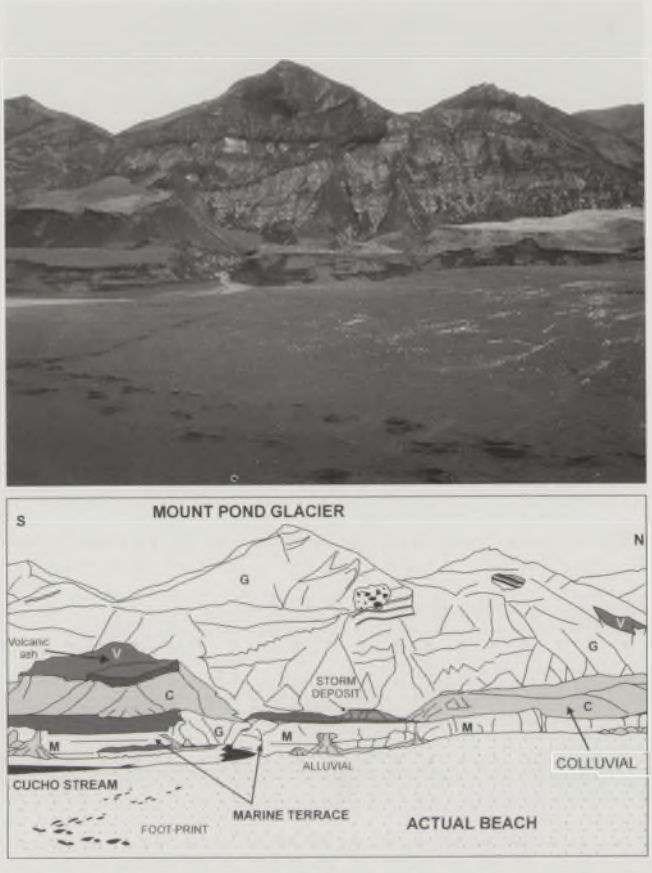


FIGURA 3. *Detalle de un nivel de terrazas marinas localizadas en el canal fluvial Cucho e interpretación de depósitos de tormenta preservados. Se observa cómo los coluviones se apoyan sobre las terrazas marinas y cómo ésta es erosionada por el canal fluvial.* C*: coluvial,* M*: terraza marina,* G*: resto glaciar.* Storm deposit*: depósito de tormenta;* alluvial*: aluvial;* marine terrace*: terraza marina;* volcanic ash*: ceniza volcánica;* foot-print*: huellas,* stream*: canal.*

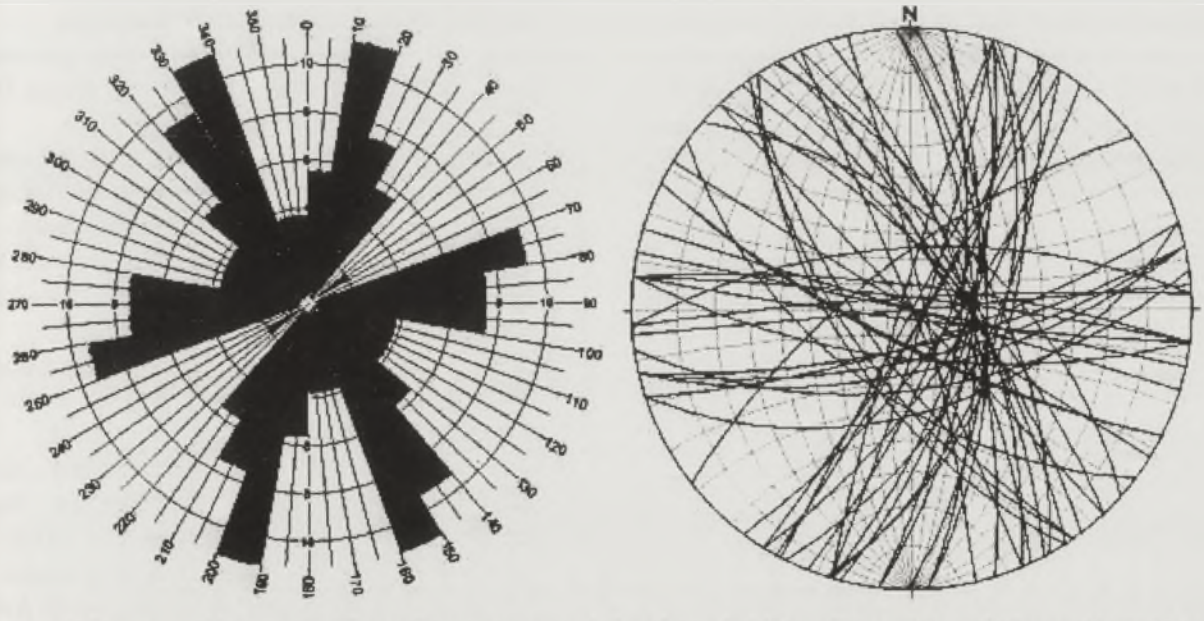


FIGURA 4. *Representación estereográfica y diagrama en rosa de los planos de falla medidos en Morro Baily y en Punta Macaroni.*

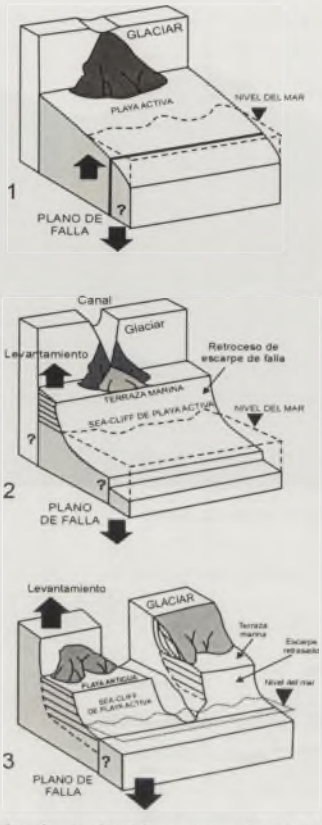


FIGURA 5. *Modelo de evolución propuesto. 1) Playa activa con acantilado de hielo asociado. 2) Movimiento de la falla submarina que provoca el levantamiento del bloque emergido. Retroceso del escarpe de falla y encajamiento de una red fluvial incipiente. 3) El encajamiento afecta a las terrazas marinas.*

MODELO PROPUESTO

A partir de estas observaciones geológicas, interpretamos la morfología linear de la Costa Recta como una expresión del retroceso de un escarpe de una falla submarina con componente normal en el Estrecho de Bransfield (Fig. 5). La existencia de terrazas marinas a lo largo de toda la línea de playa y el encajamiento de canales fluviales sobre la cobertera helada del Monte Pond revelan una actividad tectónica con hundimiento del bloque de falla submarino, decreciendo el desplazamiento vertical de norte a sur.

El gradiente de deformación vertical podría explicarse si la falla submarina es, o bien una falla en tijera con un *tip-line* cercano a Morro Baily, o bien una falla normal cuya traza submarina es mayor que la longitud total de Costa Recta, por lo que el retroceso del escarpe muestra una variación en el salto sólo en las zonas emergidas.

Por último, indicar que estas evidencias deben completarse con estudios geofísicos del fondo marino para intentar determinar la posición de la traza de la falla submarina.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Dra. Alicia García, del Ministerio de Ciencia y Tecnología y del Museo de Ciencias Naturales todo su apoyo en la realización de este trabajo. Los autores agradecen al personal militar de la Base Antártica Española Gabriel de Castilla y de la Base Antártica Argentina Decepción, así como a la dotación del remolcador de altura Las Palmas, por su desinteresada colaboración a lo largo de la campaña antártica 2003/2004. Así mismo, queremos agradecer las fructíferas explicaciones sobre la dinámica costera aportadas por el Dr. Mariano Lastra de la Universidad de Vigo. También agradecer la colaboración desinteresada del proyecto TOMODEC: Tomografía sísmica de alta resolución de la isla Decepción (Antártica) y modelización de la fuente sísmica: REN 2001-3833/ANT de la DGYCIT. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto DGYCIT: VIS-HNU, REN2002-683/ANT.

REFERENCIAS

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001): *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science. Massachusetts, 274 p.

González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Giner, J., Durán, J.J. y Gumiel, P. (1999): Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26:27-30.

González-Casado, J.M., Giner-Robles, J.L. y López-Martínez, J. (2000): Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28(11): 1043-1046.

IHM (Instituto Hidrográfico de la Marina) (2003): *Tablas de Mareas en Isla Decepción entre dic-2003 y marzo 2004*.

Keller, R.A., Fisk, M.R., White, W.M. y Birkenmajer, K.(1991): Isotopic and trace elements constrains on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth & Planetary Science Letters*, 111: 287-303.

López-Martínez J. y Serrano, E. (2002): Geomorphology, supplementary text. In: *Geology and Geomorphology of Deception Island*. BAS GEOMAP SERIES, Sheet 6A and 6B. British Antarctic Survey. Cambridge.

Rapalini, A.E. y Baraldo, A. (1999): Estudio paleomagnético de la Isla Decepción, Islas Shetland del sur. En: *14º Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 40.

Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frías, J. (1996): Evidencias tectónicas, volcánicas e hidrotermales en Isla Decepción, relacionadas con el marco geodinámico de la cuenca de Bransfield (Antártida). En: *Actas del V Simposio de estudios Antárticos*. Madrid, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología: 209-222.

Smellie, J.L. (2000): Subglacial eruptions. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, Ed.). Academic Press, San Diego: 403-418.

Smellie, J.L., López-Martínez, J., Headland, R.K., Hernández-Cifuentes, F., Maestro, A., Miller, I.L., Rey, J., Serrano, E., Somoza, L. y Thomson, J.W. (2002): *Geology and Geomorphology of Deception Island.* BAS GEOMAP SERIES, Sheet 6A and 6B. British Antarctic Survey, Cambridge, 77 p.

Terremotos pleistocenos en la cuenca lacustre de Acambay (México)

M.A. Rodríguez-Pascua[1], V.H. Garduño-Monroy[2] e I. Israde-Alcantara[2]

1 Facultad de CC. Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo CEU, 28668 Boadilla del Monte, Madrid. marodpas@ceu.es
2 UMSNH-IIM, Edif. "U" Ciudad Universitaria, Morelia, Mich., México. vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx, aisrade@zeus.ccu.umich.mx

ABSTRACT

The Acambay Basin is a Pleistocene paleolake located in the Trans - Mexican Volcanic Belt and inside of the Morelia – Acambay fault system. The sedimentary infill is upper to 90 m and the main beds are diatomaceous lacustrine sediments capped and some times interlayered with volcaniclastic ashy and epiclastic deposits. Diatom analysis of the outcrops evidence long lived deep lake appears 5 paleoseismic events related to slumps and seismites with liquefactions processes, this phenomena implies that the magnitudes are bigger than 5. It is the first time that had been discovered seismites in lake sediments in the Mexican Volcanic Arc.

Key words: *seismites, Pleistocene lake sediments, Acambay Basin, Morelia – Acambay fault system, Mexican Volvanic Belt.*

INTRODUCCIÓN

En la actualidad el registro sísmico histórico mexicano se puede extender hasta el 1500, pero con importantes lagunas de información, y su registro instrumental comienza en el año 1910 (García Acosta y Suárez Reynoso, 1996). Debido a esta escasez de datos suficientemente espaciados en el tiempo, los estudios paleosísmicos son imprescindibles para ampliar el catálogo sísmico en un área del planeta fuertemente castigada por grandes eventos sísmicos. Sin embargo, a pesar de la gran actividad sísmica del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), las referencias de deformaciones en materiales lacustres recientes y actuales son muy escasas (Garduño *et al.*, 2003; Rodríguez Pascua *et al.*, 2003).

La Cuenca de Acambay se sitúa al NO del estado de México junto a la localidad de Atlacomulco (Fig. 1). Geológicamente está en la zona central del Cinturón Volcánico Mexicano y contenido en la banda de deformación de la falla activa de Morelia – Acambay. La zona estudiada forma parte del graben de Acambay, depresión tectónica intra-arco E-O de 45 km de longitud y 15 km de ancho con fallas normales de la misma orientación que afectan al relleno sedimentario. La región es tectónicamente activa y los materiales recientes (Pleistoceno – actualidad) están fuertemente deformados por fallas y otras estructuras (Langridge *et al.*, 2000).

FIGURA 1. *Situación geográfica y geológica de la Cuenca de Acambay.*

REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE ACAMBAY

Este lago pleistoceno tiene un relleno constituido esencialmente por materiales diatomíticos con facies detríticas correspondientes a abanicos deltaicos y cineritas asociadas a la cercana actividad volcánica. La potencia de sedimentos en la cuenca supera los 70 m en algunos puntos. La columna sedimentaria general (Fig. 2) comienza con un nivel de arenas y margas de 1 m de potencia. A continuación aparece un nivel de 50 m intensamente deformado con pliegues de amplitudes decimétricas que afectan a sedimentos diatomíticos y cineritas, asociados a un deslizamiento subacuático. La sedimentación continúa con arenas de grano medio con estratificación planar y cruzada (0,85 m), para pasar a una serie monótona de diatomitas finamente laminadas de 5 a 22 m de potencia que pertenecen a un lago de aguas profundas alcalinas, oligo a mesohalobias, con tendencia a la turbidez, siendo las especies dominantes *Stephanodiscus Niagarae, S. excentricus, Aulacosira granulata, y A. distans*. A techo de esta serie diatomítica se puede observar un nivel más arcilloso color crema con molares de *Equus* del Pleistoceno. Sobre ellos, en algunos sectores de la cuenca, se tiene un deslizamiento subacuático de 4 m de potencia con un estrato de cineritas y lapilli de entre 0,1 a 0,2 m que actúa como nivel de despegue. La sedimentación continúa con 1,50 m de arenas laminadas blancas de grano grueso, sobre las que se apoyan 0,40 m de limos crema. El techo de la serie lo constituye un paquete de arenas volcánicas grises laminadas (1,70 m) con intercalaciones de limos y capas de arcillas ricas en materia orgánica. Todos estos materiales constituyen un completo registro geológico de litologías altamente susceptibles a la licuefacción en el que se han diferenciado 5 paleoterremotos.

DESCRIPCIÓN DE LAS SISMITAS

Las estructuras de deformación por licuefacción corresponden exclusivamente a morfologías sinsedimentarias, generadas a techo de la sedimentación lacustre existente en el momento de su génesis. Estas son inyecciones de arena, colapsos, estructuras en champiñón, pseudonódulos y estructuras almohadilladas. Todas ellas son correlacionables en toda la cuenca y cumplen los criterios sísmicos de Sims (1975) y Obermaier *et al.* (1993). A estos hay que sumar otros dos estratos correspondientes a sendos *slumps* de 50 y 7 metros de potencia. Los paleoterremotos identificados son los siguientes:

1- El paleoterremoto más antiguo corresponde a diques de arena (de naturaleza siliciclástica) de estructura planar dispuestos en dos familias principales perpendiculares entre sí (N-S y E-O), con desarrollos en la horizontal que pueden superar el metro de longitud y potencias que oscilan entre 1 y 5 cm (Figs. 2 y 3a). Este tipo de estructuras se pueden generar por terremotos de magnitudes locales que pueden oscilar entre 5 y 8 (Obermaier 1996; Rodríguez Pascua *et al.*, 2000). La disposición planar de las estructuras es un indicador del origen sísmico de estos diques (Li *et al.*, 1996), y la sedimentación tranquila de las arcillas hacen que el origen sísmico sea el más probable.

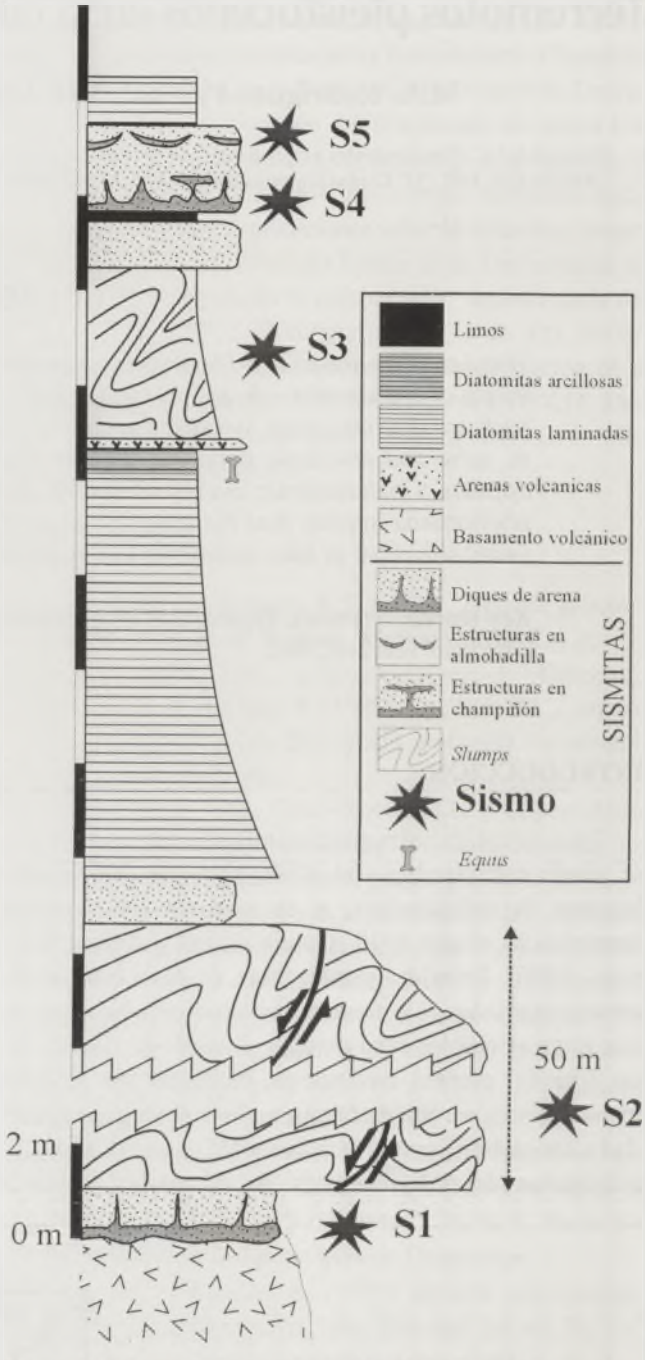


FIGURA 2. *Columna sedimentaria sintética de la Cuenca de Acambay.*

2- *Slump* de grandes dimensiones que afecta a toda la cuenca y cuya potencia supera los 50 m (Figs. 2 y 3b). Se puede correlacionar en toda la cuenca, y las características de la deformación de los materiales que contiene varían en función del grado de litificación de estos, pudiendo observarse tanto deformaciones frágiles como dúctiles. La magnitud asociada a este evento tiene que ser superior a 5, ya que se han observado fenómenos de licuefacción en la base,

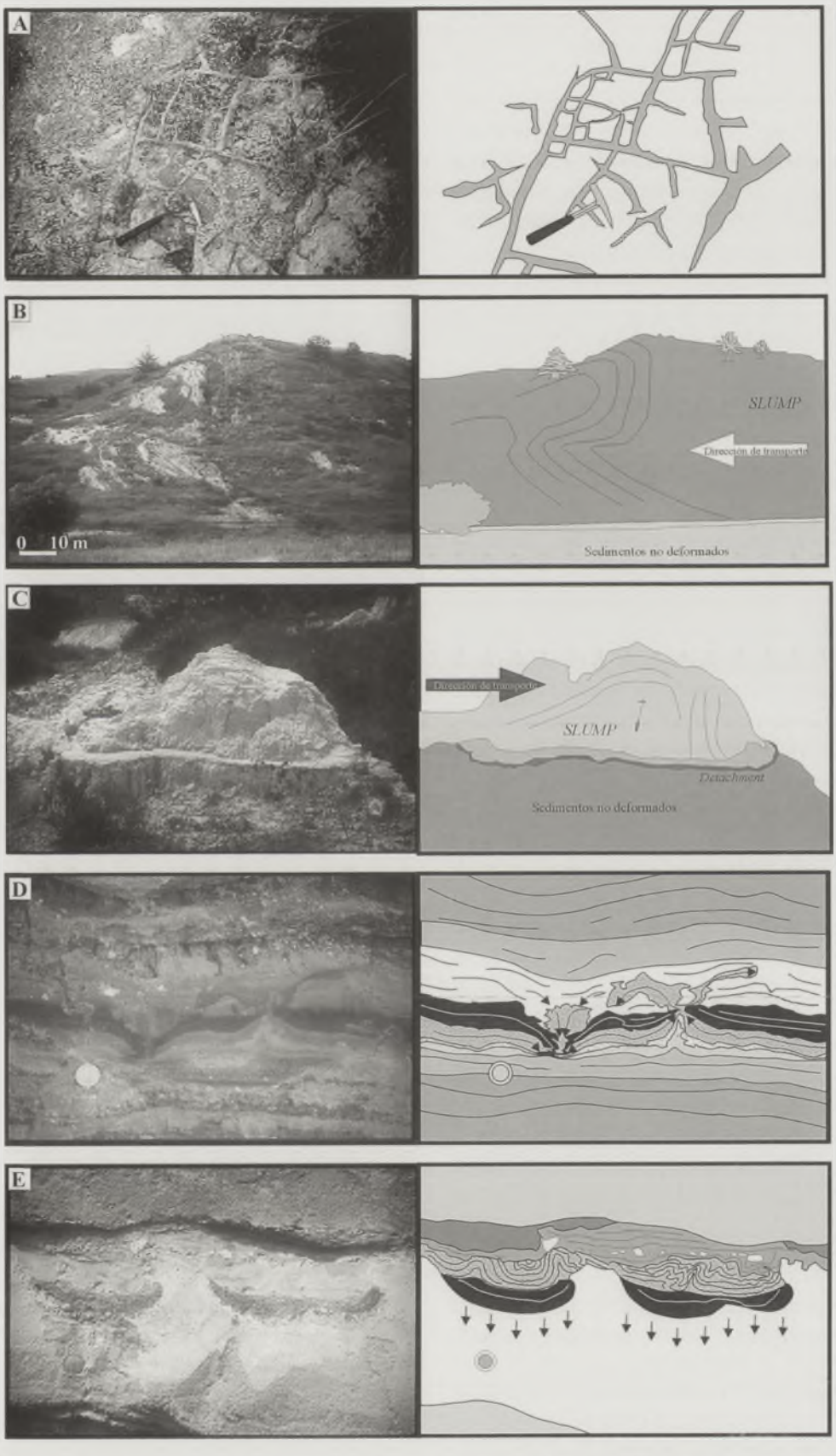


FIGURA 3. *Fotografías de afloramiento y esquemas explicativos de algunas sismitas de la Cuenca de Acambay. A) vista en planta de diques de arena en enrejado (paleoterremoto 1); B)* Slump *de grandes dimensiones en el que se pueden observar estratos no deformados en la base del deslizamiento (paleoterremoto 2); C)* Slump *de 7 m de potencia con un nivel de cineritas actuando de nivel de despegue; D) estructuras en champiñón y de colapso licuefacciones. Las tramas grises punteadas corresponden a arenas y limos licuefactados y las flechas indican las direcciones de flujo de las intrusiones. El color negro indica la presencia de margas ricas en materia orgánica; E) estructuras en almohadilla incluidas dentro de un nivel de arenas licuefactado. Para todas las figuras: el diámetro de la moneda es 3 cm.*

pero esta debe de ser mucho mayor, ya que ninguna de las sismitas estudiadas ha producido una deformación de tal envergadura.

3- *Slump* de 4 m de potencia y con menor distribución dentro de la cuenca que el anterior. A muro de este *slump* existe una capa de arenas volcánicas que han actuado como nivel de despegue. La magnitud también ha de ser superior a 5 al existir fenómenos de licuefacción en la base del deslizamiento que favorecieron su génesis (Figs. 2 y 3c).

4- Este paleoterremoto generó estructuras de reducido tamaño (10 cm de potencia) siendo las más comunes los diques de microconglomerados, arena y limo, estructuras en champiñón y en almohadilla (Figs. 2 y 3d). Las deformaciones se desarrollan en capas de limos y arenas de entre 1 y 3 cm de potencia.. Intruyen en capas de materia orgánica y arcillas diatomíticas suprayacentes que actúan como capas confinantes. En este nivel se pueden observar estructuras de colapso asociadas a las estructuras en champiñón. El ascenso de material licuefactado por las estructuras en champiñón hace que este déficit de masa produzca colapsos en algunas zonas de la capa licuefactada (Fig. 3d), estos fenómenos han sido descritos por Takahama *et al.* (2000), otorgándole también un origen sísmico. La magnitud asociada estaría en un intervalo entre 5 y 6,5 (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000). En la zona central de la cuenca se ha podido observar un nivel infrayacente de microconglomerados con licuefacciones, lo cual implicaría una magnitud superior a 7,5 (Obermaier 1996).

5- Este nivel se sitúa inmediatamente por encima del anterior y separado por 15 cm de capas de limos no deformados. En este caso se trata de estructuras en almohadilla constituidas por margas ricas en materia orgánica y limos. Tienen una longitud de onda media de 20 cm y amplitud media de 12 cm. En la base de la almohadilla se encuentran las arcillas ricas en materia orgánica y sobre éstas se pueden observar unos limos muy deformados por el hundimiento de estos materiales en una capa de arena licuefactada, en la que no se puede observar ninguna estratificación por haber sido borrada por la licuefacción (Fig. 3e). El conjunto tiene una potencia entre los 20 y 30 cm. La magnitud para este tipo de estructuras, identificadas como de origen sísmico por diferentes autores (Mohindra y Bagati, 1996), es superior a 6,5 (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000).

CONCLUSIONES

La cuenca lacustre de Acambay (Pleistoceno) presenta un registro sedimentario en el que se pueden identificar 5 niveles deformados por la actividad sísmica del sistema de fallas Morelia – Acambay. Todos los eventos identificados, mediante *slumps* y sismitas, tienen magnitudes asociadas superiores a 5, ya que todas tienen fenómenos de licuefacción. El evento más reciente presenta licuefacción de microconglomerados, lo cual implica una magnitud superior a 7,5. Sin embargo la sismicidad histórica e instrumental en la zona no ha registrado eventos de magnitudes tan elevadas con su epicentro en esta zona (Acambay 1912, M = 6,9).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación: "Estudio de Paleosismología de los segmentos orientales del sistema de falla Morelia-Acambay, Michoacán, Méjico". CONACYT de Méjico. Nº de proyecto: 37334 – T y la Coordinación de Investigación de la UMSNH de Morelia, Michoacán.

REFERENCIAS

García Acosta V. y Suárez Reynoso G. (1999): *Los sismos en la historia de México*. Vol. 1: 450 años de documentos. México FCE/CIESASUNAM. p.718.

Garduño Monroy, V.H., Rodríguez Pascua, M.A. e Israde-Alcántara, I. (2003): La deformación de las secuencias lacustres del Pleistoceno – Holoceno: evidencias de actividad sísmica importante en las cuencas de Pátzcuaro y Zacapu. Michoacán. México. *Geos*, 23 (2): 121-122.

Langridge, R.M., Weldon, R.J., Moya, J.C., Suárez, G., (2000): Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B2): 3019-3037.

Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S. y Obermeier, S.F. (1996): Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24(2): 171-174.

Mohindra, R. y Bagati, T.N. (1996): Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentary Geology*, 10: 69-83.

Obermeier, S.F. (1996): Use of liquefaction – induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo – earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.

Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez Gras, D. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117 – 135

Rodríguez Pascua, M.A., Garduño Monroy, V.H. e Israde-Alcántara, I. (2003): Paleosismología y efectos de licuefacción en la región de Acambay, México. *Geos*, 23 (2): 121-122.

Sims, J.D. (1975): Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.

Takahama, N., Otsuka, T. y Brahmantyo, B. (2000): A new phenomenon in ancient liquefaction – the draw-in process, its final stage. Sedim. Geol. 135 (1-4): 157-165.

Zonación de intensidad de deformación sísmica en sedimentos lacustres pleistocenos de la Cuenca de Acambay, México

M.A. Rodríguez-Pascua[1], V.H. Garduño-Monroy[2] e I. Israde-Alcantara[2]

1 Facultad de CC. Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo CEU, 28668 Boadilla del Monte, Madrid, España. marodpas@ceu.es
2 UMSNH-IIM, Edif. "U" Ciudad Universitaria, Morelia, Mich., México. vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx, aisrade@zeus.ccu.umich.mx

ABSTRACT

In the Pleistocene lake sediments of the Acambay Basin (Central Mexican Volcanic Belt) there are 5 paleoearthquakes identified by seismites and slumps. The 4th event is correlated in the whole basin and it is possible to identify different zones of "strain intensity in the seismites". The zones have three levels related to liquefaction phenomena in silt, sand or conglomerate, with a minimum magnitude of 5 for intensity I and 7.5 for intensity III. The orientation of the intensity areas are NW-SE, parallel to major active faults in the zone.

Key words: *strain intensity in seismites, Pleistocene, lake sediments, Acambay Basin, Morelia – Acambay fault system.*

INTRODUCCIÓN

Las estructuras de deformación sísmica (sismitas), nos dan información de la ocurrencia de terremotos en un área y periodo determinado en un punto y de su magnitud aproximada, pero no la localización exacta del epicentro o la falla que lo generó (salvo que aparezcan asociadas a una falla con salto identificado). Sin embargo, existen relaciones empíricas como las de Galli y Ferreli (1995) que asignan con un 95% de probabilidades que las licuefacciones se generan en un radio inferior a los 25 km con respecto al epicentro, independientemente de la magnitud del sismo. Si tomamos la relación de Obermaier (1996), en la que se relacionan momento de magnitud (M_o) y distancia al epicentro en terremotos superficiales, podemos observar que terremotos de $M_o = 5$ (límite inferior de los fenómenos de licuefacción) genera licuefacciones en un radio de unos 2 km, mientras que para $M_o = 6$ el radio aumenta a 20 km y $M_o = 7$ a 100 km. Por tanto, aún seguimos manteniendo una incertidumbre, la cual podrá reducirse aun más si se pueden trazar isolíneas que separen zonas con diferentes sismitas generadas por un mismo evento, quedando las zonas de mayor deformación orladas por las de menor deformación. De esta manera se puede delimitar un "área epicentral" dentro de la cual se situó el epicentro real, y que si coincide con una falla potencialmente activa, también podremos asignar una fuente sismogenética al terremoto que produjo las sismitas estudiadas. Por este motivo, necesitamos un nivel sedimentario deformado sísmicamente por un único terremoto en el que se observen diferentes tipos de estructuras que indiquen mayor o menor deformación, hecho que podemos encontrar en la cuenca lacustre pleistocena de Acambay (México).

La Cuenca de Acambay se sitúa en la zona central del Arco Volcánico Mexicano (Fig. 1), presenta un relleno

FIGURA 1. *Situación geográfica y geológica de la Cuenca de Acambay, zona central del Arco Volcánico Mexicano.*

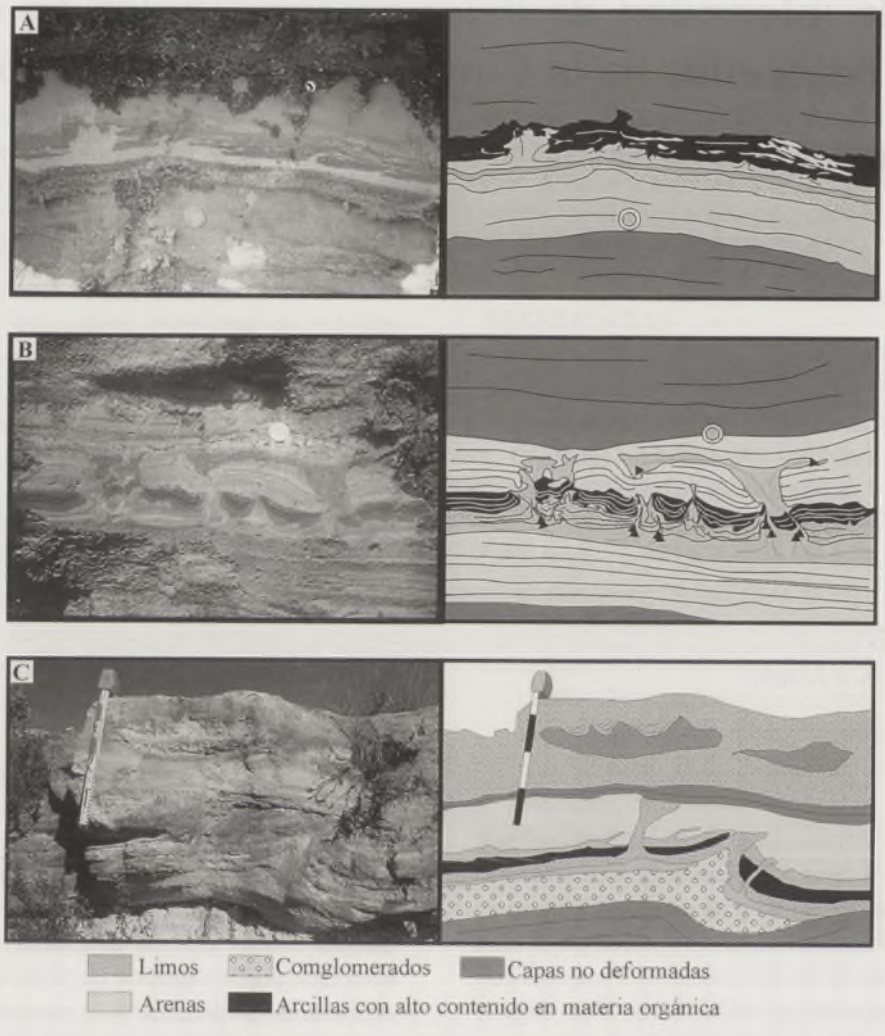


FIGURA 2. *Estructuras de licuefacción correspondientes a: A) licuefacción de la capa de limos; B) licuefacción de las capas de limos y arenas, diques y estructuras en champiñón, y C) licuefacción de gravas, arenas y limos.*

sedimentario lacustre del Pleistoceno que supera los 100 m de potencia en los que se han podido identificar 5 paleoterremotos mediante el estudio de sismitas y *slumps* (ver figura 2 de Rodríguez Pascua, *et al.*, 2004), con magnitudes comprendidas entre 5 y 7,5. A los 91 m desde el inicio de la serie sedimentaria se encuentra el nivel de deformación sísmica (cuarto evento de la columna) que va a ser objeto de estudio en este artículo, por presentar variaciones espaciales en las características de las deformaciones sísmicas. El evento 4, correlacionable en un amplio sector de la cuenca, presenta diferentes tipos de sismitas desarrollados en distintos materiales, limos, arenas y gravas. Este trabajo se centra en el estudio de la distribución espacial de dicha deformación, siendo la primera vez que se realiza para cuencas lacustres en el continente americano. Existen dos trabajos previos, uno de Guiraud y Plaziat (1993) desarrollado en sedimentos fluviales del Cretácico Inferior junto al delta del Níger sin describir zonaciones y otro de Ringrose (1989) en el que si definen zonaciones de deformación en el lago Glen Roy (Escocia).

CARACTERÍSTICAS DEL PALEOTERREMOTO ESTUDIADO EN LA CUENCA DE ACAMBAY

Dentro de las deformaciones observadas para el evento 4 de la columna sedimentaria de la Cuenca de Acambay (ver figura 2 de Rodríguez Pascua, *et al.*, 2004) se pueden observar tres niveles de deformación, cuya distribución espacial varía. Las sismitas del evento 4 tienen una potencia que oscila entre los 10 y 30 cm, dependiendo de a cuantas capas afecten los fenómenos de licuefacción. Las capas donde se desarrolló la deformación (conglomerados, arenas y limos, por este orden de muro a techo) de este paleoterremoto presentan cambios laterales de facies en la cuenca, pero son fácilmente correlacionables. Estas tres capas son potencialmente licuefactables con una granulometría granodecreciente de muro a techo, con dos capas confinantes sobre éstas (arcillas ricas en materia orgánica y margas laminadas). En la capa de microconglomerados se desarrollan intrusiones de gravas (Fig. 2a); en la de arenas y limos, diques y estructuras en champiñón de manera independiente a cada nivel (Figs. 2b y 2c) (ver Rodríguez Pascua, *et al.*, 2004).

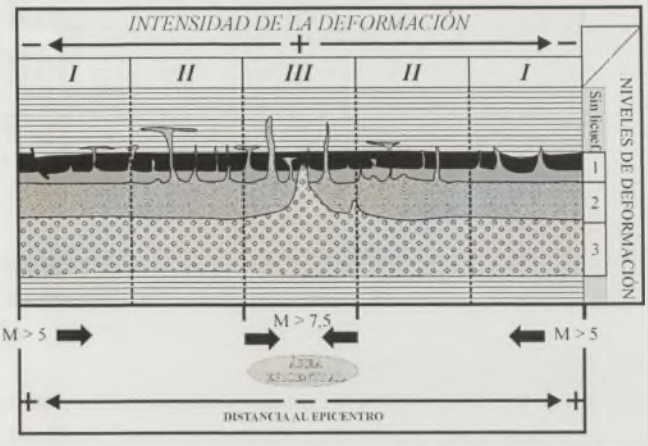


FIGURA 3. *Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas, arenas y limos.*

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA INTENSIDAD DE LA DEFORMACIÓN EN SISMITAS

La deformación se puede desarrollar en uno de los niveles licuefactables, en dos o en todos a la vez, por este motivo proponemos una gradación de la "intensidad de la deformación" (Fig. 3):

- *Grado I*: sólo limos licuefactados.
- *Grado II*: limos y arenas licuefactados.
- *Grado III*: limos, arenas y/o gravas licuefactadas.

Si tenemos en cuenta los límites empíricos de la licuefacción (Atkinson, 1984; Thorson *et al.*, 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y De Santis, 1991; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Obermeier 1996), el grado *I* correspondería a una magnitud superior a 5, mientras que el *III* sería superior a 7,5. El grado *II* sería una magnitud intermedia, pero a falta de estudios empíricos de licuefacción en estos materiales no podríamos establecer la magnitud exacta asociada a este evento.

Atendiendo a esta gradación de la deformación, y representando espacialmente los diferentes afloramientos correlacionados para el evento 4 en toda la cuenca, podemos trazar un mapa de "zonas de igual intensidad de la deformación en sismitas" o "paleoisosistas" en la Cuenca de Acambay (Fig. 4). Estas "paleoisosistas" presentan una orientación NO-SE con una intensidad de deformación *III* en el centro de la cuenca y orlada simétricamente por intensidades de deformación *II* y *I*. Esta orientación es paralela a alguna de las fallas activas que en la actualidad están cortando estos sedimentos y que pudieron actuar sísmicamente durante la sedimentación en la cuenca.

CONCLUSIONES

En la Cuenca lacustre de Acambay (Pleistoceno), es posible identificar 5 paleoterremotos mediante tres niveles con sismitas y dos *slumps*. El evento 4 presenta una gradación de la deformación en función de si licuefactó limos, arenas o gravas, distribuyendo la deformación en uno, dos o tres niveles. Dicha gradación implica tres grados de intensidad de la deformación sísmica (grados *I*, *II* y *III)* en sedimentos correlacionables empíricamente con magnitudes de 5 para el grado *I* y 7,5 para el grado *III*. La distribución espacial de "paleoisosistas" muestra una disposición NO-SE, paralela a fallas normales activas que pudieron generan este terremoto cuando la cuenca lacustre estaba rellenándose. Por tanto, si se dispone de una buena correlación de sismitas en una cuenca lacustre es posible trazar mapas de intensidad de la deformación que nos puedan mostrar cual sería el área epicentral del evento y tratar de identificar la falla responsable de dicho terremoto.

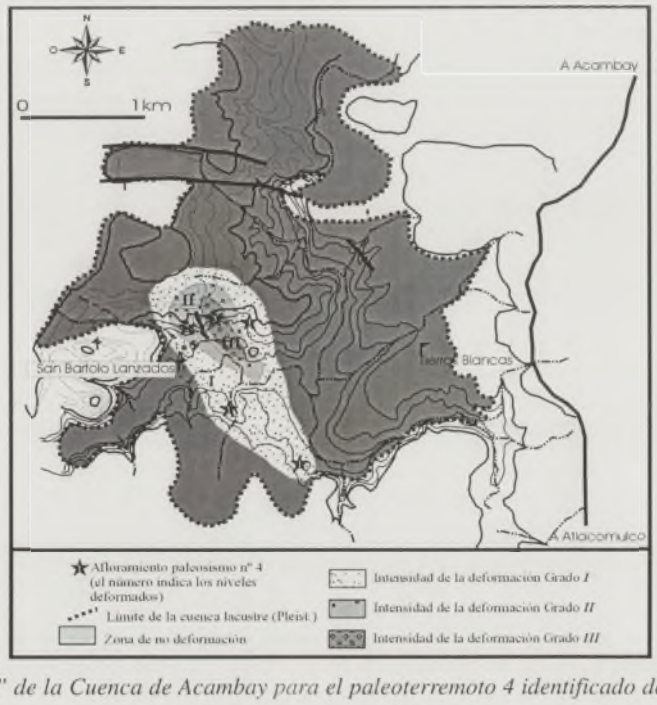


FIGURA 4. *Mapa de "paleoisosistas" de la Cuenca de Acambay para el paleoterremoto 4 identificado dentro de la misma (Pleistoceno).*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación: "Estudio de Paleosismología de los segmentos orientales del sistema de falla Morelia-Acambay, Michoacán, Méjico". CONACYT de Méjico. Nº de proyecto: 37334 – T.

REFERENCIAS

Audemard, A., y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 44: 5-16.

Atkinson, G. (1984): Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1 (1): 107-123.

Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluviate Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522.

Obermeier, S.F. (1996): Use of liquefaction – induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo – earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.

Papadopoulos, G.A. y Lefkopoulos, G. (1993): Magnitude-distance relations for liquefactions in soil from earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83 (3): 925-938.

Ringrose, P.S. (1989): Paleoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1: 57-62.

Rodríguez Pascua, M.A., Garduño Monroy, V.H. e Israde Alcántara, I. (2004): Terremotos pleistocenos en la cuenca lacustre de Acambay (México). *Geo-Temas*, 6(3):183-186.

Scott, B. y Price, S. (1988): Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147: 165-170.

Thorson, R.M., Claiton, W.S. y Seever, L. (1986): Geologic evidence for a large prehistorical earthquake in eastern of Connecticut. *Geology*. 14: 463-467.

Registros sísmicos purépechas del periodo preclásico (3.000 años B.P.), deducidos mediante paleosisimicidad. Isla de Jarácuaro, Lago de Pátzcuaro. Michoacán, México

M.A. Rodríguez-Pascua[1], V.H. Garduño-Monroy[2] e I. Israde-Alcantara[2]

1 Facultad de CC. Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo CEU, 28668 Boadilla del Monte. Madrid, España. marodpas@ceu.es
2 UMSNH-IIM, Edif. "U" Ciudad Universitaria, Morelia, Mich., México. vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx, aisrade@zeus.ccu.umich.mx

ABSTRACT

The Patzcuaro lake is located in the Mexican State of Michoacan. The Jaracuaro island is formed by Holocene lake sediments highly deformed by active faults. Four trenches were made in active faults, two of them close to two basaltic blocks located over faults with surface rupture. The Purepecha Civilization suffered those earthquakes and put the blocks over the faults. This archaeological evidence implies that the age of the events is the Pre - Classic period (3.000 years B.P.). Maybe this is one of the oldest human manifestation towards seismic phenomena, and the first time in which a seismic movement is connected a fault.

Key words: *Purepecha Civilization, paleoearthquake, paleoseismology, archaeological methods.*

INTRODUCCIÓN

El lago de Pátzcuaro se sitúa en el NE del estado mexicano de Michoacán, dentro del Cinturón Volcánico Mexicano y de la banda de deformación del sistema de fallas Morelia – Acambay. La isla de Jarácuaro se localiza en el borde SE del lago de Pátzcuaro y es la única isla del lago formada por sedimentos lacustres del Pleitoceno-Holoceno (Fig. 1). Estos sedimentos están intensamente deformados por la actividad tectónica y sísmica de la zona, pudiéndose identificar al menos 3 eventos sísmicos de gran magnitud (M > 5) acaecidos en los últimos 20.000 años (ver Garduño Monroy *et al.*, 2004).

Las márgenes del lago han estado habitadas desde antiguo por el hombre debido a los importantes recursos que supone una masa de agua estable. El pueblo purépecha

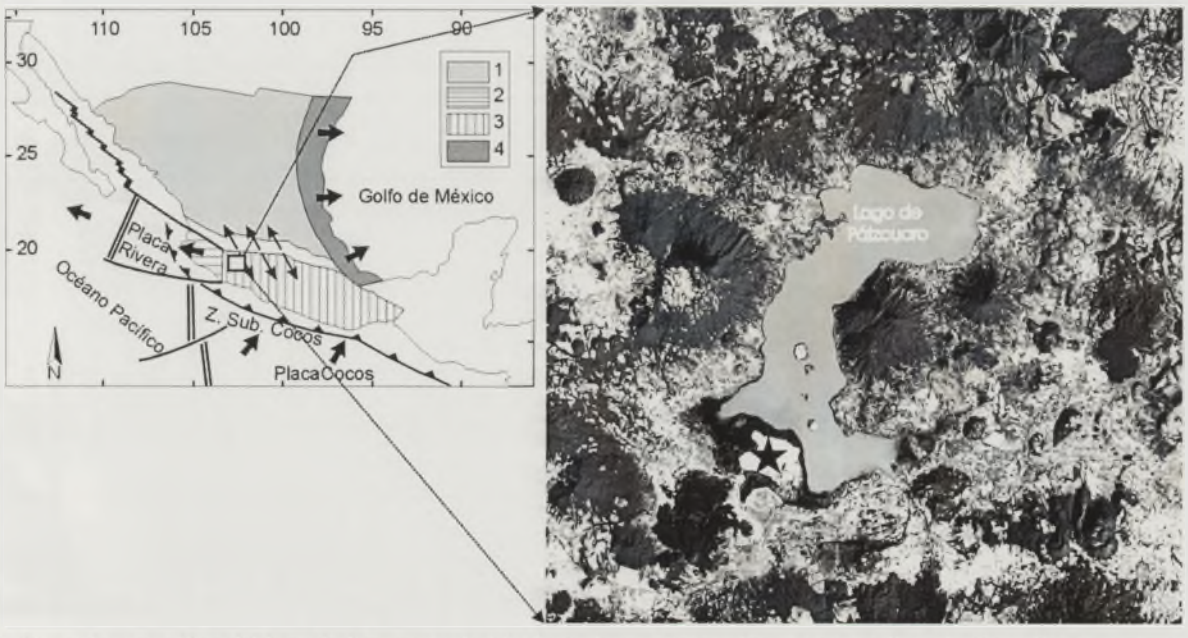


FIGURA 1. *Situación geográfica del lago de Pázcuaro y la isla de Jarácuaro (marcada con una esrella). (1: Placa Norteamericana; 2: Bloque Jalisco; 3: Terrenos Exóticos; 4: Área tectónica del Golfo de México).*

(también conocidos como tarascos) fue el primero que se asentó en las márgenes de este lago, hecho se constata por la gran abundancia de industria lítica y cerámica del Periodo Formativo (4.000 años B.P.) y restos arqueológicos con grandes construcciones en las márgenes del lago como las Yácatas de Tzintzuntzan o las pirámides de Ihuatzio (Polar, 1994). Los purépechas debieron sufrir la actividad sísmica de las fallas activas y respondieron con diferentes manifestaciones culturales y/o religiosas.

SISMICIDAD HISTÓRICA DEL ENTORNO DE PATZCUARO

Hasta el momento, el registro sísmico escrito más antiguo en Michoacán corresponde a la Relación de Michoacán (1541) (Garduño Monroy *et al.*, 1998), una de cuyas ilustraciones muestra una pirámide semiderruida por un sismo. Garduño *et al.* (1998) realizan una recopilación de sismos históricos (últimos 500 años) en el estado de Michoacán en el que recopilan 5 eventos (1787, 1843, 1858, 1873 y 1885) con intensidades superiores a VIII. Esta sismicidad histórica es sólo el reflejo más reciente de una intensa actividad sísmica en los últimos 20.000 años, en los que se han registrado al menos 7 sismos de M > 5 (Garduño Monroy *et al.*, 2004). Si las primeras ocupaciones humanas registradas en las márgenes del lago de Pátzcuaro son de hace 3.500 años (edad del polen más antiguo, Watts y Bradbury, 1982) estos pobladores debieron de sufrir numerosos terremotos. Los de magnitudes elevadas conllevaron la ruptura superficial de las fallas, hecho que debieron presenciar los purépechas como veremos a continuación.

PALEOSISMICIDAD E HITOS MEGALÍTICOS PURÉPECHAS

Los recientes estudios paleosísmicos realizados en la isla de Jarácuaro (ver Garduño Monroy *et al.*, 2004) indican la presencia de fallas con gran actividad holocena y rupturas superficiales generadas por estos eventos. El impacto sobre la sociedad desarrollada en esos momentos en la zona lacustre debió de ser muy importante, pudiendo producir la destrucción de vidas humanas, viviendas y cultivos, sobretodo por la acción de tsunamis. Estos últimos los realizaban por agricultura de humedad en los márgenes del lago. Un tsunami desencadenado por sismo de 1858, que tuvo una intensidad en la cuenca de IX, destruyó 120 casas de adobe en la ribera sur del lago.

Consecuencias tan catastróficas no podían pasar desapercibidas para la clase dirigente y sacerdotes purépechas, más en una sociedad evolucionada con un alto desarrollo, socialmente estructurada y con fuertes convicciones religiosas. Desafortunadamente el pueblo purépecha transmitía su his-

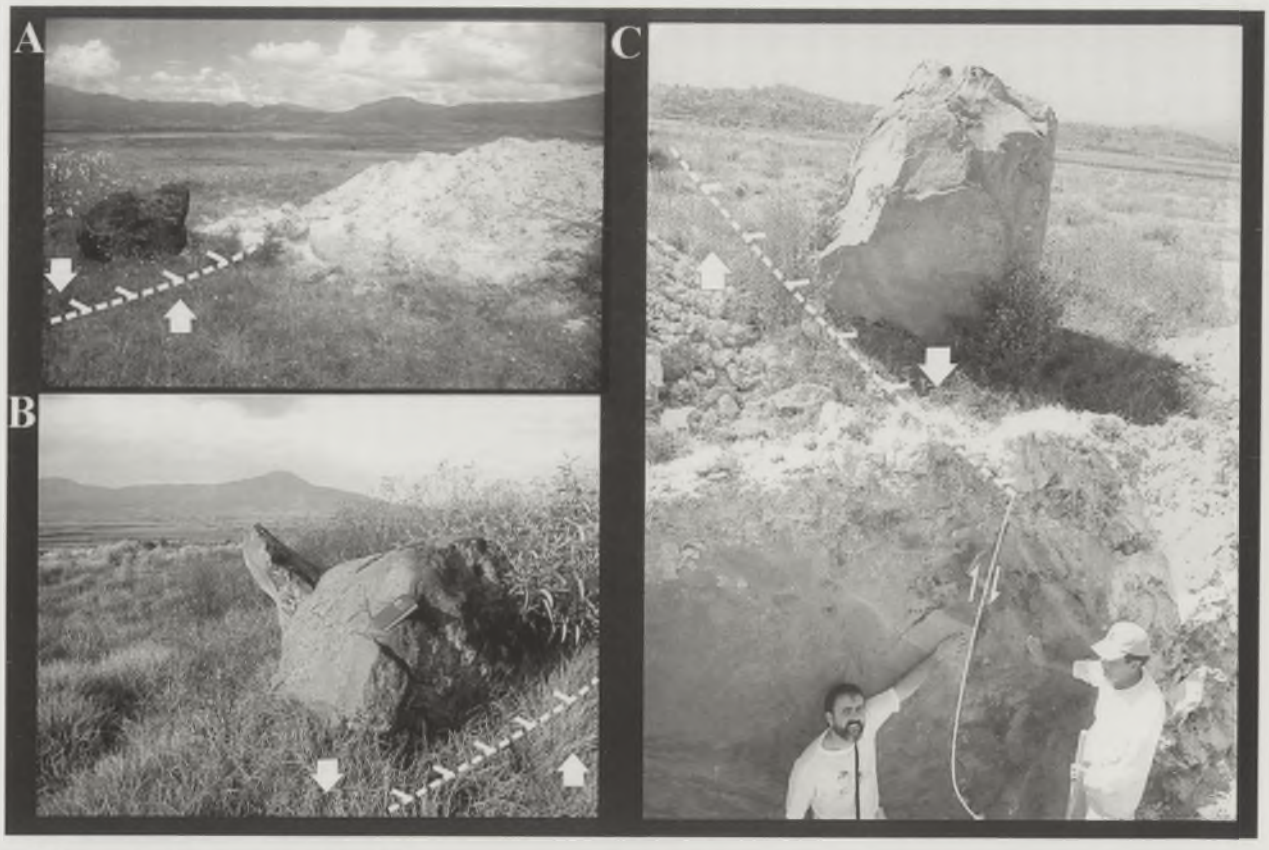


FIGURA 2. *Fotografías de afloramiento de los bloques de basalto que señalizan las rupturas superficiales de sendas fallas activas: A y B) bloque SE, "La Silla" y C) bloque NO.*

toria de forma oral a través de los sacerdotes (Schöndube, 1996), por lo que no han quedado documentos escritos al respecto. Sin embargo, sí utilizaban grandes monolitos de roca para ofrecerlos a las fuerzas de la naturaleza (inundaciones, tempestades, volcanes, etc) que no podían controlar (Jacinto Robles, 2004, comunicación personal).

En las trincheras realizadas en la isla de Jarácuaro para el estudio de la actividad paleosísmica de las fallas localizadas (Garduño Monroy *et al.*, 2004), hemos podido constatar la presencia de dos grandes bloques de andesitas basálticas situados sobre la traza de dos fallas con clara actividad paleosísmica. Estos bloques están alineados según una orientación N140E, siendo el bloque del SE de menores dimensiones (3 m^3) que el del NO (4 m^3) (Fig. 2). El bloque del SE presenta forma de "silla" (Figs. 2A, B); de hecho, es conocido en la localidad de Jarácuaro con este nombre. La tradición oral de los purépechas mantiene en la isla, varias leyendas en torno a estos bloques. Ninguna de ellas está relacionada *a priori* con la actividad sísmica, pero lo que si demuestran es la conciencia local sobre la singularidad de dichos bloques.

Los bloques no son bombas volcánicas, sino que se trata de bloques de coladas extraídos por el hombre de afloramientos cercanos (1 km) y depositados sobre la superficie topográfica. Seguramente formaron parte de las lavas del volcán La Taza fechado en 8.430 años (Luhr y Simkin, 1993). Considerando que dichos bloques pesan entre 7,5 y 10 tm, el esfuerzo que debió suponer su transporte debió de ser considerable, más si tenemos en cuenta que los suelos donde se apoyan contienen industria lítica y cerámica de aproximadamente 3.000 años (Fisher *et al.*, 2003), cuando este pueblo aun no tenía un desarrollo tecnológico importante. Además se debe considerar que el transporte incluyo casi 500 m de transporte por el lago.

PRIMERA SEÑALIZACIÓN HUMANA DE FALLAS ACTIVAS HACE 3.000 AÑOS

Es evidente que estos bloques fueron situados sobre las rupturas superficiales de dos fallas después de sendos terremotos (Figs. 2C, 3 y 4). Es posible que se trate de rupturas asociadas a terremotos diferentes, puesto que el bloque del SE parece más antiguo al presentar mayor colonización de líquenes que el del NO. Los purépechas quisieron aplacar la ira de su dios supremo Caricauteri o de la temible diosa de la

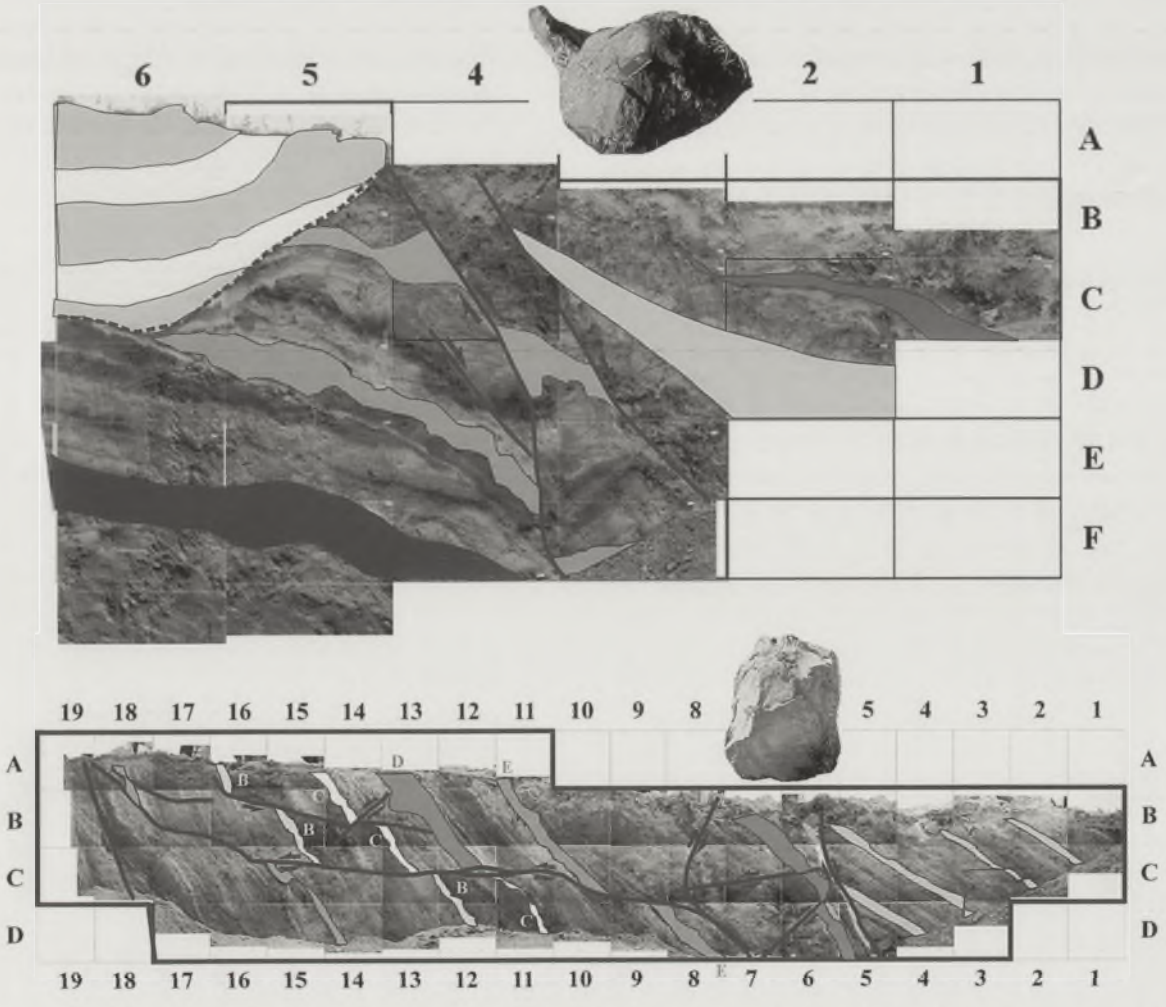


FIGURA 3. *Situación de los bloques de basalto con respecto a las trincheras realizadas: A) bloque SE, "La Silla"(cuadrícula de 1 x 0,5 m); B) bloque NO (cuadrícula de 1 x 1 m).*

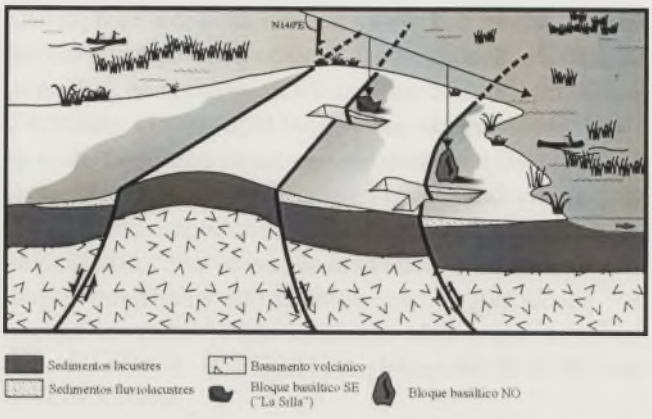


FIGURA 4. *Corte esquemático de la ubicación de los bloques de basalto y las trincheras realizadas en las fallas de la isla de Jarácuaro en el lago de Pátzcuaro.*

tierra Coatlicue, ofreciendo estos grandes bloques de basalto. Las grandes catástrofes o fenómenos naturales se asociaban a la lucha entre diferentes dioses (López Austin, 1996), por lo que en este caso podría tratarse de la lucha entre Caricauteri y Coatlicue. La ubicación de los bloques no fue aleatoria, sino que se colocaron sobre la fuente sismogenética que causó el terremoto y la catástrofe asociada que sufrieron. Es posible que el bloque de la "silla", debido a la morfología que presenta, fuese utilizado como piedra de los sacrificios.

La edad estimada para la colocación de estos bloques es de unos 3.000 años, obtenida de los datos arqueológicos citados anteriormente, por lo que estaríamos hablando de uno de los más antiguos registros sísmicos humanos. Además, tenemos que considerar que sería la primera vez que se relaciona el terremoto con la falla que lo ha generado. El significado de esta manifestación puede tener una vertiente religiosa de ofrenda para evitar futuras catástrofes o podría ser una señalización para evitar este lugar en el futuro. De hecho, la localidad de Jarácuaro se encuentra en el extremo opuesto de la isla y la zona de los bloques debió de estar poblada en el pasado, antes de los terremotos, como atestiguan los abundantes restos arqueológicos que se pueden encontrar.

No sólo estos bloques de andesitas basálticas nos hablan de la sismicidad de la isla, sino que el propio nombre de ésta también lo hace. Jarácuaro significa en purépecha "lugar aparecido", lo que indica que los purépechas debieron de ver aparecer esta isla a causa de un terremoto; no en vano es la única del lago de Pátzcuaro que no es de origen volcánico.

CONCLUSIONES

Los dos bloques de andesitas basálticas encontrados sobre la superficie de los sedimentos lacustres de la isla de Jarácuaro fueron colocados por la mano del hombre, al haberse descartado su origen como bombas volcánicas. Estos bloques no están situados al azar, sino que se encuentran sobre las trazas de sendas fallas con actividad paleosísmica probada. Fueron los antiguos pobladores de esta isla, el pueblo Purépecha, los que colocaron hace unos 3.000 años sobre la ruptura superficial de estas fallas después de dos terremotos los dos bloques de andesitas basálticas, con un claro sentido cultural – religioso ante una catástrofe natural. Se trata de una de las primeras manifestaciones humanas ante una catástrofe de origen sísmico y probablemente a la primera señalización de una falla activa mediante grandes bloques de basalto. El establecimiento de esta relación causa – efecto entre falla y terremoto convierte a los purépechas en los primeros "sismotectónicos" de la historia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación: 37334 – T; CONACYT de Méjico. Agradecemos a Mª Ángeles Perucha Atienza su ayuda en el trabajo de campo.

REFERENCIAS

Fisher Christopher T., Helen Pollard, Isabel Israde, Victor Garduño, Subir Banerjee (2003) A reexamination of Human- Induced Environmental change within the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. En: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100(8): 4957-4962.

Garduño Monroy, V.H., Cuevas Muñiz, A. y Escamilla Torres, J. (1998): *Descripción histórica de la sismicidad en Colima, Jalisco y Michoacán*. Ed. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo y Universidad de Colima. Morelia, Michoacán. Mexico. 172 p.

Garduño Monroy, V.H., Rodríguez Pascua, M.A. e Israde Alcántara, I. (2004): Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Pátzcuaro. Jarácuaro, Michoacán, México. *Geo-Temas* 6(3): 151-154.

López Austin, A. (1996): Los rostros de los dioses mesoamericanos. *Arqueología Mexicana*, 4(20): 6-19.

Luhr F. y Simkin T. (1993): *Parícutin, the Volcano born in a Mexican Cornfield*. Geoscience Press, inc, Phoenix, Arizona, 427 p.

Schöndube, O. (1996): Los tarascos, pueblo rival de los mexicas. *Arqueología Mexicana*, 4(19): 14-21.

Watts A.W. y Bradbury J.L. (1982): Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17: 56-70.

Anomalías gravimétricas y magnéticas en la Cuenca de Guadix-Baza: primeros resultados

C. Sanz de Galdeano[1], J. Galindo Zaldívar[2], A.C. López-Garrido[1], P. Alfaro[3], J. Delgado[3], C. Marín Lechado[4], F.J. García-Tortosa[5], M.J. Borque[6] y A.J. Gil[6]

1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Fac. Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada. csanz@ugr.es, aclopez@ugr.es
2 Dpto. de Geodinámica, Fac. Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada. jgalindo@ugr.es
3 Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. Pedro.alfaro@ua.es, jose.delgado@ua.es
4 Instituto Geológico de España, C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. cmarin@ugr.es
5 Dpto. de Geología, Fac. de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, gtortosa@ujaen.es
6 Dpto. de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Escuela Politécnica Superior de Jaén, Universidad de Jaén. Mjborque@ujaen.es, ajgil@ujaen.es

ABSTRACT

In the Guadix-Baza Basin (in the Betic Cordillera) a gravimetric and magnetic survey have been finished almost completely, although the processing of the raw data are still in the beginnings. The net of the profils have been designed trying to cut perpendicularly the faults and folds, known or supposed, of this basin. The first results show an asymmetry of the depocentres in the area of Sierra de Baza and a notable thickening of the Neogene and Quaternary sediments in the central sector of the basin and the existence of faults affecting the basement.

Key words: *Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, Gravimetry, Magnetometry, Neotectonics.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Guadix-Baza se sitúa sobre el contacto entre las zonas Interna y Externa de la Cordillera Bética (Fig. 1a) que constituyen su basamento. La formación de pliegues de tamaño kilométrico durante la elevación de la cordillera, modificados por la actividad de varios sistemas de fallas, determinó su geometría compleja e irregular. Aunque localmente están representados los materiales del Mioceno inferior y medio, la mayor parte del relleno sedimentario tiene edad Mioceno superior a la actualidad (Vera, 1970; Guerra-Merchán, 1990; Viseras, 1991). La secuencia estratigráfica comienza con sedimentos marinos, calcarenitas, de edad Tortoniense, sobre las que se sitúan margas del Tortoniense-Messiniense y una sucesión fluvial plio-cuaternaria, en transición a depósitos lacustres hacia la zona de Baza, localmente también existentes en la parte occidental, sector de Gorafe-Huélago. Durante la mayor parte de la evolución reciente, el área estudiada constituyó una cuenca endorreica en la que se desarrolló un nivel de colmatación y una morfología en glacis. La captura durante el Pleistoceno superior (Calvache y Viseras, 1997) de la red fluvial por parte del Guadiana Menor, afluente del Guadalquivir, determinó el encajamiento de la red fluvial (todavía activo), el consiguiente desarrollo de cañones, numerosos movimientos de ladera y la presencia de un relieve en cárcavas en muchos sectores de la cuenca.

La estructura profunda de esta cuenca no se conoce ya que, en general, la red hidrográfica no se ha encajado lo suficiente, como para permitir observaciones directas en campo. Además, los datos geofísicos previos o bien no son detallados o no dan resultados como es el caso de los perfiles de sísmica de reflexión convencional que no muestran adecuadamente reflectores profundos en la cuenca. Aunque los perfiles ESCIBETICAS de sísmica de reflexión profunda la atraviesan, fueron diseñados para estudiar las estructuras corticales profundas y tampoco permitieron avanzar sobre su geometría. La presencia de un basamento formado generalmente por rocas de una densidad netamente superior a las del relleno sedimentario hace que el estudio gravimétrico de la cuenca ayude a definir la geometría del basamento. Además, la determinación de las anomalías magnéticas contribuye a discutir su naturaleza. Hasta ahora tan solo existen datos gravimétricos previos muy generales en mapas de anomalía a escala 1:1.000.000 (tanto anomalía de aire libre como anomalía de Bouguer) y magnetometría (mapas aeromagnéticos de anomalía de campo total).

El objetivo de este trabajo es presentar los primeros resultados de la campaña de gravimetría y magnetometría que se está realizando en la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 1) y que ayudarán a establecer mejor la geometría del basamento así como del relleno sedimentario.

METODOLOGÍA

La adquisición de nuevos datos gravimétricos y magnéticos se ha realizado en recorridos a lo largo de perfiles. El área

es muy extensa y las comunicaciones desiguales por lo que el mallado realizado no es homogéneo. Se ha intentado que los perfiles corten a las estructuras conocidas o probables y que den además la idea más clara posible del relleno neógeno y cuaternario de la cuenca. Se está terminando de realizar el mallado principal (Fig. 1b) que abarca toda la cuenca.

Las medidas gravimétricas se han realizado hasta el momento con dos gravímetros de marca Worden y Sodin, ambos con compensación de temperatura, y con una precisión máxima de 0,01 mGal. Las medidas se realizan en ciclos de menos de 3 horas respecto a estaciones de referencia locales. Hasta el momento sólo han sido calibradas algunas de ellas con la base gravimétrica del I.G.N. situada en la antigua estación de ferrocarril de Baza. La intensidad total del campo magnético en cada punto de medida se ha determinado mediante dos magnetómetros de precesión de protones de marca GSM. El posicionamiento de las estaciones de medida se realiza mediante GPS y altímetro barométrico con precisión de 0,5 m, mientras que las estaciones de referencia en cada sector se han situado mediante posicionamiento por GPS estático relativo a partir de vértices de la red REGENTE y clavos NAP (Nivelación de Alta Precisión), obteniéndose unas coordenadas ED50 con precisión mejor de 5 cm en planimetría y 10 cm en altimetría.

A partir de las medidas gravimétricas y magnéticas se han determinado mediante las correcciones habituales (aire libre, Bouguer y topográfica) la anomalía de Bouguer, con una densidad de referencia de 2,67 g/cm^3 y la anomalía magnética de campo total. La corrección topográfica se ha realizado considerando un área circular de 10 km de radio en torno a cada estación. Aunque los valores de anomalía de Bouguer que se presentan en este trabajo son relativos, ya que no han sido calibradas aún todas las estaciones de referencia de cada sector, permiten observar la tendencia de las anomalías residuales y discutir su relación con las principales estructuras tectónicas.

ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS, MAGNÉTICAS Y PRIMEROS RESULTADOS

Los nuevos datos de anomalía gravimétrica y magnética ayudarán a resolver algunos de los problemas geológicos sobre la geometría y evolución de esta cuenca. Entre ellos cabe destacar: la geometría del basamento y, por tanto, la potencia del relleno, la localización y forma de los depocentros y la localización, en su caso confirmación, de fallas y pliegues, en particular los ligados con la tectónica reciente. En concreto, entre otros, el papel jugado por los pliegues de Sierra Nevada y Filabres para crear la parte sur de la cuenca y los saltos de las importantes fallas que limitan muchos sectores de la misma; la continuación hacia el ESE de la falla de Tíscar bajo el relleno de la cuenca y sus movimientos recientes; la prolongación hacia el ONO de las fallas del borde oriental de la Sierra de Baza; el contacto entre la Zona Interna y Externa de la Cordillera y la continuación de las fallas N70E del sector de Moreda hacia el E o la continuación hacia el O de la falla de Crevillente, bajo los sedimentos del relleno de la cuenca, en coincidencia con la posición del diapiro del Negratín.

En la Cuenca de Guadix-Baza se observa una anomalía gravimétrica regional que generalmente disminuye hacia su centro, aumentando hacia los bordes septentrional y meridional. Esta anomalía está ligada probablemente a variaciones de la profundidad de la Moho (Suriñach y Udías, 1976). Sobre ella se superponen anomalías gravimétricas residuales asociadas al relleno sedimentario. Los perfiles realizados en los sectores Guadix-Fiñana (I-I'), Sierra de Baza-Embalse de la Bolera (II-II') y de Baza-Serón (III-III') muestran diferencias en la estructura profunda de la cuenca (Figs. 1b y 1c). Las anomalías residuales son negativas y más intensas hacia el sector septentrional, lo que puede sugerir un aumento de las potencias máximas alcanzadas por el relleno sedimentario hacia el N. Así, mientras que en los perfiles del sector occidental de la Sierra de Filabres se observan anomalías residuales máximas próximas a -10 mGal, en el extremo occidental del corredor del Almanzora y en el perfil entre Sierra de Baza y la Sierra del Pozo, al NO de la cuenca, se alcanzan entre -15 y -20 mGal.

La geometría de la cuenca viene determinada principalmente por el desarrollo de sinformes situados entre los antiformes de Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra de las Estancias, si bien están muy afectados por fallas E-O en sus bordes sur y, mucho más patentes, por fallas NNO-ESE que producen una asimetría que produce un desplazamiento de los depocentros hacia los bordes occidental y nororiental de Sierra de Baza (aquí en la terminación del corredor del Almanzora) (Fig. 1C). La asimetría indica la actividad reciente de fallas, posiblemente normales, que determinan el basculamiento del bloque de techo. Esta asimetría no es única, ya se produce en la cuenca de Granada, cuyo borde oriental es también netamente asimétrico con respecto al occidental.

Las principales anomalías magnéticas se han identificado en el SE de la Cuenca, y pueden estar asociadas a las mineralizaciones que encajan tanto en rocas nevado-filábrides como alpujárrides. Generalmente producen un campo magnético irregular por la asociación de anomalías de distintos cuerpos, aunque se han detectado algunas anomalías bien marcadas en el borde meridional de Sierra de Filabres. En el sector de la cuenca cuyo basamento corresponde a las Zonas Externas cabe destacar que se ha identificado un dipolo bien marcado, con valores máximos de hasta 400 nT entre el máximo y el mínimo que podría posiblemente corresponder a alguno de los cuerpos de rocas básicas que encajan en las Zonas Externas (ofitas o *pillow* lavas).

El estudio detallado de los datos de gravimetría y magnetometría contribuirá a establecer la estructura profunda de la Cuenca de Guadix-Baza, de la que no existen prácticamente hasta el momento datos detallados, ni geológicos ni geofísicos. Este estudio permitirá conocer la interacción entre el desarrollo de pliegues y fallas, y de la formación de cuencas neógeno-cuaternarias, así como la evolución reciente del relieve actual de la Cordillera Bética.

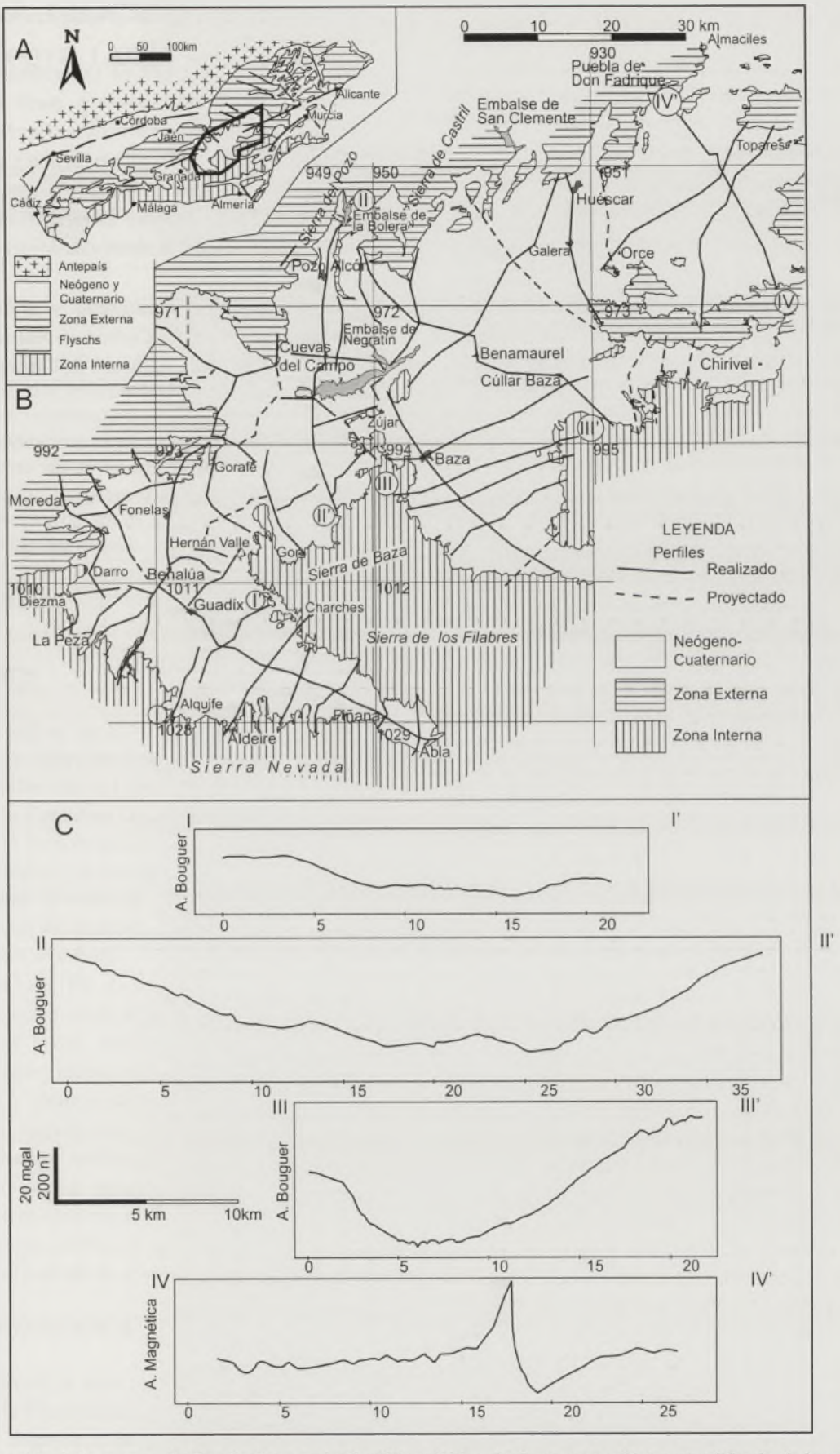


FIGURA 1. *a) Situación de la cuenca de Guadix-Baza en la Cordillera Bética. b) Esquema geológico simplificado de la cuenca de Guadix-Baza mostrando la situación de los perfiles. A trazos los que quedan por realizar. En línea más gruesa los que se presentan en c. c) Tres perfiles de gravimetría de la cuenca de Guadix-Baza con algunos de los resultados preliminares y uno de magnetismo, ligeramente suavizado. Su posición se marca en b.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado a través de la acción especial BTE2001-5230-E (Geometría del basamento de la cuenca de Guadix-Baza. Cordillera Bética) de la SEPCT.DGI, del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Calvache, M.L. y Viseras, C. (1997): Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 93-105.

Guerra-Merchán, A. (1990): Sobre la conexión entre la Depresión de Guadix-Baza y el Corredor del Almanzora. (Cordilleras Béticas, Andalucía Oriental). *Geogaceta*, 8: 97-99.

Suriñach, E. y Udías, A. (1976): Determinación de la raíz de Sierra Nevada-Los Filabres a partir de medidas de refracción sísmica y gravimetría. En: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán.* Publ. Univ. Granada (1978): 25-34.

Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero*, 81: 429-462.

Viseras, C. (1991): *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 344 p.

Tectónica reciente del sistema de fallas de Domeyko, Salar de Punta Negra (antearco Andes Centrales, norte Chile)

R. Soto[1], J. Martinod[1], R. Riquelme[2], G. Herail[3] y L. Audin[3]

1 LMTG, Université P. Sabatier, 38 rue 36 ponts, 31400 Toulouse, Francia. rsoto@unizar.es, martinod@lmtg.ups-tlse.fr
2 Dpto. de Geología, Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, Univ. Chile, Chile.
3 IRD-Université P. Sabatier, 31400 Toulouse, Francia. gherail@siege.paris.ird.fr, Laurence.Audin@ird.fr

ABSTRACT

We study the recent tectonic activity in a sector of the Precordillera in the Andean forearc analysing aerial photographs, satellite images and fieldwork data. The interpretation of alluvial landforms, drainage organisation and evolution of intermittent river networks downcutting post-Miocene deposits allow us to recognize tectonic processes. All these geomorphic markers indicate no strike-slip offsets, but successive and small tectonic pulses that reactivate previous structures originated under a transpressive context. The observed deformational pattern could be related to the small tilting of the Chilean forearc coinciding with an important episode of uplift of the Altiplano-Puna.

Key words: *Geomorphic markers, tectonics, Andean forearc, Northern Chile.*

INTRODUCCIÓN

El antearco andino en el Norte de Chile (20-27ºS) se divide de O a E en cuatro unidades paralelas al margen continental: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera y la Cordillera Occidental, que coincide en la actualidad con el arco magmático. Separando la Precordillera de la Cordillera Occidental se encuentran las Depresiones Pre-andinas. El estilo de deformación que ha tenido lugar en este sector del antearco andino es muy complejo y todavía es materia de debate.

La zona estudiada (Fig. 1) se encuentra en el desierto de Atacama, cuyas condiciones áridas a lo largo del Neógeno favorecieron una buena preservación de las formas de terreno que permiten reconstruir su evolución geomorfológica. Quebradas y abanicos aluviales en áreas áridas constituyen valiosos marcadores de la actividad tectónica registrada (Burbank y Anderson, 2001). En este trabajo se analizan los indicadores geomorfológicos existentes y su relación con la tectónica con el fin de caracterizar la deformación más reciente sufrida en un sector concreto del antearco chileno en el periodo de alzamiento del Altiplano-Puna.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio se sitúa en la Cordillera de Domeyko, perteneciente a la Precordillera, y en el borde occidental del Salar de Punta Negra, una de las depresiones Pre-andinas (Fig. 1). La Cordillera de Domeyko resulta de la inversión tectónica entre el Cretácico Superior y Paleoceno Inferior de una cuenca extensional previa (Amilibia, 2002). A partir de entonces sufre posteriores episodios de deformación (Eoceno-Oligoceno, Mioceno), incluyendo el evento transpresional sinistro durante el Eoceno-Oligoceno que dió lugar al sistema de fallas de Domeyko (Mpodozis *et al.*,

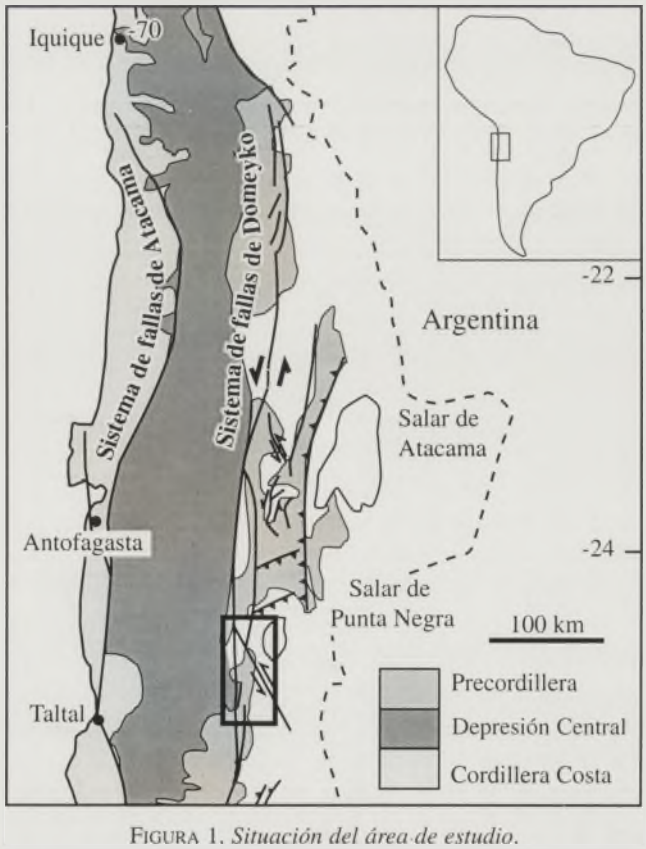


FIGURA 1. *Situación del área de estudio.*

1993; Tomlinson *et al.*, 1994). En la zona de estudio (24-25°S), el núcleo de la Cordillera de Domeyko está constituido fundamentalmente por rocas volcánicas e intrusivas paleozoicas, y rocas sedimentarias mesozoicas en menor medida (Mpodozis *et al.*, 1993). El piedemonte en sus dos vertientes lo constituyen depósitos de abanicos aluviales. Estudios realizados en zonas próximas consideran que estos materiales de abanicos aluviales provenientes de la Precordillera fueron depositados a partir del Mioceno Superior (Riquelme, 2003). Movimientos tardíos de edad Mioceno inferior en la estructura más importante de la zona de estudio, la Falla Sierra de Varas (Fig. 2), han sido documentados por Naranjo y Puig (1984). Sin embargo, la actividad tectónica post-Miocena de la cordillera de Domeyko está escasamente descrita, y su estudio nos podría ayudar a comprender muchos procesos todavía sin resolver, como la deformación sufrida en el antearco en respuesta al levantamiento del Altiplano-Puna producido fundamentalmente a partir del Mioceno (Gregory-Wodzicki, 2000).

RESULTADOS

Relaciones geomorfología-tectónica

Tanto en imagen de satélite como en fotografía aérea se observan numerosos lineamientos que afectan tanto a los materiales post-Miocenos de los abanicos aluviales como a los depósitos más recientes de los valles de barrancos y ríos (Figs. 2 y 3). En la figura 2 se presentan los lineamientos interpretados a partir del análisis de la fotografía aérea a escala 1:50.000 e imágenes satélite ASTER que afectan únicamente a los materiales de los abanicos aluviales y los depósitos más recientes del fondo de los valles. En el terreno estos lineamientos coinciden con escarpes de distinto tamaño (entre 1 y 100 m de altura) que nos sugieren su origen tectónico. En numerosas ocasiones estos lineamientos también aparecen junto a relieves positivos y pequeñas depresiones cerradas (*sag ponds*). Por otro lado, cabe destacar el paralelismo entre estos lineamientos y antiguas fallas que se observan en los materiales más antiguos del núcleo de la Cordillera de Domeyko y con la dirección de las capas de materiales cretácicos de los escasos afloramientos que aparecen en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko (Fig. 3). La figura 2 representa los lineamientos interpretados a partir del análisis de la fotografía aérea a escala 1:50.000 e imágenes de satélite ASTER, reconocibles únicamente en los materiales de abanicos aluviales y en los depósitos más recientes del fondo de los valles.

A partir de la observación directa de los depósitos aluviales y del análisis detallado de su morfología en fotografía aérea, distinguimos al menos dos generaciones de abanicos aluviales. Una primera generación se encuentra disecada por los abanicos de la segunda generación, y éstos a su vez por ríos y barrancos más recientes. En la superficie de los abanicos aluviales más antiguos se observan además restos de una

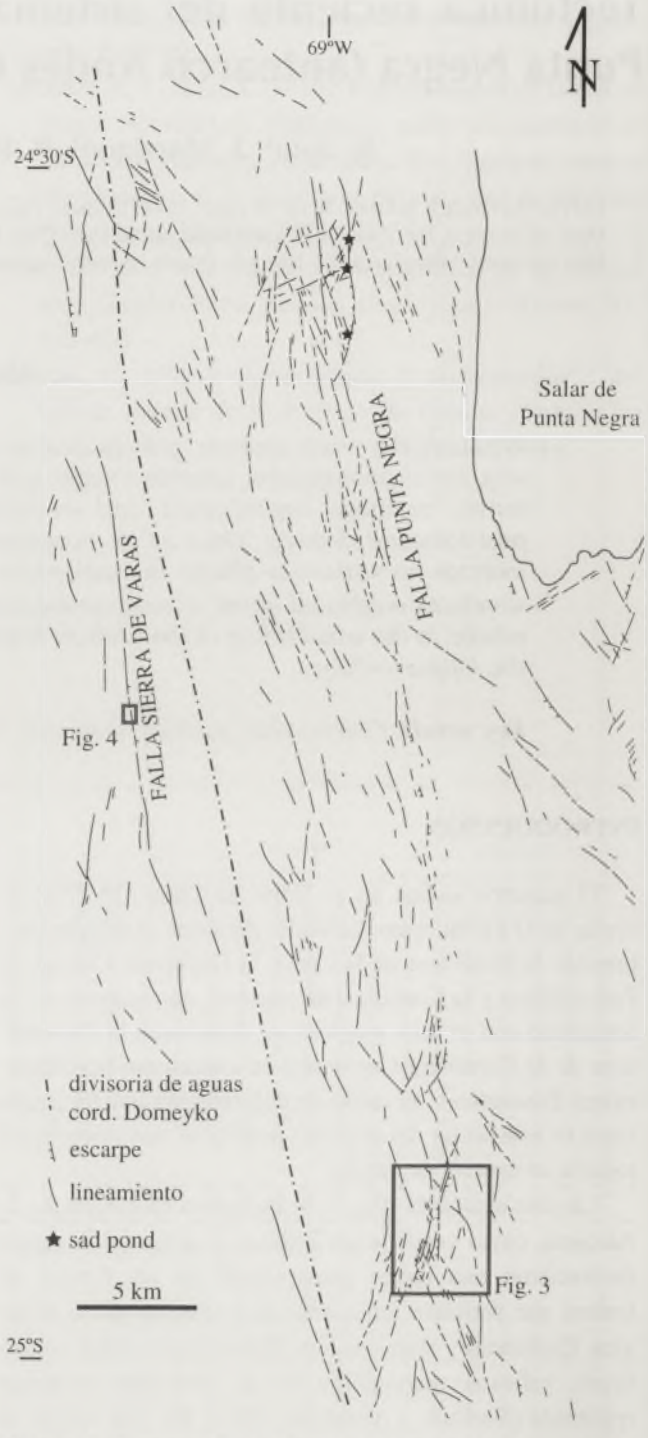


FIGURA 2. *Esquema fotogeológico a partir de la interpretación de fotos aéreas a escala 1:50.000 e imágenes de satélite ASTER de los lineamientos que cortan únicamente materiales de abanicos aluviales y depósitos más recientes del fondo de valles post-miocenos.*

red de drenaje anterior al relieve actual (Fig. 3). Estos antiguos ríos y barrancos dejaron de ser funcionales principalmente debido a la formación de escarpes y relieves positivos aguas arriba que los separaron de su cuenca de alimentación. Estos escarpes constituyen valiosos marcadores geomorfológicos de la tectónica más reciente.

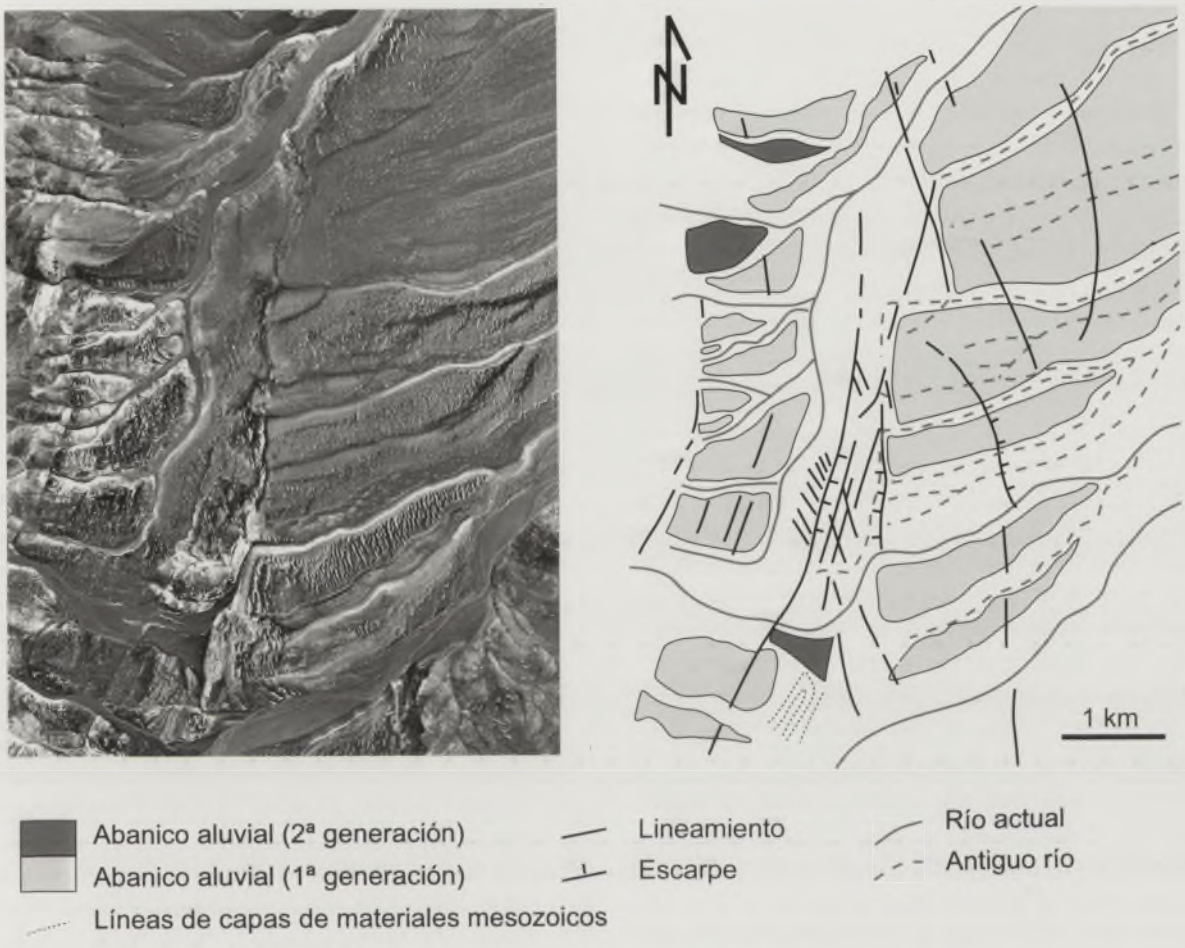


FIGURA 3. *Fotografía aérea del área recuadrada en la figura 2 e interpretación morfotectónica.*

Algunos lineamientos afectan únicamente a los materiales de los abanicos aluviales de la primera generación, mientras que otros también se continúan en los de la segunda. En menos ocasiones estos lineamientos llegan a afectar a los materiales más recientes del fondo de los valles (Fig. 3). De igual modo también se observa que cuando un mismo lineamiento afecta a depósitos de abanicos aluviales de distintas edades, éste se corresponde con un mayor escarpe en los materiales más antiguos. Esto muestra que la estructura de la zona se relaciona con diferentes eventos tectónicos de escasa intensidad a lo largo del tiempo y que las estructuras aprovechan planos de anteriores estructuras reactivándolas.

Estilo de deformación

Como muestra la figura 2, el patrón en planta de los lineamientos observados corresponde a un complejo sistema de fallas. De ellos, destaca el lineamiento de la vertiente occidental de la Cordillera de Domeyko, que correspondería a la Falla Sierra de Varas, y en la vertiente opuesta los ligados a la Falla de Punta Negra, ambas fallas descritas por Mpodozis *et al.* (1993). Éstos presentan una dirección aproximada N-S (353°N), ligeramente curvos y definiendo una lentícula intermedia.

El resto de los lineamientos presentan unas direcciones aproximadas 340°N y 323-313°N, apareciendo fundamentalmente en la vertiente oriental de la Cordillera de Domeyko. Se disponen formando ángulos de 12-15° (los más numerosos) y 30-40° con la dirección de los lineamientos principales (Fig. 2). Esta geometría en planta es idéntica al patrón resultante de una zona transpresiva sinistra, en la que los lineamientos secundarios mencionados podrían corresponder con las fracturas R y P, respectivamente, propias de las zonas de cizalla semifrágil. Por otro lado, salvo alguna excepción en el sector septentrional de la zona de estudio, no se observan lineamientos que pudieran corresponder con las fracturas R' de Riedel. Aunque la geometría en planta de las estructuras nos podría indicar el origen transpresivo de la deformación, el análisis detallado a partir de fotografía aérea de los marcadores geomorfológicos de esta zona no muestra evidencias de movimientos de rumbo (Fig. 3). El patrón cartográfico observado es el que podría corresponder, sin embargo, al evento transpresional sinistro ocurrido durante el Eoceno-Oligoceno que dió lugar al sistema de fallas de Domeyko (Mpodozis *et al.*, 1993; Tomlinson *et al.*, 1994). Todo ello nos lleva a inter-

pretar que la deformación sufrida por los materiales neógeno-cuaternarios de la zona de estudio podría responder a la reactivación de las estructuras originadas en ambiente transpresivo durante el Eoceno-Oligoceno en forma de cabalgamientos y fallas inversas en un campo compresivo posterior de dirección aproximada E-O.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de los marcadores geomorfológicos de la zona de estudio muestra que la deformación más reciente sufrida en esta área del antearco chileno de los Andes Centrales se corresponde con pequeños y sucesivos eventos tectónicos que reactivan estructuras previas a partir del Mioceno Superior. Aunque el patrón cartográfico de las estructuras más recientes podría indicar un origen transpresivo, un estudio detallado indica la falta de movimientos de rumbo de las estructuras que afectan a los materiales neógeno-cuaternarios. La tectónica reciente observada en este sector de la Precordillera podría relacionarse con pequeños movimientos ligados al ligero basculamiento generalizado del antearco andino hacia el Oeste propuesto por Victor (2000) en relación con la fase de mayor levantamiento del Altiplano-Puna. Es importante destacar que el levantamiento del Altiplano-Puna, situado inmediatamente al E de la zona de estudio, no va acompañado en este sector del antearco chileno de una deformación importante como describimos en el apartado anterior. Esto sugiere que el basculamiento Mio-Plioceno del antearco chileno podría estar en relación con flujos profundos de materiales de baja viscosidad en la corteza inferior altiplánica, como indican Lamb *et al.* (1997).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el "Institut de Recherche pour le Developpement" francés (IRD) y una beca Postdoctoral del Ministerio de Educación español a la primera firmante.

REFERENCIAS

Amilibia, A. (2002): *Inversión tectónica en la Cordillera de Domeyko, Andes del Norte de Chile*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001): *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, 272 p.

Gregory-Wodzicki, K.M. (2000): Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1091-1105.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. y Dewey, J. (1997): Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Geological Society Special Publication*, 121: 237-264.

Mpodozis, C., Marinovic, N., Smoje, I. y Cuitiño, L. (1993): *Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas. Región de Antofagasta. Escala 1:100.000.* Informe IR-93-04, Servicio Nacional de Geología y Minería, Corporación Nacional del Cobre de Chile. 282 p.

Naranjo, J.A. y Puig, A. (1984): *Hojas Taltal y Chanaral, Regiones de Antofagasta y Calama. Carta Geológica de Chile, Nº 62-63, escala 1:250.000*. Servicio Nacional de Geología y Mineria, Santiago.

Riquelme, R. (2003): *Évolution géomorphologique néogène des Andes Centrales du dessert d'Atacama (Chili): intéraction tectonique-érosion-climat.* Tesis doctoral, Univ. Toulouse III-Paul Sabatier, 258 p.

Tomlinson, A.J., Mpodozis, C., Cornejo, P.C., Ramirez, C.F. y Dimitru, T. (1994): El Sistema de Fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador. En: *Proc. VII Congreso Geológico Chileno*, 2: 1459-1463.

Victor, P. (2000): *Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und ihre Bedeutung fur die Plateaubildung und Krustenverdickung in N-Chile (20-21ºS).* Tesis doctoral, Univ. de Freie, Berlín.

GEOFÍSICA

Niveles de radón en la zona volcánica de La Garrotxa

K. Amgarou[1], J. Bach[2,3], C. Baixeras[1] y Ll. Font[1,3]

1 Grup de Física de les Radiacions, Dpt. de Física, Edifici Cc, UAB, 08193 Bellaterra.
2 Unitat de Geodinàmica Externa, Dpt. de Geología, Edifici Cs, UAB, 08193 Bellaterra.
3 Institut de Ciencia i Tecnologia Ambientals, UAB, 08193 Bellaterra.

ABSTRACT

A preliminary survey was performed in the volcanic-origin region of La Garrotxa to i) explore the possible influence of volcanic materials on indoor radon levels and ii) measure indoor radon levels in some working places in direct contact with soil. The measurements were carried out in the period May-September 2002 with a dosemeter that measures the mean indoor radon concentration. A total number of 27 dosemeters were exposed on 20 dwellings placed: 17 on volcanic material (11 on pyroclastic materials and 6 on lava flows) and 3 on no-volcanic material (2 on lake deposits and 1 on Tertiary substratum). The indoor radon levels in dwellings placed on volcanic materials present higher values than those on non-volcanic materials. The fact that the volcanic materials are not rich in radioactive isotopes support the hypothesis that radon comes from the degasification of mantle placed at less than 30 km in this area. This would make evidence of the current activity of this fault system in accordance with seismic events registered in the 15th century nearby. Indoor radon levels in working places did not show high values but in a single case, where additional measurements are needed to confirm the value obtained.

Key words: *Radon, indoor radon, volcanic materials, active fault.*

INTRODUCCIÓN

La contribución más importante al impacto radiológico en la población en general debido a la radiación de origen natural es producida por las emanaciones naturales del gas radón (UNSCEAR, 2000). El radón es un gas noble radiactivo procedente de las cadenas naturales de desintegración de los isótopos de uranio y torio presentes en la corteza terrestre. Debido a su baja reactividad química, los átomos de radón formados a partir de la desintegración del radio son relativamente libres para viajar a través del espacio intersticial del suelo y salir exhalados a la atmósfera, donde el radón se diluye y dispersa. No obstante, en recintos cerrados los niveles de radón pueden llegar a ser muy elevados, especialmente en lugares muy poco ventilados. El valor medio mundial de la concentración de radón en viviendas es de 40 $Bq \cdot m^{-3}$. Un caso extremo lo constituyen las minas y cavidades subterráneas, donde el radón puede llegar a concentraciones del orden de los $kBq \cdot m^{-3}$.

Las propiedades del subsuelo y de los materiales de construcción, las características de la vivienda, los hábitos de sus ocupantes y las condiciones meteorológicas son factores que influyen en el nivel final de radón, por lo que es habitual observar grandes variaciones entre distintas viviendas, incluso en aquellas situadas en lugares cercanos y con una geología y/o climatología similares. Hay dos posibles escenarios en los cuales la entrada de radón al interior de un recinto cerrado puede presentar valores elevados:

i) El subsuelo es muy rico en minerales que presentan isótopos radioactivos. Normalmente esta condición se da en suelos ricos en materiales graníticos y no es el caso de la zona volcánica de La Garrotxa.

ii) El subsuelo, aunque no sea rico en isótopos radioactivos, presenta características que permiten al gas radón viajar grandes distancias antes de desintegrarse, de manera que el volumen efectivo de gas en el subsuelo susceptible de penetrar dentro de cualquier recinto cerrado es muy elevado. Este es el caso de terrenos con alta permeabilidad o muy fracturados, de los que las zonas volcánicas pueden ser un ejemplo.

En el nuevo reglamento sobre protección sanitaria contra las radiaciones ionizantes (BOE, 2001) se especifica el gas radón como fuente de riesgo radiológico que hay que controlar en aquellos lugares de trabajo en los que los niveles del gas puedan ser elevados.

No existen antecedentes de medidas de niveles de radón en la zona volcánica de La Garrotxa, por lo que la motivación del presente estudio desde el punto de vista de la protección radiológica es claro. Desde el punto de vista geológico, además de las relaciones ya establecidas entre los valores altos de radón y las formaciones graníticas y las rocas sedimentarias derivadas de ellas, surge el interés de conocer la procedencia y la dinámica del radón en zonas geológicas que son o han sido activas recientemente.

Los objetivos principales de este estudio preliminar son *i*) explorar la posible influencia de los materiales volcánicos

en los niveles de radón presentes en recintos cerrados, la cual podría dar información acerca de la actividad geológica de la zona y *ii*) llevar a cabo unas primeras medidas en lugares de trabajo ubicados en sótanos o plantas bajas en contacto directo con el suelo, de acuerdo con el reglamento de protección contra las radiaciones ionizantes.

MARCO GEOLÓGICO

El área de trabajo se sitúa dentro de la zona volcánica emplazada en la comarca de la Garrotxa, situada en el noreste de Catalunya (Fig. 1). La estructura geológica de esta zona se caracteriza por un substrato de materiales plegados de edad Paleógena situados sobre el Paleozoico. Por encima, se sitúan formaciones volcánicas y depósitos sedimentarios del Cuaternario. Las formaciones paleógenas están constituidas, por sedimentos detríticos y carbonáticos.

Las características petrológicas y geoquímicas, así como el contexto geológico, indican que el vulcanismo en este sector corresponde al de un modelo de *rift* con bajo vulcanismo, consecuencia de la fusión parcial de rocas mantélicas por descompresión en un contexto distensivo (Martí *et al.*, 1992). El sistema de fracturas principal, de esta etapa distensiva, corresponde a una serie de fallas normales de dirección general NO-SE (Fig. 1), de geometría lístrica. De manera que las edades de los sedimentos y de la actividad volcánica indican que este sistema evolucionó desde el Neógeno hasta la actualidad, migrando en dirección suroeste (Saula *et al.*, 1996).

FIGURA 1. *Esquema geológico del noreste de Catalunya. 1: Cuaternario sedimentario, 2: Vulcanismo neógeno y cuaternario, 3: Neógeno sedimentario, 4: Paleógeno, 5: Mesozoico, 6: Paleozoico plutónico, 7: Paleozoico metamórfico, 8, Fallas normales, 9: Cabalgamientos, 10: Área estudiada.*

Según Araña *et al.* (1983) las rocas volcánicas de la zona de Olot presentan una gran uniformidad geoquímica, tanto en elementos mayores como menores, con términos básicos fuertemente subsaturados de un volcanismo intraplaca de tipo alcalino. La escasa diferenciación magmática que presentan sus productos, junto a la existencia de enclaves básicos que no guardan ninguna relación con el magma basáltico, hacen suponer que el magma llegó rápidamente a la superficie sin pasar por cámaras magmáticas intermedias. Las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} de estas rocas indican un origen subcortical, en relación con la fusión parcial del manto superior que, en esta zona, se sitúa aproximadamente a 30 km de profundidad.

La actividad volcánica en esta zona es muy reciente, entre 350.000 años y unos 10.000 años (Guerin *et al.*, 1986). Los edificios volcánicos están constituidos, en general, por depósitos piroclásticos, a partir de erupciones de tipo estromboliano e hidromagmático. Las emisiones lávicas suelen ocupar el fondo de los valles. Durante el Cuaternario la actividad del sistema fluvial dio lugar a formaciones aluviales en el fondo de los valles, que en algunos casos se ha intercalado con los materiales de origen volcánico, situados igualmente el fondo de los valles. Las coladas de lava al situarse en el fondo de los valles actúan de presas naturales, impidiendo el drenaje y provocando embalses. En estas zonas se estableció una sedimentación lacustre que rellena los embalses.

METODOLOGÍA

Las medidas de radón se han realizado utilizando un dosímetro pasivo e integrador que consta de una cámara de difusión con filtro de fibra de vidrio (Fig. 2), cuyo interior es una semiesfera de 1,5 cm de radio en la base de la cual se coloca un detector circular de trazas nucleares (tipo Makrofol-DE de 500 μm de espesor) para registrar las emisiones α del radón y sus descendientes.

Las emisiones α del radón y sus descendientes van produciendo lesiones (trazas latentes) en el material detector durante todo el tiempo que dura la exposición del dosímetro al gas radón. Mediante un revelado electroquímico cuyas condiciones fueron optimizadas por el Grupo de Física de las Radiaciones (GFR) de la UAB (Baixeras *et al.*, 1991) dichas trazas latentes son ampliadas de manera que pueden

FIGURA 2. *Dosímetro de radón y sus componentes.*

ser visualizadas a simple vista. La densidad de trazas obtenida es proporcional al valor medio de la concentración de radón al que el dosímetro ha sido expuesto. El método para la lectura de la densidad de trazas y la determinación de la concentración de radón ha sido puesto a punto por el GFR.

Se distribuyeron un total de 27 dosímetros correspondientes a los 20 puntos de control que fueron expuestos durante los meses de mayo a septiembre de 2002. En la tabla 1 y la figura 3 se muestra la distribución de los dosímetros en distintas ubicaciones. Puede apreciarse que se instalaron dosímetros tanto en edificios públicos como en viviendas privadas. La razón de esta distinción radica en el interés en controlar los niveles de radón en lugares de trabajo que puedan presentar niveles altos. En todos los casos, se ubicaron dosímetros en lugares cercanos al suelo y poco ventilados. En algunas viviendas, además, se ubicaron dosímetros en distintos niveles para poder comprobar si la concentración de radón disminuye con la altura de la planta, lo cual indicaría que el radón proviene del subsuelo y no de los materiales de construcción.

Al ser uno de los objetivos de este estudio la caracterización de los materiales volcánicos en relación a la movilidad del radón, de los 20 puntos de control, 17 se establecieron en edificios emplazados directamente sobre los materiales volcánicos. Concretamente, 11 encima de los piroclastos y 6 sobre las coladas de lava (Fig. 3). Los tres restantes se situaron, dos en edificios sobre sedimentos lacustres posteriores al vulcanismo y uno directamente sobre los materiales del sustrato paleógeno. Como la movilidad del radón depende básicamente del grado de permeabilidad de los materiales. Los materiales piroclásticos tienen una cierta permeabilidad intergranular., las coladas de lava presentan diaclasado y fracturación que da lugar a una permeabilidad por fisuración, los sedimentos lacustres presentan permeabilidades muy bajas y las formaciones paleógenas, en el lugar de muestreo, corresponden a conglomerados y areniscas con intercalaciones de lutitas y margas, que confieren al conjunto de la unidad una baja permeabilidad.

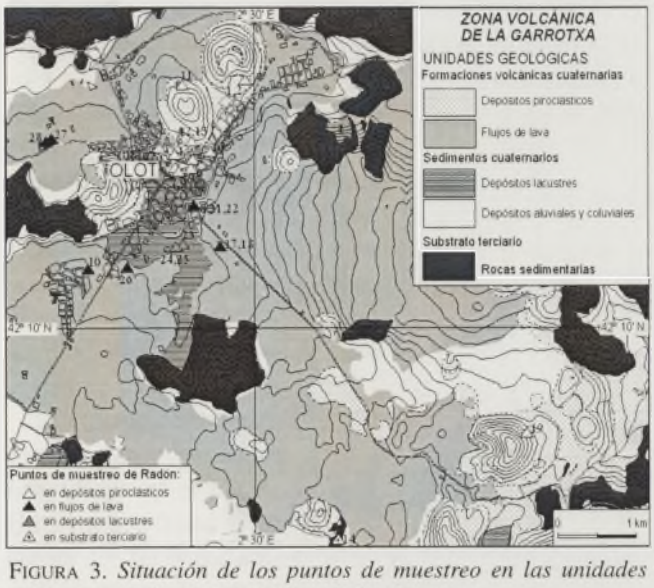


FIGURA 3. *Situación de los puntos de muestreo en las unidades geológicas de la zona volcánica de La Garrotxa.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos en los distintos puntos de control se presentan en la tabla 1 agrupados por el tipo de material sobre el que el edificio está construido y distinguiendo entre edificios públicos y privados. Los niveles de radón en edificios construidos sobre materiales volcánicos son más elevados que en edificios sobre materiales no volcánicos. Efectivamente, el valor medio y el rango de variación de las concentraciones de radón (en $Bq \cdot m^{-3}$) obtenidos sobre materiales volcánicos y no volcánicos son, respectivamente: 534 [44-2130] y 71 [50-87]. La alta dispersión de resultados obtenida es habitual en las campañas de medida de radón y atribuible a la gran variedad de factores que influyen en el nivel final de la concentración de radón en una vivienda en concreto, tal y como se ha comentado en la introducción. Aunque disponemos de poca estadística, estos resultados sugieren una clara influencia del material volcánico sobre los niveles de radón.

Las pruebas realizadas en un mismo edificio a distintos niveles del suelo indican que la fuente de radón está en el suelo ya que los valores más elevados se encuentran siempre en la parte baja. Un ejemplo claro lo constituye una vivienda, situada sobre flujo de lava y en la que se instalaron los dosímetros 8 (planta baja), 21 (primer piso) y 22 (segundo piso). Los valores obtenidos han sido respectivamente 2130, 131 y 47 $Bq \cdot m^{-3}$. Estos resultados permiten descartar la influencia de los materiales de construcción de estos edificios, al menos sobre los valores altos de radón. Si el subsuelo no es rico en materiales radioactivos (*estudios en realización*) sólo es posible que haya niveles altos de radón si éste recorre grandes distancias. En este sentido, cabe destacar especialmente los resultados obtenidos en los puntos 1 y 17, que corresponden a lugares conocidos como "bufadors" (borbollón), es decir, grietas por las que sale aire. En realidad se trata de la salida exterior de conductos que pueden ser de gran longitud, en el interior de las coladas o depósitos piroclásticos. En ambos puntos los niveles de ^{222}Rn han sido elevados en relación a la mayoría de los valores medidos, lo que parece indicar unas vías preferenciales por las que circularía el radón. También es importante destacar que el sótano donde se instaló el dosímetro 1 está normalmente muy ventilado, puesto que dispone de una puerta de madera con grandes espacios por donde penetra libremente el aire exterior. Así, para que el nivel de radón sea tan elevado, es necesario que el ritmo de entrada de radón a través del borbollón sea muy alto.

Si distinguimos entre los resultados obtenidos sobre depósitos piroclásticos y sobre flujos de lava, obtenemos unos valores medios y rangos (en $Bq \cdot m^{-3}$) respectivamente de 427 [44-1930] y 838 [47-2130]. Aunque el valor medio obtenido sobre flujos de lava es mayor que sobre depósitos piroclásticos, la diferencia no es tan clara como en el caso de la distinción entre material volcánico y no volcánico, y puede ser consecuencia de la poca estadística. Sería interesante un estudio más detallado para explorar posibles diferencias entre los dos tipos de materiales volcánicos.

TABLA 1. *Niveles de radón obtenidos en los puntos de control.*

	Código	Ubicación	Concentración Rn-222 ($Bq.m^{-3}$)
Materiales volcánicos - depósitos piroclásticos			
Edificios públicos	3	sótano	84±17
	4	sótano	829±75
	5	sótano	141±25
	6	planta	346±42
	7	sótano	241±34
	9	sótano	44±19
	11	planta baja	114±24
	15	semisótano	557±56
	16	sótano	153±26
	19	planta baja	153±26
Edificios privados	1	sótano "bufador"	$(19.3\pm1.5)\times10^2$
	2	planta baja	646±58
	12	garaje - bajos	83±22
	13	despensa - bajos	659±59
Materiales volcánicos - flujos de lava			
Edificios públicos	10	planta baja	250±32
	26	semisótano	263±34
	27	planta baja	80±22
	28	planta baja	211±30
Edificios privados	17	sótano "bufador"	$(12.8\pm1.0)\times10^2$
	18	excavación	$(19.1\pm2.0)\times10^2$
	8	segundo piso	47±19
	21	primer piso	131±25
	22	planta baja	$(21.3\pm1.7)\times10^2$
Depósitos lacustres sobre material volcánico			
Edificios privados	23	planta	77±22
	24	primer piso	50±20
	25	planta baja	87±22
Substrato sedimentario terciario			
Ed. públic.	14	planta baja	71±21

En cuanto a los resultados obtenidos en los distintos lugares de trabajo, únicamente en el edificio donde se instaló el dosímetro 4, el nivel medio de radón es apreciablemente alto. Sería conveniente llevar a cabo más medidas para confirmar este resultado. Los valores más elevados de la concentración de radón se han obtenido en todos los casos en viviendas particulares, donde no hay otro sistema de ventilación que la infiltración natural de aire.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos reflejan unos niveles altos de radón en los edificios situados sobre materiales volcánicos tanto en lugares de trabajo como en viviendas particulares. Al tratarse de un subsuelo poco rico en isótopos radioactivos, la fuente de radón se relaciona con la existencia de fracturas que comunican hacia zonas más profundas de la corteza. De acuerdo con los modelos geodinámicos descritos por Saula *et al.* (1996) y el origen descrito de los magmas que generaron la actividad volcánica de esta zona, podría establecerse la hipótesis de que el radón procede de la desgasificación del manto situado a menos de 30 km en esta zona, de manera que el sistema principal de fracturas NO-SE, permitiría su ascenso. Está hipótesis corroboraría la existencia de actividad actual en este sistema de fallas, tal como reflejan los episodios sísmicos del siglo XV relacionados con la falla de Amer. Las concentraciones de radón halladas en lugares de trabajo no presentan valores altos salvo en un caso, donde deberían realizarse más medidas para confirmar el resultado obtenido. En cualquier caso, este trabajo muestra el interés de llevar a cabo un estudio más detallado en la región.

REFERENCIAS

Araña, V., Aparicio, A., Martín Escorza, C., García Caho, L., Ortíz, R., Vaquer, R., Barberi, F., Ferrara, G., Albert, J. y Gassiot, X. (1983): El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geológica Hispánica*, 18(1):1-17.

Baixeras, C., García, I., Fernández, F., Domingo, C., Vidal-Quadras, A. y Piesch, E. (1991): Indoor Radon Concentration Measurements in Some Spanish Houses and Dwellings with Plastic Nuclear Track Etch Detectors. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 19: 279-282.

Boletín Oficial del Estado (BOE): *Real Decreto 783/2001*, 178 (2001) 27284-27393.

Guerin, G., Benhamou, G. y Mallarach, J.M. (1986): Un exemple de fusió parcial en medi continental. El vulcanisme quaternari de Catalunya. *Vitrina*, 1: 20-26.

Martí, J., Mitjavilla, J., Roca, E. y Aparicio, A. (1992): Cenozoic magmatism of Valencia trough (western Mediterranean): relationships between structural evolution and colcanism. *Tectonophysics*, 203: 145-165.

Saula, E., Picart, J., Mató, E., Llenas, M., Lozanitos, M., Berastegui, X. y Agustí, J. (1996): Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras transversales. *Acta Geológica Hispánica*, 29 (2-4): 55-75.

UNSCEAR (2000): *United Nations Scientific Comité on the Effects of Atomic Radiation*. Report 2000.

Delineación de suelos en un área metropolitana mediante el empleo de ondas Rayleigh de alta frecuencia

J. Badal[1], U. Dutta[2], N. Biswas[2], F. Gómez[3] y F. Serón[3]

1 Física de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Ciencias B, 50009 Zaragoza. badal@unizar.es
2 Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK-99775-7320.
3 Departamento de Informática, Universidad de Zaragoza, CPS, 50015 Zaragoza.

ABSTRACT

We use high-frequency Rayleigh waves generated by an electromagnetic vibrator system in or order to identify the lateral extent of soil classes in a small area as the metropolitan area of Anchorage, Alaska. From phase delay times between two sensors, the phase velocity of the fundamental mode at each measurement site is computed. Then, a stochastic inversion scheme allows to invert phase velocity of the waves, and to obtain the shear wave velocity structure of the area in terms of local seismic velocities between 100 and 500 m/s approximately, in the upper 0-30 m depth interval. On the basis of these local velocities, and with the purpose of getting a proper view of the study area, we apply a spatial prediction method based on an interpolation algorithm involving finite differences. Thus, through spatial prediction and visualization, we obtain 3D images for the geometry and S-wave velocity structure of soils underling the study area within the reliable depth interval. These images are shown as horizontal slices at gradually increasing depths, and three-dimensional blocks as defined by characteristic velocity ranges, which enable to see in detail the extent of soils both laterally and with depth.

Key words: *Rayleigh waves, 3D imaging, soil classes, Anchorage.*

BREVE INTRODUCCIÓN, ADQUISICIÓN DE DATOS Y MEDIDAS DE VELOCIDAD SÍSMICA

La distribución de velocidad de cizalla (β) en las formaciones más próximas a la superficie del terreno juega un papel importante no solo de cara a los movimientos fuertes del suelo provocados por terremotos locales, por cuanto influencia la respuesta del terreno frente a una sacudida sísmica, sino también por lo que respecta a la delineación o discriminación de tipos de suelo. Por lo tanto, la determinación de esta variable a profundidades someras es esencial, además de para analizar la peligrosidad sísmica, para discernir distintas clases de suelos. Dicha velocidad puede determinarse mediante un método de superficie y asimismo a través de la toma de testigos en pozos (Boore y Brown, 1998), lo que en todo caso proporciona valores de velocidad precisos, aunque no demasiados. Pero la ventaja de usar un método de superficie estriba en que es un método no invasivo, además de su coste efectivo, que por lo general es aceptable y constituye un factor de peso en algunos casos.

La fuente de energía consistió en un vibrador armónico electromagnético de unos 910 kg de masa capaz de generar ondas Rayleigh en el rango de frecuencias que va de 1 a 100 Hz. Para una frecuencia "máxima" de 100 Hz, teniendo en cuenta que las ondas superficiales de longitud de onda más corta se transmiten en las capas más someras del terreno a una velocidad cercana a los 150 m/s, cabe esperar una longitud de onda mínima de aproximadamente 1,5 m. Considerando un espesor de capa resoluble en torno a los dos tercios de la longitud de onda mínima, la conclusión es que debemos ser capaces de discriminar una capa al menos de espesor igual a 1 m. Además, la profundidad de penetración de las ondas depende de la longitud de onda usada en cada caso. Si consideramos una frecuencia "mínima" de unos 3,3 Hz y una profundidad de penetración en torno a los dos tercios de la longitud de onda, entonces las longitudes de onda más cortas de 50 m, que son las que nosotros usamos, no pueden dar resultados para los suelos que se encuentren a las profundidades relativamente mayores. En consecuencia, dentro de la estrecha banda de frecuencias en la que nos desenvolvemos, el modo fundamental de las ondas Rayleigh puede *a priori* proporcionar resultados fiables hasta unos 40 m de profundidad aproximadamente.

Las ondas se registraron en dos estaciones de componente vertical (acelerómetros) muy próximas, separadas una de otra no menos de 4 m y no más de 35 m. La Vibration Instrument Company of Tokyo, Japan, en colaboración con la Ensol Corporation of Rayleigh, North Carolina, USA, desarrolló un método de medida en la superficie, llamado CXW, para la determinación de la estructura β del subsuelo. Los detalles de esta método fueron descritos por Rodríguez-Ordóñez (1994). Como el método CXW se basa en la natu-

raleza dispersiva de las ondas Rayleigh, las velocidades de fase de estas ondas en función de su periodo se obtuvieron a partir de los tiempos de fase que mostraron las señales registradas por cada par de acelerómetros. Después, partiendo de un modelo inicial de estructura horizontalmente estratificada, estas velocidades se invirtieron con el fin de obtener velocidades locales de onda de cizalla. Este método se aplicó para obtener perfiles velocidad-profundidad en 36 sitios dentro del área metropolitana de Anchorage (Dutta *et al.*, 2000).

INVERSIÓN DE VELOCIDADES DE FASE

Como se ha dicho, los datos de velocidad de fase de onda Rayleigh calculados en cada lugar de medida u observación, se invirtieron para tener velocidades β y espesores de capa. Con este propósito nosotros utilizamos el algoritmo estocástico de mínimos cuadrados de Herrmann (1987). Las capas constitutivas del modelo inicial del terreno, así como sus respectivos espesores, se construyeron a partir de la información geológica disponible y de la información suministrada por la industria de la construcción, y también de acuerdo con los resultados de los pozos practicados en la zona. Los valores de velocidad de onda P (α) para las distintas capas del terreno se computaron a partir de los valores de velocidad de onda S (β) usando la relación $\alpha = 1{,}76\beta$ (Ratchkovsky *et al.*, 1997). Los valores de densidad (ρ) se calcularon según la relación $\rho = 0{,}23\alpha^{0.25}$ (Gardner *et al.*, 1974), donde α viene dada en m/s y ρ en g/cm^3. Más detalles sobre el proceso de inversión de los datos de dispersión de la velocidad de fase y sobre los modelos 1D de velocidad de cizalla obtenidos, pueden verse en Dutta *et al.* (2000).

La fiabilidad de los resultados de inversión se investigó mediante modelado directo, comparando la dispersión teórica con la dispersión de velocidad de fase observada, y el grado de resolución conseguido se estimó por medio de los *kernels* de la matriz de resolución del problema inverso, calculados a diferentes profundidades de referencia. Las soluciones obtenidas se revelaron de calidad y en todo caso como modelos acordes con la información geofísica disponible.

MODELADO 3D

El conjunto de modelos 1D permite imponer restricciones sobre la distribución 3D de velocidades de cizalla en el medio elástico. Mediante interpolación de valores de velocidad locales, se construye un volumen constituido por elementos cúbicos (*voxels*) cada uno con un valor de velocidad particular. Esta tarea puede abordarse siguiendo varios procedimientos, aplicado diferentes interpoladores. Entre los métodos para modelar el área de estudio, hemos optado por un método iterativo basado en la interpolación Laplaciana 2D y que trabaja con diferencias finitas. La representación volumétrica del medio se obtiene aplicando primero un algoritmo de este tipo y más tarde interpolación lineal entre los planos horizontales que contienen datos interpolados. Los aspectos que conciernen a la resolución, a la exactitud y a la eficiencia computacional del interpola-

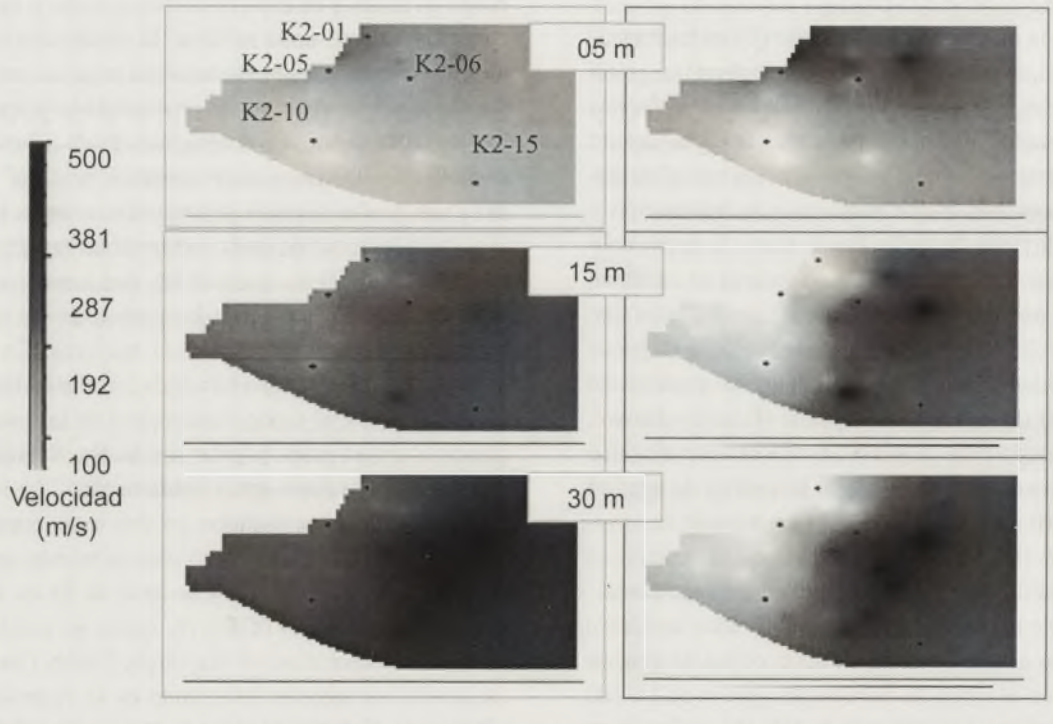


FIGURA 1. *Cortes horizontales a distintas profundidades de referencia mostrando la distribución de velocidad de cizalla para los materiales del subsuelo de Anchorage, Alaska. Todas las secciones están delimitadas por los intervalos (61°04', 61°15,3') y (-149°38', -150°05') e incluyen las ubicaciones (puntos negros) de algunos sitios de medida de velocidad.*

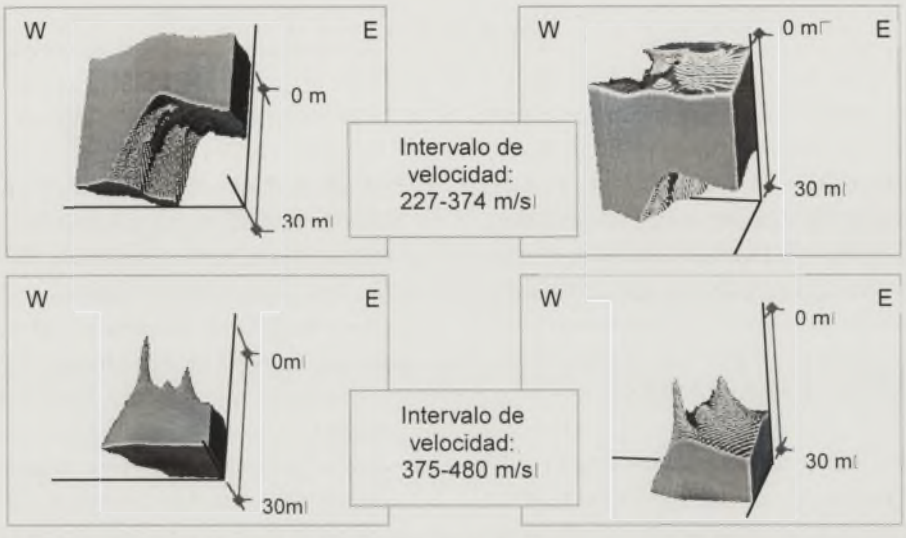


FIGURA 2. *Imágenes 3D del subsuelo de Anchorage definidas según velocidades de cizalla características. Para cada intervalo de velocidad los materiales del subsuelo se muestran desde dos puntos de vista opuestos: mirándolos desde abajo (columna de la izquierda) y desde arriba (columna de la derecha). La profundidad máxima es 30 m.*

dor Laplaciano han sido estudiados por Serón *et al.* (2001). Un primera referencia de este método puede encontrarse en Corchete *et al.* (1995), donde también puede verse un diagrama de flujo. Badal *et al.* (2000) han dado una descripción cualitativa y breve del contenido matemático del método y de su implementación. El método ya ha sido aplicado con éxito a otros escenarios en los cuales se ha resuelto un problema de estructura de velocidad a pequeña escala o a escala local (Badal *et al.*, 2000; Chourak *et al.*, 2003). El procedimiento impone el requerimiento *a priori* de que la función de velocidad debe satisfacer la ecuación de Laplace, lo cual implica valores suavizados de velocidad. El carácter iterativo del procedimiento conduce finalmente a la convergencia del método, el cual es especialmente útil para analizar datos de red con una variabilidad limitada. En todo caso la función velocidad se cartografía sobre una malla regular en la cual los puntos de red suministran la solución final.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Tras aplicar la metodología descrita y usar un sistema de visualización 3D de datos, hemos obtenido la variación espacial de velocidad β haciendo posible la diferenciación de suelos, en nuestro caso en el área metropolitana de Anchorage, Alaska, y en el intervalo de profundidades entre 0 y 30 m. Como ejemplos de los resultados obtenidos, en la figura 1 mostramos una secuencia de secciones horizontales a profundidades gradualmente crecientes. En la figura 2 mostramos en tres dimensiones vistas de los materiales asociados a un intervalo de velocidad específico en el interior de un volumen transparente que representa el dominio explorado. Estas imágenes nos permiten ver las distintas clases de suelos, su extensión lateral y en profundidad, así como la ubicación de los materiales más consolidados (con velocidades más altas), y en suma toda la complejidad estructural del área investigada. En el caso concreto que nos ocupa, la clasificación de suelos atendiendo a las velocidades características de las ondas que se propagan por ellos se resume como sigue: suelos someros (<181 m/s), suelos meteorizados (181-260,9 m/s), materiales no consolidados (261-380,9 m/s) y terrenos cohesivos (≥381 m/s). Aunque los materiales caracterizados por velocidades paulatinamente crecientes y por ende menos deteriorados se encuentran a cotas más profundas, lo cierto es que, como respuesta a la litología variable del área, no están uniformemente distribuidos en capas horizontales, sino en zonas con topografía bastante irregular.

En conclusión, las ondas Rayleigh de alta frecuencia constituyen un instrumento muy útil para estudiar los rasgos estructurales de los sedimentos más superficiales a través de la variación de velocidad de las ondas sísmicas. Así es posible diferenciar unos suelos de otros y descubrir zonas de transición, sobre la base de su geometría y de las velocidades características de las ondas que se transmiten a través de ellos. La metodología utilizada, consistente en un esquema de inversión seguido de modelado volumétrico, da buenos resultados en cuanto a la obtención de un modelo detallado tridimensional del medio explorado. Los resultados obtenidos a través del presente trabajo pueden ser de utilidad de cara a futuros estudios de ingeniería sismológica.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada parcialmente por la Dirección General de Investigación, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Madrid, Spain, Proyecto REN2000-1740-C05-04.

REFERENCIAS

Badal, J., Sabadell, F.J. y Serón, F.J. (2000): An attempt at 3-D imaging of a small domain (Almeria, southern Spain) using a POCS algorithm. *Physical of the Earth and Planetary Interiors*, 122: 67-77.

Boore, D.M. y Brown, L.T. (1998): Computing shear- wave velocity profiles from inversion of surface-wave phase velocities with downhole measurements: systematic differences between the CXW method and downhole measurements at six USC strong-motion sites. *Seismological Research Letters*, 69: 222-229.

Chourak, M., Corchete, V., Badal, J., Serón, F.J. y Gómez, F. (2003): Imaging of the near-surface shear-wave velocity structure of the Granada Basin (southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93: 430-442.

Corchete, V., Badal, J., Serón, F.J. y Soria, A. (1995): Tomographic images of the Iberian subcrustal lithosphere and asthenosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24133-24146.

Dutta, U., Biswas, N., Martirosyan, A., Nath, S., Dravinski, M., Papageorgiou, A. and Combellick, R. (2000): Delineation of spatial variation of shear wave velocity with high-frequency Rayleigh waves in Anchorage, Alaska. *Geophysical Journal International*, 145: 365-375.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. y Gregory, A.R. (1974): Formation velocity and density-the diagnostic basis for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770-780.

Herrmann, R.B. (1987): *Computer Programs in Seismology*, Saint Louis University, Saint Louis, MO.

Ratchkovsky, N., José, P. y Biswas, N.N. (1997): Relocation of earthquakes in the Cook Inlet area, southcentral Alaska, using the joint hypocenter determination method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87: 620-636.

Rodríguez-Ordóñez, J.A. (1994): *A new method for interpretation of surface wave measurements in soils*. Tesis Doctoral, North Carolina State University, Raleigh, NC, 215 p.

Serón, F.J., Badal, J.I. y Sabadell, F.J. (2001): Spatial prediction procedures for regionalization and 3-D imaging of Earth structures. *Physical of the Earth and Planetary Interiors*, 123: 149-168.

Escenarios urbanos de impacto sísmico

J. Badal[1], M. Vázquez-Prada[1] y Á. González[2]

1 Física de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Ciencias B, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. badal@unizar.es
2 Dep. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Ciencias C, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

Prognostic estimations of the expected number of killed or injured people and about the approximate cost associated with the damages caused by earthquakes are made following a suitable methodology of wide-ranging application. For the assessment of human life losses we use a least-square regression model between earthquake magnitude and casualties for the most frequently met population density groups. We too use an approach based on the local social wealth to obtain a rough estimate of the economic loss, which is finally computed on the basis of the relationship of the macroseismic intensity to the economic loss in percentage of the wealth. The application is implemented using geographic information system software. Some urban concentrations in Spain with different population density are considered for computation, thus contributing to an easier taking of decisions in emergency preparedness planning, contemporary earthquake engineering and seismic risk prevention.

Key words: *earthquake casualties and damages, urban nuclei, Spain.*

INTRODUCCIÓN

Los terremotos se convierten en un importante factor de riesgo para la sociedad cuando inciden sobre poblaciones vulnerables. De acuerdo con los datos mundiales disponibles, durante el siglo XX medio millar de terremotos aproximadamente fueron la causa de más de 1.615.000 víctimas humanas (Samardjieva y Badal, 2002). Pero, además, los terremotos destructivos con frecuencia originan pérdidas económicas de importancia. En este contexto, un problema adicional cuando se lleva a cabo un análisis de daños es la determinación del quebranto o coste económico derivado de una fuerte sacudida sísmica. Una evaluación prospectiva de las consecuencias de un fuerte acontecimiento sísmico es, por tanto, una tarea muy importante para tener conocimiento del desastre que puede suceder, sobre todo en el ámbito de la prevención y de la reducción de riesgos naturales. El objetivo de este artículo es estudiar ambos aspectos de riesgo sísmico en el caso de núcleos urbanos, que conciernen a hipotéticos escenarios de impacto sísmico, y en última instancia contribuir con cifras a la política y al control de emergencias en nuestro país.

METODOLOGÍA

Las estimaciones de pronóstico del número de víctimas humanas y del coste económico aproximado en determinadas áreas urbanas se realizan siguiendo una adecuada y fácilmente comprensible metodología para el análisis de pérdidas provocadas por un sismo. A continuación damos una breve descripción del método aproximado que utilizamos.

Intensidad epicentral

Esta variable se calcula a partir de un modelo de regresión propuesto por Samardjieva *et al.* (1999) para terremotos ibéricos, el cual estima la magnitud M de un terremoto en función de la intensidad epicentral I_o ($\geq$ VI, MSK) y de la profundidad focal h ($\leq$ 30 km) del sismo. El mejor ajuste lineal de los datos disponibles condujo a la ecuación:

$$M(I_o, h) = 0{,}53\, I_o + 0{,}34 \log h + 0{,}75$$

Ley de atenuación

La distribución de la intensidad sísmica sobre la superficie terrestre, que se muestra en los mapas de isosistas, viene influenciada por factores geológicos y tectónicos, incluso por las pequeñas irregularidades del medio, pero sobre todo depende del tamaño del terremoto y de la profundidad de su foco, de la variación azimutal del patrón de radiación de la fuente y de la atenuación de la sacudida sísmica con la distancia. Con respecto a la atenuación de la energía y por ende de la intensidad macrosísmica con la distancia hipocentral (Δ) en la Península Ibérica, hacemos uso de las relaciones para el movimiento del suelo propuestas por López-Casado *et al.* (2000):

$$I = f(I_o) - a_2 \ln \Delta - a_3 \Delta \quad ,, \quad f(I_o) = a_{10} + a_{11} I_o + a_{12} I_o^2$$

donde a_2 y a_3 representan los términos relacionados con la extensión geométrica y la disipación de energía, respectivamente, y $f(I_o)$ es una función cuadrática elegida teniendo

en cuenta el mejor ajuste de los datos disponibles. Todos los coeficientes son conocidos. Esta ecuación describe, en correspondencia con la tendencia de atenuación, la amplitud del movimiento del suelo (intensidad sentida I) en términos de la intensidad máxima (I_o), aquí equiparada a la intensidad epicentral, y de la distancia Δ.

Cálculo de víctimas

Seguimos el método desarrollado por Samardjieva y Badal (2002), de aquí en adelante el método SB, para estimar el número esperado de pérdidas de vidas humanas. El método SB se apoya en el número de víctimas catalogado después de un terremoto destructivo, ocurrido en cualquier lugar del mundo a lo largo de todo el siglo XX. El método, ya aplicado para Granada (España) y Kobe (Japón), se basa en un modelo cuantitativo que combina la magnitud M del terremoto, la densidad de población D en diferentes partes del territorio afectado y las dimensiones de las áreas con distinta intensidad macrosísmica. Para computar el número de pérdidas humanas N_k utilizamos ecuaciones de regresión del tipo:

$$\log N_k (D) = a(D) + b(D)\, M$$

donde los coeficientes a y b son parámetros de regresión que dependen de la densidad de población media del área afectada, previamente calculados para los intervalos de densidad de mayor frecuencia en el mundo (D < 25, D = 25-50, D = 50-100, D = 100-200 y D > 200 habitantes/km^2). El número esperado de personas heridas N_{inj} se puede computar por medio de una relación análoga sugerida por Christoskov y Samardjieva (1984) que conduce a la ecuación:

$$\log (N_{inj}/N_k) = -0{,}99 + 0{,}21\, M$$

Tasa de siniestralidad

La proporción del número de personas fallecidas en relación con la población total define esta tasa, que se puede calcular fácilmente dividiendo el número de víctimas por el de habitantes de la región afectada. En el presente estudio mostramos su variación para algunas concentraciones urbanas con diferente densidad de población.

Aproximación a la riqueza social

Para computar el coste económico derivado de los daños causados por un terremoto modelo, seguimos el método desarrollado por Chen *et al.* (1997), que parte de la hipótesis de proporcionalidad entre obras e instalaciones debidas a la iniciativa humana, en cierto modo con dependencia de la densidad de población, y la riqueza social de un lugar estimada por medio del producto interior bruto (GDP) y la inversión pública (*investment*).

Función de daños y coste económico

El último paso para completar la valoración cuantitativa que nos proponemos lo llevamos a cabo sobre la base de la relación existente de la intensidad macrosísmica – escala MM – con el quebranto económico sobrevenido en porcentaje de la riqueza. Para ello consideramos la función de daños f(I) facilitada por el Munich Reinsurance Group (2000), en realidad una banda de daños que expresa la incertidumbre en el coste esperado como consecuencia de los diferentes comportamientos de edificios y estructuras ante una crisis sísmica. La pérdida económica puede calcularse por medio de la fórmula

$$\text{costo} = \Sigma\, f(I) * GDP_{cell} * [\%\ \text{inversión}\ /100]^{-1}$$

donde la suma se extiende a todas las celdillas que conforman la partición del área investigada.

IMPLEMENTACIÓN

La aplicación se ha diseñado para prever las consecuencias y el impacto de un hipotético terremoto de magnitud y coordenadas dadas, de acuerdo con un patrón de atenuación de la energía sísmica, y ha sido implementada con la ayuda de una base de datos geo-referenciada en un entorno de información geográfica, lo que se conoce como GIS. Hacemos uso de datos de densidad de población referida al año 1995. Los datos territoriales y de población los hemos tomado del Center for International Earth Science Information Network (2000). Hemos utilizado la versión de esta base de datos que tiene en cuenta las previsiones de Naciones Unidas sobre el crecimiento de la población. La inversión pública, habitualmente dada como porcentaje del producto interior bruto nacional, es una variable económica relativamente estable y un dato bien conocido para la mayoría de los países (World Bank, 2003). Hemos tomado el producto interior bruto y la inversión pública para España, con referencia al año 1995, del Instituto Nacional de Estadística (2003) y del World Bank (2003): 437.787,73 millones de euros y 21,41%, respectivamente. Como función de daños hemos considerado la facilitada por el Munich Reinsurance Group (2000). Finalmente, la información digital sobre fronteras y costas, necesaria para realizar los pronósticos, la hemos tomado de la fuente Penn State University Libraries' Digital Chart of the World Server (1992).

ESCENARIOS DE IMPACTO SÍSMICO Y ESTIMACIONES DE PRONÓSTICO

Como lugares de estudio hemos elegido algunos núcleos urbanos importantes localizados en el sur-sureste de España, que, como es bien conocido, es una zona sísmica activa del país, además de la segunda y tercera ciudades más grandes localizadas en la costa levantina y más al norte.

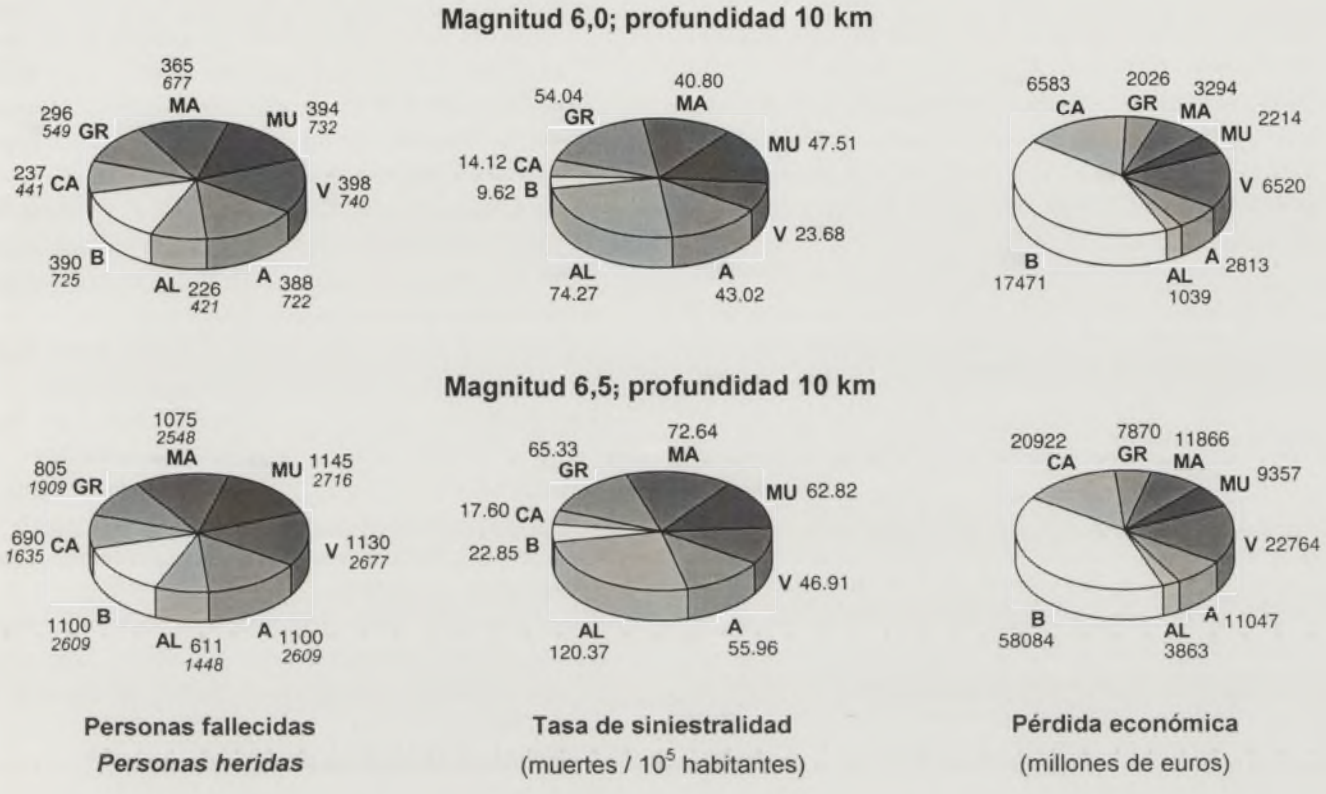


FIGURA 1. *Personas muertas, individuos heridos, tasa de siniestralidad y pérdida económica en el caso de algunas ciudades españolas con diferente densidad de población. Las cifras representan estimaciones promedio y se refieren a dos modelos de terremoto: uno de magnitud M_S 6,0 y otro de magnitud M_S 6,5, ambos de profundidad focal 10 km. Nomenclatura: A, Alicante; AL, Almería; B, Barcelona; CA, Cádiz; GR, Granada; MA, Málaga; MU, Murcia; V, Valencia.*

Puesto que los terremotos ibéricos son por lo general eventos de pequeña magnitud M_S muy poco profundos, ya que sus magnitudes son mayormente ≤ 5,9 y sus profundidades focales ≤ 33 km, a efectos de pronóstico hemos supuesto la ocurrencia de dos terremotos ibéricos de magnitudes M_S 6,0 y 6,5 y profundidad 10 km, que es la profundidad focal que con más frecuencia aparece en el catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC). La figura 1 muestra los resultados obtenidos para los escenarios urbanos investigados, agrupados por conceptos: personas fallecidas, heridas, tasa de siniestralidad y pérdida económica. Como el número de heridos es, para un valor de magnitud dado, directamente proporcional al número de víctimas mortales de acuerdo con la ecuación de predicción manejada, estas dos variables admiten una misma representación gráfica y así sus respectivas estimaciones se dan juntas. Los resultados son bastante elocuentes, pero para su correcta valoración no debe ignorarse que los problemas que conciernen a una elevada densidad de población se han resuelto considerando un único grupo de densidad de población, lo que introduce un sesgo de la información y conduce a una estimación mínima. Cualquier otro intento por obtener una mejor relación entre el número de individuos muertos o heridos y los niveles de población y desarrollo socioeconómico, requiere un trabajo adicional sobre la base de una regresión semilogarítmica específica para el caso analizado, así como una partición más fina del territorio y densidades de población más detalladas.

CONCLUSIONES

La metodología desarrollada se ocupa de la interacción seísmo-población y está orientada a la evaluación del número de víctimas humanas y del coste económico como consecuencia de un desastre sísmico antes de que el acontecimiento suceda. Lo cual supone una base de conocimiento más firme por cuanto se disponen de cifras y números que permiten la toma de decisiones con un menor nivel de incertidumbre, tanto por lo que respecta a planes y acciones de emergencia como en ingeniería sismológica. Todo esto incide, sin duda, en muy diversos ámbitos que tienen distintas competencias y asumidas ciertas responsabilidades, en definitiva involucrados en la prevención del riesgo sísmico. La posibilidad de adelantar en esta materia valoraciones cuantitativas en previsión de un terremoto modelo, también es del interés de las compañías de seguros. Daños más específicos que pueden afectar a edificios y otras estructuras, no son considerados en este trabajo a causa de que su vulnerabilidad frente al fenómeno sísmico no es bien conocida. El esquema de trabajo aquí desarro-

llado con la ayuda de un sistema de información geográfica tiene la ventaja de que se puede extender fácilmente a otros casos considerando los datos sísmicos y económicos pertinentes y fuentes de información nacionales o internacionales de dominio público.

AGRADECIMIENTOS

Los autores MV y AG han recibido ayuda económica, el primero de la Diputación General de Aragón y del European Social Fund, PhD grant B037/2001, y el segundo del Ministerio de Educación, beca AP2002-1347.

REFERENCIAS

Center for International Earth Science Information Network (CIESIN) (2000): *Gridded Population of the World (GPW)*, Version 2. CIESIN, Columbia University, Palisades, New York (http://sedac.ciesin.columbia.edu/plue/gpw).

Chen, Q.F., Chen, Y., Liu, J. y Chen, L. (1997): Quick and approximate estimation of earthquake loss based on macroscopic index of exposure and population distribution. *Natural Hazards*, 15: 217-229.

Christoskov, L. y Samardjieva, E. (1984): An approach for estimation of the possible number of casualties during strong earthquakes. *Bulgarian Geophysical Journal*, X (4): 94-106.

Instituto Nacional de Estadística (INE) (2003): Ministerio de la Presidencia del Gobierno, Madrid, España (http://www.ine.es).

López-Casado, C., Molina, S., Delgado, J. y Peláez, J.A. (2000): Attenuation of intensity with epicentral distance in the Iberian Peninsula. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90: 34-47.

Munich Reinsurance Group (MRG) (2000): *World Map of Natural Hazards* (CD-ROM), Munich, Germany.

Penn State University Libraries' Digital Chart of the World Server (1992): http://www.maproom.psu.edu/dcw.

Samardjieva, E., Payo, G. y Badal, J. (1999): Magnitude formulae and intensity-magnitude relations for early instrumental earthquakes in the Iberian region. *Natural Hazards*, 19: 189-204.

Samardjieva, E. y Badal, J. (2002): Estimation of the expected number of casualties caused by strong earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92: 2310-2322.

World Bank (2003): www.worldbank.org.

Estudios sísmicos de la corteza varisca del suroeste de la Península Ibérica

R. Carbonell[1], F. Simancas[2], F. González-Lodeiro[2], P. Ayarza[3], A. Pérez-Estaún[1] y C. Juhlin[4]

1 Dept. Geofísica y Tectonica, CSIC-Inst. Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", c/ Lluis Solé y Sabarís s/n, 08028 Barcelona. rcarbo@ija.csic.es, aprez@ija.csic.es
2 Dep. Geodinámica, Univ. Granada, Campus Fuentenueva, 18002 Granada. simancas@ugr.es, lodeiro@ugr.es
3 Dep. Geologia, Univ. Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca. puy@usal.es
4 Dept. Earth Sciences, Univ. Uppsala, 75236, Swedden. Christopher.Juhlin@geofys.uu.se

ABSTRACT

The crustal and upper mantle structure across the Variscan orogenic belt of the SW-Iberian Peninsula has been studied by a seismic lithospheric transect. This Variscan orogen consists of three major tectonic terranes: the South Portuguese Zone, the Ossa-Morena Zone and the Central Iberian Zone, which were accreted in Late Paleozoic times. This seismic study includes: a deep normal incidence seismic reflection profile (IBERSEIS) and, dense wide-angle seismic reflection records. The IBERSEIS is a 303 km long and 20 s deep seismic reflection profile designed to obtain a high resolution crustal scale image of the orogen. Two wide-angle seismic transects were acquired during fall 2003 across the SW Iberian Variscan orogen and parallel to the IBERSEIS (one is coincident with it). A total of 690 digital seismic recording instruments (650 TEXANS and 40 Reftek 3 component units) from the IRIS-PASSCAL Instrument Pool have been used. The transects, consist of 3 and 6 shot points, respectively, with an, approximately, 60 km shot point interval. These recently acquired experiment was designed to provide velocity constraints on the lithosphere and complement the previously acquired normal incidence seismic profile (IBERSEIS). These terranes show a distinctive seismic signature, as do the sutures separating them. Late strike-slip movements through crustal wedges are apparent in the seismic image and have strongly modified the geometry of sutures. The upper crust appears to be decoupled from the lower crust all along the seismic line, but some deformation has been accommodated at deeper levels. A sill-like structure is imaged in the middle crust as a 1-2 s thick and 175 km long high-amplitude conspicuous reflective band. The Moho can be identified along the entire transect and in both seismic reflection data sets, it is subhorizontal and located at 10 to 11 s, indicating a 30-35 km average crustal thickness. Its seismic signature changes laterally, being very reflective beneath the South Portuguese Zone and the Central Iberian Zone, but discontinuous and diffuse below the Ossa Morena Zone.

Key words: *seismic reflexion data, Variscan Orogen, South-Western Iberia Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

El Orógeno Varisco Europeo es una gran cordillera que se formó al final del Paleozoico como resultado de la convergencia y colisión de dos continentes mayores, Laurassia y Gondwana, tras el cierre de algunas cuencas oceánicas entre las que existían algunas masas continentales de menor tamaño (Avalonia, Armorica) (Matte, 1986). El Macizo Ibérico constituye el afloramiento más suroccidental de este orógeno. Varios autores han propuesto la división del Macizo Ibérico en zonas basándose en sus características estratigráficas, estructurales, metamórficas y magmáticas (Julivert *et al.*, 1972): Zona Cantábrica, Zona Astuorccidental-Leonesa, Zona de Galicia Tras-os-Montes, Zona Centro-Ibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Sur-Portuguesa. Las tres últimas zonas afloran en el SO de la Península Ibérica y se considera que los límites entre ellas corresponden a antiguas zonas de sutura, aunque en el momento actual correspondan a importantes zonas de desgarre. El proyecto IBERSEIS se diseño para caracterizar la naturaleza y estructura profunda de estas unidades del Sur de la Península Ibérica y permitir una interpretación tectónica de estos dominios (Simancas *et al.*, 2003). IBERSEIS forma parte del programa EUROPROBE de la ESF, que tiene por objeto el estudio de la litosfera europea.

MARCO GEOLÓGICO

Este estudio se centra en la caracterización de tres de estas zonas (Azor *et al.*, 1999; Simancas *et al.*, 2001) (Fig. 1):

- Zona Centro-Ibérica (CIZ): Tres deformaciones afectan a este dominio: dos prevariscas y otra netamente varisca. Se reconocen tres discordancias prevariscas: cadomiense, intra-alcudiense (formadas durante la orogenia fini-Protero-

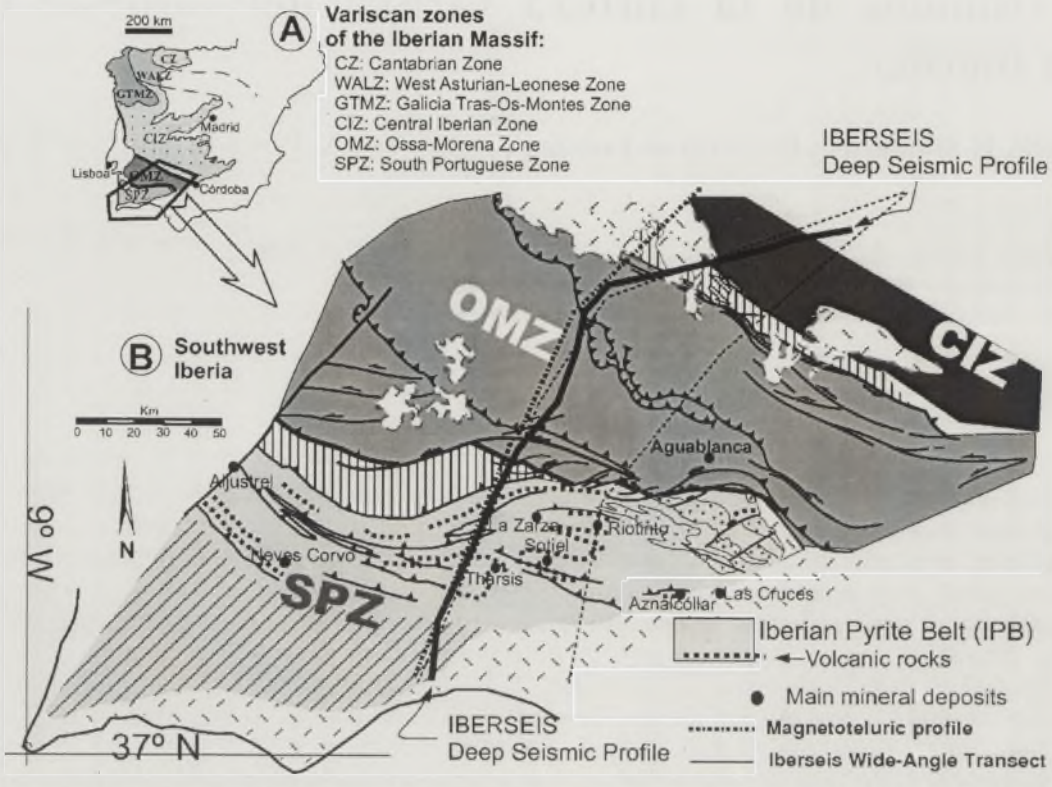


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado de la zona de estudio que incluye la Faja Pirítica. En este mapa se han indicado los afloramientos de rocas volcánicas y los principales yacimientos de sulfuros metálicos masivos El perfil de sísmica de reflexión profunda cruza perpendicularmente los principales dominios geológicos: la SPZ, la OMZ y la CIZ. El mapa de situación (a) indica la posición de la zona de estudio en el marco de la Península Ibérica.*

zoica) y toledánica. La discordancia toledánica se sitúa en la base de las rocas ordovícicas y es un rasgo común a toda la ZCI. Formó parte del margen de Gondwana, conjuntamente con las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa.

- Zona de Ossa-Morena (OMZ): La zona de Ossa-Morena es un bloque continental constituido por rocas del Precámbrico superior al Carbonífero, que se suturó con la Zona Centro-Ibérica (situada al NE) y con la Zona Sur-Portuguesa (situada al SO) durante la Orogenia Varisca. En ambos límites, se han reconocido rocas básicas de afinidad oceánica.

- Zona Sur-Portuguesa (SPZ): Corresponde a la parte externa del orógeno y está caracterizada por la existencia de pliegues y cabalgamientos que convergen en un despegue basal. Contiene el llamado Complejo Vulcanosedimentario (CVS) con abundantes rocas ígneas básicas y ácidas, tanto volcánicas como subvolcánicas, intercaladas en un secuencia vulcanoclástica que presenta numerosos yacimientos minerales.

DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

Los datos utilizados en este estudio incluyen: geología superficial detallada, datos de sísmica de reflexión de incidencia vertical y, datos de sísmica de gran ángulo. Estos aportan información para obtener una transversal litosférica a través del Orógeno Varisco del SO de Ibéria. Esta imagen proporciona información de indudable interés para el estudio de la evolución tectónica y los procesos litosféricos que han afectado esta zona.

IBERSEIS: Perfil de Sísmica de Reflexión Vertical

Los datos de sísmica de reflexión profunda de incidencia vertical son de una gran calidad y proporcionan una imagen donde las reflexiones de la corteza superior se pueden seguir hasta la superficie, visualizando un complejo sistema de cabalgamientos y fallas (Fig. 2). La base de la corteza (La Moho) esta marcada por el limite inferior de la reflectividad. La imagen sísmica refleja la división de la corteza superior en tres dominios. Cada uno de ellos se corresponde con los dominios geológicos definidos anteriormente, la SPZ al sur, la OMZ en el centro y la CIZ al noroeste. La separación entre corteza superior e inferior se identifica por el cambio de la orientación de los reflectores. En la corteza superior son muy abundantes y presentan marcadas inclinaciones, y en la corteza inferior los reflectores son menos frecuentes y subhorizontales. La corteza inferior de la SPZ es muy reflectiva y diferente de la OMZ, que carece de reflectores bien definidos, y difiere también de la corteza inferior de la CIZ porque ésta tiene reflectores arqueados caracterizados por amplitudes de gran magnitud. Una banda ancha localizada entre 4 y 6 s de alta reflectividad cruza la mayor

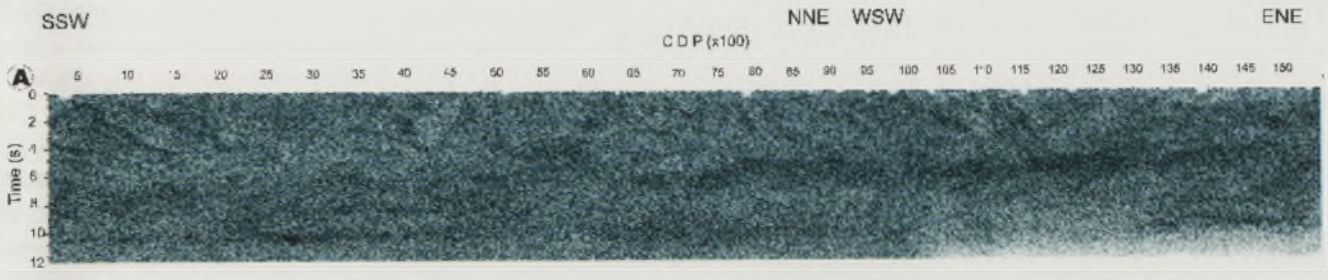


FIGURA 2. *La imagen del perfil de sísmica de reflexión profunda IBERSEIS que cruza el orogeno varisco del SO de Ibéria.*

parte del perfil, tiene una longitud aproximada de 175 km, y se localiza en la corteza media de la OMZ y CIZ, siendo ésta la estructura más enigmática de esta imagen.

Datos de Sísmica de Reflexión de Gran Ángulo

Los datos de gran ángulo se adquirieron utilizando un gran numero de estaciones sísmicas portátiles (650 TEXANS de una componente y 40 REFTEKS de 3 componentes) pertenecientes al parque instrumental del consorcio IRIS-PASSCAL de USA. Las estaciones registraron la energía generada en 9 puntos de tiro espaciados una distancia media de 60 km. Entre 250 y 1000 kg de explosivo se detonaron en los puntos de tiro. La gran cantidad de estaciones permitió adquirir imágenes de sísmica gran ángulo a lo largo de dos transversales, con una gran resolución lateral, ya que los receptores se instalaron con una separación media de 400 y 150 m a lo largo de los perfiles. La señal de los registros de los disparos se caracteriza por tener una contenido frecuencial entre (6-14 Hz), Dichos registros muestran unas llegadas, reflexiones y refracciones (Pg, PiP, PmP y Pn) bien definidas (Fig. 3). Por ejemplo, la fase que se interpreta como la reflexión de la Moho (PmP) es de alta amplitud y con un contenido frecuencial entre 6-10 Hz, y se localiza entre 10 y 11 s aproximadamente. La Pn también está bien definida a partir de 120 km de distancia epicentral. Los disparos también muestran una llegada caracterizada por una velocidad relativamente elevada localizada entre 4-5 s (tiempo doble). Una interpretación preliminar sugiere que esta llegada se corresponde con el límite superior del cuerpo reflectivo, IRB, identificado en el perfil de sísmica de reflexión profunda (Fig. 4).

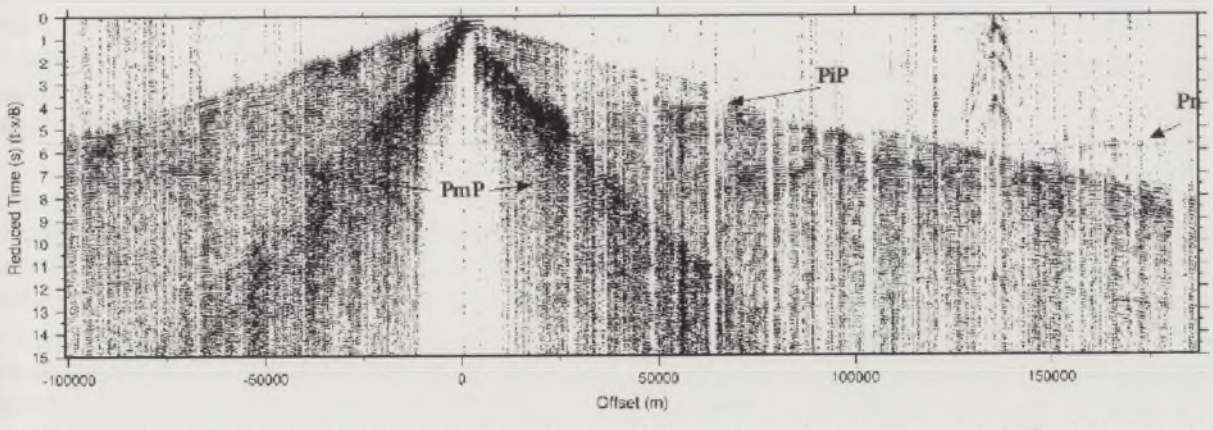


FIGURA 3. *Registro de gran ángulo para la transversal B (localizada en la figura 1). Las fases sísmicas, PiP, PmP y Pn indican, respectivamente: una reflexión dentro de la corteza superior, la reflexión en la base de la corteza (La Moho) y la refracción de la misma base. El registro se ha filtrado con un filtro pasa-banda (1-10 Hz), y el eje de tiempos corresponde a tiempos reducidos (t-x/8,0 km/s).*

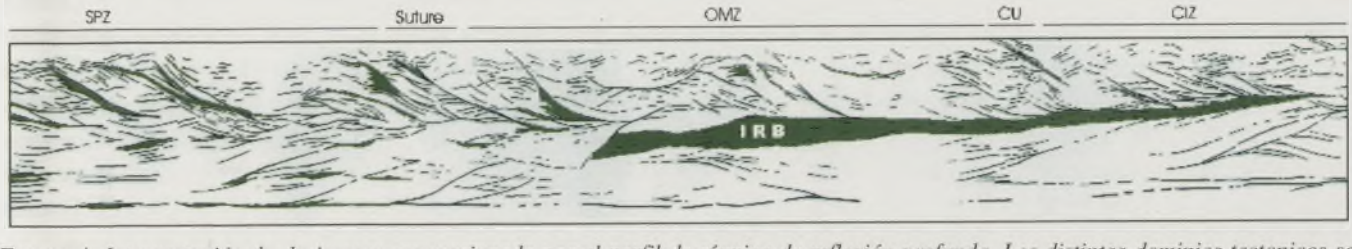


FIGURA 4. *Interpretación de la imagen proporcionada por el perfil de sísmica de reflexión profunda. Los distintos dominios tectonicos se indican en la parte superior de la imagen. IRB indica la banda de alta reflectividad identificada en la figura 2.*

DISCUSIÓN E IMPLICACIONES

Los datos sísmicos evidencian los cambios de la estructura a lo largo de la transversal del orógeno, y revelan la partición y distribución de la deformación en tres dimensiones. La base de datos que incluye los datos sísmicos y, la geología superficial, permiten reconstruir la geometría e historia evolutiva de este orógeno que es el resultado de una colisión oblicua de diversas placas litosféricas. La imagen de alta resolución que proporciona el perfil sísmico profundo IBERSEIS (Fig. 4) revela que la SPZ muestra un sistema de cabalgamientos y pliegues (Simancas *et al.*, 2003). Este sistema de cabalgamientos se une a un despegue basal a nivel de la corteza media. Los reflectores de la corteza inferior de la SPZ buzan hacia el sur lo que sugiere un retro-cabalgamiento. Los plegamientos y cabalgamientos de la corteza superior de la OMZ se acomodan a nivel de la corteza media como los reflectores que se interpretan como fallas normales y que caracterizan la CIZ. La corteza inferior de la CIZ ilustra reflectores arqueados distintos a los existentes en los otros dominios (SPZ, OMZ). Las zonas de contacto SPZ/OMZ y OMZ/CIZ muestran reflectores con una geometría en abanico. Estas suturas, que aparecen como anomalías de alta conductividad en el modelo de MT (Pous *et al.*, 2004), se interpretan como fracturas de salto en dirección. La geometría en abanico de estos reflectores en la imagen sísmica y su correlación con estructuras triangulares en la geología superficial sugieren que las unidades están distribuidas en cuñas, limitadas por fallas de salto en dirección que permiten acomodar el movimiento transpresional que tuvo lugar durante la colisión oblicua, y dan una imagen tridimensional de la distribución de la deformación. Los movimientos perpendiculares al plano del corte y paralelos al orogeno son la razón fundamental por la que las zonas de sutura carecen de las unidades características de las zonas de colisión clásica, como son los complejos magmaticos de subducción y la exhumación de rocas metamórficas de alta presión. El cuerpo IRB, una banda de alta reflectividad, y caracterizado por una anomalía de alta conductividad en el modelo de MT (Pous *et al.*, 2004) se ha interpretado como una intrusión básica laminada que se instaló a lo largo de un despegue basal preexistente a nivel de la corteza media. Los reflectores interpretados en los registros de gran ángulo caracterizados por velocidades sísmicas relativamente altas, sugieren que este cuerpo se extiende lateralmente hacia el oeste. Sugerimos que dicha intrusión desarrolló un papel importante en la evolución petrológica de estas zonas y dió lugar a las mineralizaciones particulares como las encontradas en los yacimientos de sulfuros metálicos de la OMZ. Datos petrologicos y geológicos como las mineralizaciones observadas en dichos afloramientos de sulfuros masivos (Tornos *et al.*, 2001) requieren de una alta temperatura y una presión relativamente baja (a niveles de corteza media), las características de las rocas volcánicas/magmáticas en las OMZ y CIZ requieren también una fuente de magma a corteza media. Una intrusión básica/ultrabasica en un régimen de colisión oblicua es el escenario que explica la evolución del SO de Iberia durante el Carbonifero temprano. Durante el Carbonifero existen evidencias de influencias térmicas profundas en la mayor parte del Varisco Europeo, que sugeriría una causa general común posiblemente relacionada con la actividad de una pluma mantélica.

AGRADECIMIENTOS

La financiación para la adquisición de IBERSEIS fue posible gracias al MCyT (BTE2000-0583-C02-01, BTE2000-3035-E, BTE2000-1490-C02-01/02, CICYT-FEDER: 1FD1997-2179/RYEN1), Junta de Andalucía, ENRESA, Swedish Research Council y el Instituto Geológico y Minero de España.

REFERENCIAS

Azor, A., González Lodeiro, F. y Simancas, F. (1999): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena Zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.

Matte, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.

Pous, J., Muñoz, G., Heise, W., Melgarejo, J.C. y Quesada, C. (2004): Electromagnetic Imaging of Variscan Crustal Structures in SW Iberia: The Role of Interconnected Graphite. *Earth and Planetary Science Letters*, 217: 435-450.

Simancas, F., Poyatos, D.M., Expósito, I., Azor, A. y Gonzalez-Lodeiro, F. (2001): The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.

Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A. Martínez Poyatos, D., Almodovar, G.R., Pascual, E., Sáez R. y Expósito, I. (2003): The Crustal Structure of the Transpressional Variscan Orogen of SW Iberia: The IBERSEIS Deep Seismic Reflection Profile. *Tectonics*, 22, 1062, doi:101,029/2002TC001,479,2003.

Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Velasco, F. y Canales, A. (2001): A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca. *Mineralium Deposita*, 36: 700-706.

Detección de galerías de agua en Barcelona

J.O. Caselles[1], J. Clapés[1], R. Osorio[2], Ll.G. Pujades[1], J.A. Canas[1] y V. Pérez Gracia[3]

1 Dpto. Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Módulo D-2, Campus Norte, UPC, c/ Jordi Girona 1, 08034 Barcelona. oriol.caselles@upc.es
2 Dpto. Ingeniería Minera y Recursos Naturales, Av. Bases de Manresa 61, 08240 Manresa, Barcelona.
3 Dpto. Resistencia de los Materiales y Estructuras en la Ingeniería, UPC, c/ Urgel 187, 08036 Barcelona.

ABSTRACT

Several zones of the northern part of Barcelona City have old water mining galleries located in the upper part of the granite formation. These galleries are now out of use and their localizations are unknown. This fact involves some problems when foundations are built near or over them. Usually geotechnical and geophysical prospecting are only carried out to detect these underground galleries when foundation has been already built and, therefore, geophysical prospecting is more difficult and hard to carry out. The presence of parts or the totality of the building foundations makes very difficult to apply some of the geophysical prospecting techniques like some electromagnetic ones. GPR prospecting surveys are one of the few techniques that are little influenced by near underground objects, only being affected by down metallic objects or water tables. In this work we present an example of a georradar survey made in Barcelona when building foundation was already made.

Key words: *GPR, water mining detection.*

INTRODUCCIÓN

Aunque la mayor parte de la zona norte de la ciudad de Barcelona esta formada por materiales paleozoicos, principalmente pizarras, existen pequeñas zonas formadas por granito con diferentes grados de alteración superficial (llamado localmente "sauló"). Este "sauló" suele tener buenas características geotécnicas, comportándose como una arena de elevado ángulo de rozamiento (40° a 45° según Losan, 1978), por lo que no suele representar especiales problemas geotécnicos, siendo más problemático el encontrar granito no alterado que necesita de voladuras para su extracción.

La circulación hidrológica en los granitos no alterados es por fisuración con caudales mínimos. En estas zonas, la máxima circulación de agua se produce precisamente en el contacto entre el granito no alterado y el "sauló". Debido a esta característica se realizaron gran número de minas de captación de agua en este contacto, contando generalmente de 6 a 8 brazos horizontales escavados en el contacto que se unían en un pozo central de captación. Otra de las peculiaridades del llano de Barcelona es la presencia de antiguas galerías que transportaban el agua extraída en la zona alta hacia el centro de la Ciudad. Tanto las galerías como las minas se construyeron artesanalmente, sin medios mecánicos, sin ninguna bóveda que la sustentase, no guardándose constancia de la localización de la mayoría de ellas. Todas estas minas y galerías están hoy en día parcialmente colmatadas con rellenos.

Un problema geotécnico que puede llegar a tener una fuerte repercusión en una obra es la sustentación de zapatas sobre estas galerías o minas que presentan grados de sustentación bajos y que por tanto no aguantan fuertes cargas lo que puede provocar la subsidencia o hundimiento de la estructura suprayacente.

El descubrimiento de uno de estos minados durante la realización de la cimentación y construcción del muro-pantalla en unas cocheras de autobuses situadas en esta zona de la Ciudad motivo la solicitud de la realización de una campaña geofísica exhaustiva para la detección de nuevos tramos de galerías.

PLANTEAMIENTO DE TRABAJO

El planteamiento del trabajo en una obra en curso viene fuertemente marcada por el estado de la obra. En el caso presente ya se habían construido las pantallas y las zapatas (Fig. 1). Este constreñimiento hizo que el método de prospección por georadar fuera el más adecuado ya que la gran cantidad de metal de las zapatas y la gran dimensión de estas harían de difícil interpretación los resultados obtenidos por otros métodos de prospección.

El georradar utiliza impulsos electromagnéticos de muy corta duración, 1-60 nanosegundos (ns $=10^{-9}$ segundos), en la banda de VHF/UHF (20-1000 MHz), que se repiten con una frecuencia de 50 KHz. La energía emitida por las antenas de un georradar se propaga en dos estrechos haces de forma cónica, uno está dirigido hacia el suelo y otro en la dirección opuesta. En trabajos en zonas urbanas o de obras es muy importante utilizar antenas apantalladas verticalmente que minimizan la energía emitida hacia el aire. De

FIGURA 1. *Fotografía de solar estudiado.*

esta forma la prospección por georadar tiene la ventaja de explorar el subsuelo sólo debajo de la antena emisora. Cuando, mediante la antena emisora, se generan dichos impulsos, éstos pueden encontrarse con un cambio de estrato geológico o cultural, oquedades, objetos, humedades o niveles freáticos, etc. produciendo que parte de la energía se refleje y sea recogida por la antena receptora, mientras que el resto continúe su camino por el interior del subsuelo; en definitiva, lo que se detecta es un cambio en las propiedades electromagnéticas de los medios en que se propagan. El resultado es un registro (radargrama), donde el eje de abscisas corresponde al desplazamiento de la antena sobre el terreno, o movimiento lateral, y el eje de ordenadas refleja el tiempo invertido por el pulso en recorrer el camino antena-reflector-antena, también llamado tiempo doble de reflexión, cuya unidad es el nanosegundo. Si se determina la velocidad de propagación del medio investigado, o su constante dieléctrica relativa, la escala vertical de tiempos se puede convertir en profundidad (metros).

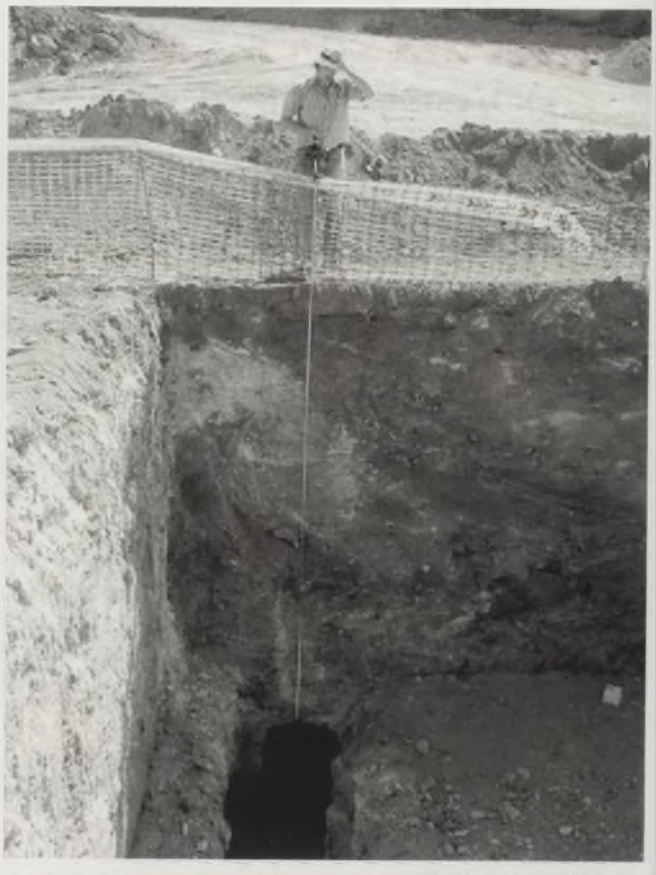


FIGURA 2. *Fotografía de la galería descubierta previamente al estudio.*

Debido a la extensión del solar, se planteó el estudio en tres campañas con un total de 30 perfiles.

Se realizó un primer perfil alrededor de la galería ya descubierta, cuya profundidad era conocida, que sirvió para calcular la constante dieléctrica del suelo en este solar (Fig. 2). Con la constante dieléctrica se puede relacionar el tiempo doble de propagación con la profundidad del reflec-

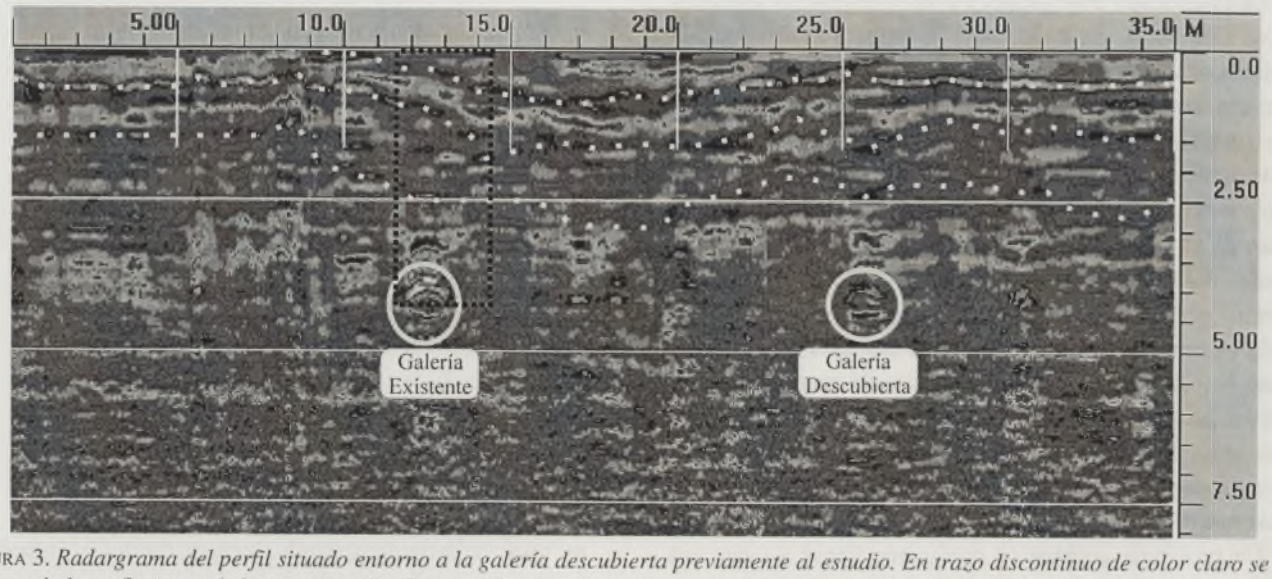


FIGURA 3. *Radargrama del perfil situado entorno a la galería descubierta previamente al estudio. En trazo discontinuo de color claro se han remarcado las reflexiones de la estratigrafía. En trazo discontinuo negro se muestra la zona de la fotografía de la figura 2.*

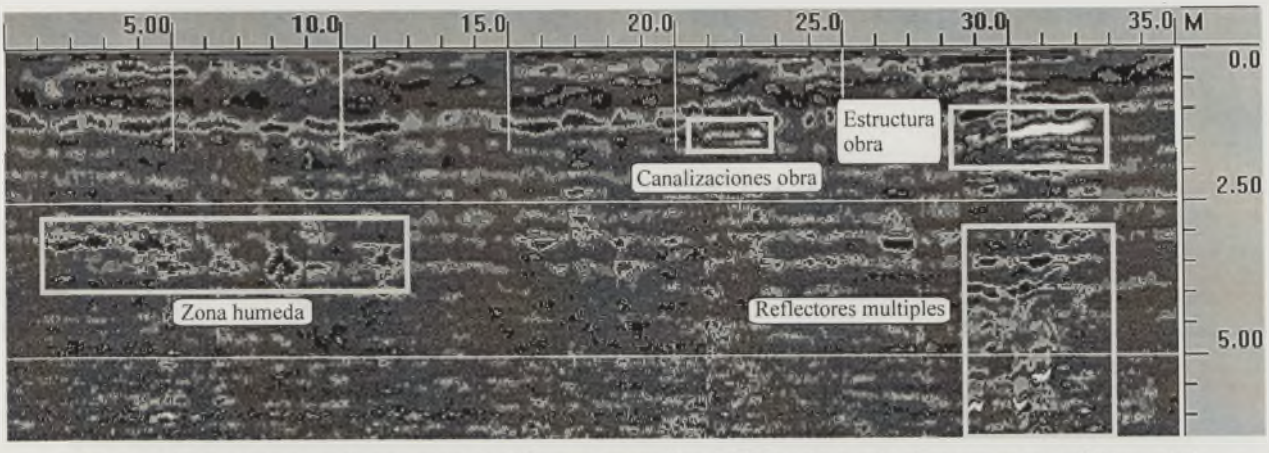


FIGURA 4. *Radargrama con la presencia de diferentes anomalías debidas a la propia obra y zona con alta humedad.*

FIGURA 5. *Radargrama con la presencia de una anomalía aérea, debida a la presencia de la pantalla de la excavación, y dos minados descubiertos.*

tor. Debido a las profundidades a investigar, entre 2 y 10 m de profundidad, y la fuerte atenuación de los pulsos electromagnéticos en algunos tipos de suelos arcillosos se utilizaron antenas de 200 MHz y 100 MHz.

TRATAMIENTO DE LOS DATOS Y RESULTADOS

Los datos obtenidos mediante georradar suelen necesitar un procesado de las señales para realzar las imágenes obtenidas. En el presente estudio, a pesar de utilizar una antena apantallada que es idónea para trabajos en zonas urbanas y con presencia de reflectores en el horizonte superior, se detectan señales parásitas debido a la presencia de redes de instalaciones eléctricas y las señales radioeléctricas. Para minimizar estas señales parásitas que se superponen a la señal propia se emplearon filtros paso-banda verticales de respuesta infinita a las frecuencias parásitas, obteniendo así una mejora en la relación señal-ruido de las reflexiones procedentes del subsuelo.

Como en la mayoría de zonas en obras ya empezadas, existen ciertos lugares donde el paso de la antena no es lo suficientemente liso. En estos puntos se suelen producir saltos que provocan oscilaciones en las señales. Para atenuar estas anomalías en los radargramas se aplicó un filtro pasa banda horizontal de respuesta infinita.

Los reflectores con contrastes de constante dieléctrica grande provocan la aparición de reflectores múltiples que fueron eliminados mediante técnicas de deconvolución. Aunque la aparición de estas reflexiones múltiples es importante para identificar el tipo de reflector que lo provoca, para la situación precisa y la interpretación del resto de radargrama es importante esta técnica de limpiado de la señal.

En algunos radargramas obtenidos se apreció claramente la presencia de un reflector importante con forma hiperbólica (Fig. 3). Estos reflectores situados a casi cuatro metros de profundidad son claramente interpretables como la presencia de oquedades en el subsuelo que tanto por la zona estudiada como por su alineación son claramente interpretables como parte del minado descubierto. En la figura 3 también se aprecia la buena correspondencia entre la estratigrafía detectada en los radargramas y el cambio de color entre arcillas y "sauló" que se aprecia en la fotografía de la figura 2.

En las zonas alteradas por las obras se encuentran reflectores enterrados (Fig. 4) que indican la presencia de conducciones y otras estructuras. Cuando estas estructuras no deseadas para el estudio son muy superficiales y presentan un gran contraste de constante dieléctrica con el suelo circundante generan en los radargramas reflectores múltiples de gran energía que la deconvolución no es capaz de eliminar. En estas circunstancias es muy difícil estudiar cualquier anomalía que se sitúe por debajo de estos elementos fuertemente apantallantes. En la misma figura se observa la anomalía provocada por un aumento de la humedad en una zona del perfil.

En zonas de obras también existe una gran presencia de elementos fuertemente reflectantes en la parte aérea. Aun-

que se utilicen antenas apantalladas que minimizan la energía emitida en dirección vertical, siempre se emite en esta un mínimo de energía. Debido a la muy baja atenuación de las ondas electromagnéticas por parte del aire, reflectores con gran contraste de constante dieléctrica hacen que esta pequeña energía sea devuelta a la antena receptora sumándose a la señal procedente del subsuelo. Estas anomalías se observan en los radargramas como un reflector lineal inclinado, en el ejemplo de la figura 5 corresponde a la reflexión aérea de la pantalla del talud donde esta excavada la obra (Fig. 1).

CONCLUSIONES

La técnica de georradar es una herramienta útil en la detección de oquedades, minado, conducciones y otros reflectores electromagnéticos en obras. El éxito de la técnica está directamente relacionada en su utilización en las zonas en que la alteración superficial debida a la propia obra sea la menor posible y al uso de técnicas de filtrado e interpretación adecuadas a cada problema.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el MCYT, proyecto número REN2001-24184-C04-01 RIES.

REFERENCIAS

Losan, S.A. (1978): *Mapa geotécnico de Barcelona, Badalona, Espulgues, L'Hospitalet, Sant Adrià, Sta. Coloma.* Ed. Losan, S.A.

Geometría del subsuelo de la Cuenca del Ebro en el Campo de Belchite (Zaragoza)

A.L. Cortés Gracia

Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Universidad de Zaragoza, San Juan Bosco 7, 50009 Zaragoza. acortes@unizar.es

ABSTRACT

The analysis and interpretation of several seismic reflection sections together with surface and borehole data allow us to characterize the subsurface geometry of the Mesozoic-Tertiary cover at the Belchite area (Ebro Basin). Jurassic and Paleogene units crop out at the southern part of the studied area in the Belchite anticline. North of this anticline, there are small outcrops of Upper Jurassic rocks surrounded by subhorizontal Neogene units. Below the Neogene units, up to five NW-SE trending anticlines can be inferred by means of interpreted seismic sections. These anticlines are located over deep structures involving the Hercynian basement. The geometry of the basement top is slightly folded and shows tilting to the North at the northernmost part (to the depocenter of the Ebro Basin) and to the South near the folds and thrusts of the Iberian Chain. The analysis of seismic sequences also shows several unconformities corresponding to the boundaries of pre-, syn- and post-folding sedimentary units.

Key words: *subsurface geometry, seismic reflection surveying, Ebro Basin, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

La comarca del Campo de Belchite se sitúa al SE de Zaragoza dentro de la Cuenca Terciaria del Ebro. El contacto entre la Cuenca del Ebro y el borde norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en esta zona está caracterizado por una serie de afloramientos discontinuos de rocas mesozoicas plegadas rodeados de materiales neógenos subhorizontales (Fig. 1). En ocasiones, estos afloramientos tienen dimensiones kilométricas y permiten identificar algunas macroestructuras (anticlinales de Belchite y Fuendetodos). Al Norte de estos anticlinales existen no menos de veinte afloramientos de rocas mesozoicas (Jurásico Superior) de superficie menor de 1 km^2 que ayudan a reconstruir las estructuras fosilizadas bajo los sedimentos terciarios de la Cuenca del Ebro. Algunas de estas estructuras están relacionadas con las áreas de descarga en la Depresión del Ebro de los acuíferos carbonatados procedentes de la Cordillera Ibérica (Sánchez Navarro *et al.*, 1990; Coloma *et al.*, 2001), por lo que su caracterización cobra especial importancia para el conocimiento del funcionamiento hidrogeológico regional. Al E y NE de Belchite ya no aparecen afloramientos mesozoicos, observando únicamente en superficie el Neógeno subhorizontal. No obstante, el análisis de los perfiles sísmicos y sondeos realizados durante la exploración petrolífera de los años 70, combinado con el uso de los datos de sondeos hidrogeológicos y la prolongación de las trazas estructurales de los afloramientos anteriormente citados permite caracterizar la geometría de la cobertera mesozoico-terciaria infrayacente.

MARCO GEOLÓGICO

En general, el borde norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica presenta una cobertera mesozoico-terciaria relativamente delgada (1000-1500 m de espesor). En las cercanías de la zona estudiada, ésta aflora de forma más o menos continua en el anticlinal de Belchite y a lo largo del río Martín, hasta el anticlinal de Montalbán, donde aflora el zócalo paleozoico. El espesor de estas unidades puede ser determinado a partir de los afloramientos citados (Sequeiros *et al.*, 1978; Villena *et al.*, 1996) y de los datos de los sondeos existentes en la Cuenca del Ebro (Lanaja, 1987; Fontana *et al.*, 1994).

La cobertera mesozoica y los sedimentos paleógenos se encuentran plegados y despegados del zócalo en muchos casos. Discordantes sobre todo este conjunto, se disponen los materiales neógenos subhorizontales que rellenan la Cuenca del Ebro, con una geometría en *onlap* expansivo desde el centro de la cuenca hacia la cordillera (Villena *et al.*, 1996). Tradicionalmente, se ha considerado que las estructuras de cobertera de esta zona de la Cordillera Ibérica están controladas por la orientación de pliegues y fallas que afectan al zócalo hercínico, así como por la existencia de niveles de despegue de carácter regional , destacando las lutitas y yesos del Keuper, como se puede observar en zonas próximas (Cortés y Casas, 1996, 1999). La dirección de plegamiento dominante en la Rama Aragonesa es NO-SE (dirección "ibérica"), aunque al Oeste de la zona de estudio (Fuendetodos, Aguilón), éstas se arquean hasta disponerse E-O (Cortés y Casas, 1996).

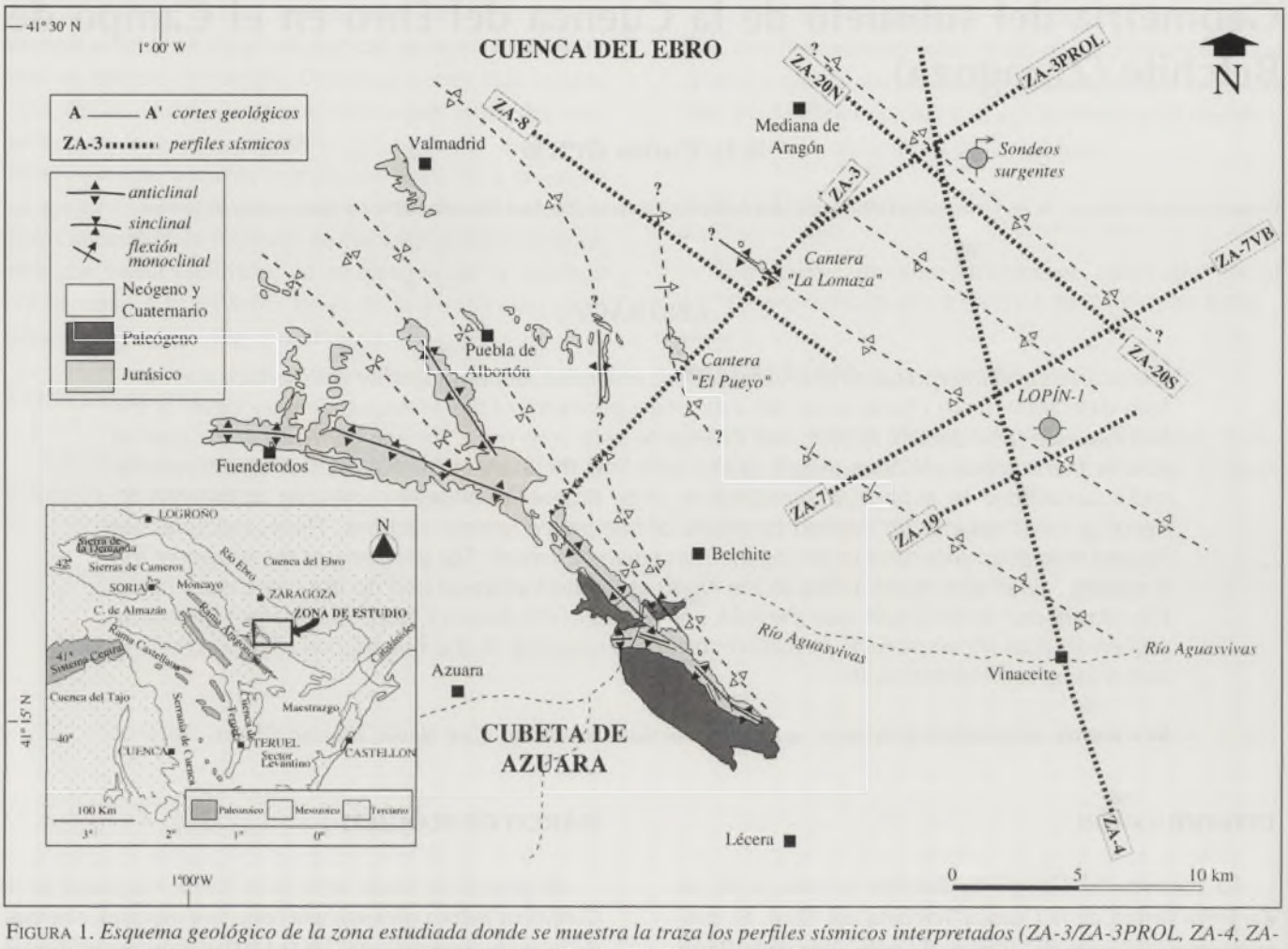


FIGURA 1. *Esquema geológico de la zona estudiada donde se muestra la traza los perfiles sísmicos interpretados (ZA-3/ZA-3PROL, ZA-4, ZA-7/ZA-7VB y ZA-19) junto con la de otros perfiles de apoyo (ZA-8 y ZA-20). En línea discontinua y con símbolos blancos se representan las estructuras interpretadas en el subsuelo.*

GEOMETRÍA DEL SUBSUELO

La zona estudiada dispone de una red de perfiles de sísmica de reflexión procedentes de las campañas realizadas durante los años 70 para la exploración del potencial de hidrocarburos de la Cuenca del Ebro (Fig. 1). Buena parte de estos perfiles presentan reflectores sísmicos nítidos a nivel de la cobertera mesozoica y terciaria, especialmente en los niveles estratigráficos con fuertes contrastes litológicos, como el Muschelkalk, las unidades calcáreas jurásicas y el Terciario detrítico. Estas unidades estratigráficas han sido interpretadas gracias al sondeo Lopín-1 (Lanaja, 1987), que con más de 1600 m de profundidad atraviesa el Neógeno y la cobertera mesozoica completa. En los materiales infrayacentes al Triásico Medio (Buntsandstein y Paleozoico), la respuesta sísmica presenta una calidad muy baja y no es posible una interpretación.

En este trabajo se han seleccionado varios de estos perfiles sísmicos, tanto perpendiculares como oblícuos a las directrices estructurales generales (NO-SE). Se han empleado perfiles "no migrados", eliminando manualmente el ruido producido por las reflexiones múltiples y los rebotes en las zonas de pliegues apretados. Para su interpretación (Fig. 2) nos hemos apoyado en los datos de afloramiento, cuando esto ha sido posible (ZA-3), en los datos procedentes de sondeos cercanos (Lopín-1 y sondeos hidrogeológicos), en la correlación de reflectores sísmicos usando perfiles transversales (ZA-20) y en datos de geología regional. En general, las unidades de la cobertera plegada aparecen bajo una discontinuidad que separa los materiales horizontales más superficiales, con geometrías concordantes o en *onlap* sobre la discordancia, y los materiales infrayacentes, localmente concordantes o con geometrías en *toplap* bajo la misma.

En el perfil ZA-3/ZA-3PROL se identifican claramente cuatro anticlinales de cobertera sobre un zócalo cuyo techo presenta una envolvente subhorizontal. Los tres anticlinales situados en la mitad sur del perfil son consistentes con los datos de campo (afloramientos del Jurásico Superior). Corresponden a anticlinales apretados separados por sinclinales con amplias zonas de charnela. Aunque podría tratarse de pliegues de despegue o de propagación de falla con nivel basal de despegue en el Keuper, se sitúan sobre estructuras (pliegues, fallas) que parecen afectar tanto al Muschelkalk como al zócalo infrayacente. El anticlinal laxo situado al Norte parece adaptarse a una suave antiforma del zócalo.

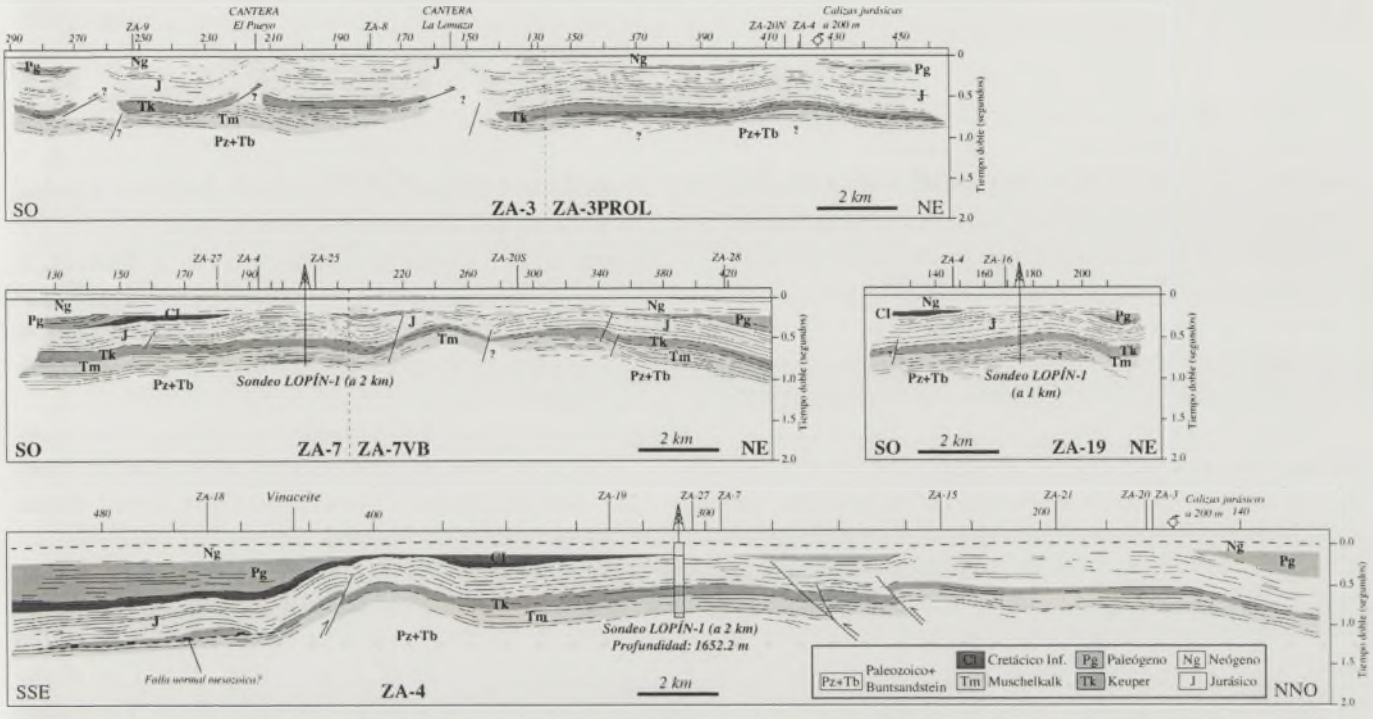


FIGURA 2. *Interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión citados en el texto a partir de los dibujos de líneas obtenidos de sus reflectores. Sobre los mismos se han situado algunas referencias que aparecen en la figura 1 (afloramientos y sondeos).*

El perfil ZA-7/ZA-7VB es subparalelo al anterior al Este del mismo (en las cercanías del sondeo Lopín-1). Se observa un suave anticlinal a la altura del sondeo y varios pliegues hacia el Norte, localizados sobre un amplio anticlinorio del zócalo. Entre los puntos de tiro 130 y 190, tanto el zócalo como la cobertera se encuentran aparentemente basculados hacia el SO sin deformaciones internas significativas. En el otro extremo del perfil sísmico, a partir del punto 340 (y especialmente del 400), zócalo y cobertera se hunden hacia el NE bajo el Neógeno horizontal.

El perfil ZA-19 complementa al anterior, identificándose el anticlinal sobre el que se sitúa el sondeo y un pequeño sinclinal al Norte del mismo.

El perfil ZA-4 es oblicuo a la dirección estructural dominante en la región y corta los perfiles anteriores. No obstante, algunas de las estructuras citadas anteriormente pueden ser también reconocidas en este perfil. Destaca el hundimiento hacia el Norte del zócalo y la cobertera a partir del punto 160 (como se interpretaba en ZA-7VB) y el basculamiento general de todo el conjunto hacia el Sur a partir del punto 400. Se ha interpretado la existencia de una unidad de posible edad Cretácico Inferior al Sur del sondeo Lopín-1. Esta se dispone en *onlap* sobre el Jurásico y podría corresponder a materiales similares a los observados en las cercanas cuencas cretácicas de Aguilón, al Oeste, y Oliete, al Sureste; Soria *et al.*, 1994; Cortés *et al.*, 1999). También aparece una potente unidad en *onlap* sobre la anterior que podría corresponder a la prolongación a la prolongación hacia el Este de la unidad paleógena T4 (Villena *et al.*, 1996), que alcanza hasta 500 m de potencia a escasos 10 km en el flanco sur del anticlinal de Belchite.

CONSIDERACIONES FINALES

La interpretación de varios perfiles de sísmica de reflexión, combinada con datos procedentes de sondeos y afloramientos cercanos, ha permitido caracterizar la geometría del subsuelo del Campo de Belchite, en el margen sur de la Cuenca del Ebro. Bajo las unidades neógenas subhorizontales se han identificado cinco anticlinales de cobertera, de dirección NO-SE, situados sobre pliegues y fallas del zócalo. Se ha interpretado la posible existencia de materiales cretácicos al Sur del sondeo Lopín-1, en una posición estructural similar a la de las cercanas cuencas de Aguilón y Oliete. También se identifica una potente unidad en *onlap* sobre los materiales mesozoicos interpretada como la prolongación hacia el Este de los materiales sintectónicos paleógenos que orlan el anticlinal de Belchite. De esta forma, se puede considerar que las estructuras plegadas de la Cordillera Ibérica se prolongan bajo la cubierta neógena subhorizontal al menos hasta 20 km al Norte de los últimos afloramientos importantes de la cordillera en esta zona.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a J. San Román y P. Coloma la aportación de datos geofísicos e hidrogeológicos y a W. Rodríguez por facilitar los perfiles sísmicos presentados. Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto *BTE2002-04168-CO3-01* de la DGES.

REFERENCIAS

Coloma, P., San Román, J. y Cortés, A.L. (2001): Hidrogeología del Campo de Belchite (Zaragoza). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 23: 477-489.

Cortés, A. L. y Casas, A.M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 9 (1-2): 51-66.

Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1999): Estructura y cinemática de los pliegues y cabalgamientos de Belchite-Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 213-227.

Cortés, A.L., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1999): Role of the extensional structures in the location of folds and thrusts during tectonic inversion (Northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta,* 12: 113-132.

Fontana, B., Gallego, M.R., Jurado, M.J. y Meléndez, G. (1994): A correlation of subsurface and surface data of the Middle-Upper Jurassic between the Ebro Basin and the Central Iberian Chain (eastern Spain). *Geobios*, 17: 563-574.

Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. I.G.M.E., Madrid, 465 p.

Sánchez Navarro, J.A., San Román, J., De Miguel, J.L. y Martínez Gil, F.J. (1990): El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro: Aspectos geológicos. *Geogaceta*, 8: 115-118.

Sequeiros, L., Colera, I., Valenzuela, R. y Sánchez, I. (1978): Bioestratigrafía del Jurásico (Lías y Dogger) en el sector Belchite-Almonacid de la Cuba (provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, 34: 293-298.

Soria, A.R., Vennin, E. y Meléndez, A. (1994): Control tectónico en la evolución de las rampas carbonatadas del Cretácico Inferior de la Cubeta de Oliete (Prov. Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 47-62.

Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz-Jiménez, A. y González, A. (1996): Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: Stratigraphic synthesis. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). World and Regional Geology, Cambridge University Press, Cambridge, 77-82.

Modelización gravimétrica de la transición entre corteza continental y oceánica en el margen oeste de Galicia

M. Druet, A. Muñoz Martín, A. Carbó, J. Álvarez y P. Llanes

Dpto. de Geodinámica, Fac. CC Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. mdruet@geo.ucm.es

ABSTRACT

Since 2001 marine gravity data have been collected on the North Atlantic Ocean around Galicia Margin. The aim of this paper is the analysis of the Bouguer anomaly map of the west margin of Galicia and the modelling of the ocean-continent boundary in this area. Very high Bouguer anomaly values have been obtained for this region, specially in the oceanic crust of the Iberian Abyssal Plain. A gravity low is related to the Galicia Bank continental block, and relative positive elongate highs correspond with the Peridotite Ridge and the Galicia Interior Basin. The two gravity models presented here, based on seismic refraction and reflection profiles, have allowed the characterization of the gravity limit between oceanic and continental crust in this margin. This limit is located 15 km eastwards in the northern profile 1, from the previous proposed limit based on sedimentary criteria.

Key words: *gravity modelling, crustal structure, Galicia Bank.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El oeste de Galicia es un margen continental no volcánico creado a partir de la propagación hacia el N de la apertura del océano Atlántico hace 110 m.a. Durante éste periodo se sucedieron varios episodios tectónicos de tipo extensional en este área, el más importante de ellos entre el Berriasiense y el Aptiense superior. Posteriormente, entre el Paleoceno y el Eoceno, la convergencia entre Eurasia y la Placa Ibérica dió lugar, hacia el N de la región, al desarrollo de estructuras compresivas y a la reactivación de las estructuras extensionales previas (Boillot y Malod, 1988). En la actualidad es posible observar una morfología controlada por estructuras de bloques levantados y hundidos limitados por fallas, siendo el más importante el Banco de Galicia (BG, Fig. 1).

Los objetivos de este trabajo son el análisis del mapa de anomalía de Bouguer del margen occidental de Galicia, obtenido a partir de nuevos datos gravimétricos marinos, y la modelización de la transición entre la corteza oceánica (c.o.) y la corteza continental (c.c.) en el mismo. La integración de los datos cartográficos con los modelos en 2+1/2D permitirá la cartografía de este límite, lo cual tiene importantes repercusiones de tipo socioeconómico, como es la posible ampliación de la zona económica exclusiva española (ZEEE).

MARCO GEOLÓGICO

Este margen continental de la península Ibérica tiene una estructura compleja, en la que tradicionalmente se han distinguido tres segmentos. Al O de la plataforma gallega se sitúa una cuenca sedimentaria (Cuenca Interior de Galicia, CIG) alargada y de orientación N-S, con una anchura de unos 100 km. Se trata de una cuenca con grandes fallas normales NNO-SSE que separan bloques estrechos y alargados de basamento continental basculados. Estas estructuras se ven truncadas por otras dos familias de fallas de direcciones NNE-SSO y NO-SE (Boillot y Malod, 1988). Los depósitos sedimentarios alcanzan un espesor de unos 6 km en el centro de la cuenca, adelgazándose la serie hacia la plataforma continental y el BG (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003). Hacia el O, la CIG está limitada por el segundo de los segmentos, una serie de bloques levantados que forman una barrera entre ella y la Llanura Abisal Ibérica (LLAI). El más importante de ellos es el BG, que se eleva desde batimetrías próximas a los 4000 m hasta menos de 700 m de profundidad. Se trata de un gran bloque de corteza continental, limitado por fallas que lo basculan y levantan, con una ligera cobertera de sedimentos carbonatados. Más hacia el O se llega al tercer y último de los segmentos, la denominada zona de transición océano-continente (ZTOC). Es una zona de pocas decenas de kilómetros de anchura, formada por una delgada c.o. mesozoica con una ligera cobertera sedimentaria. Esta c.o. se interpreta como resultado del pobre aporte magmático acontecido durante pocos millones de años tras el inicio de la apertura continental. Por debajo de esa c.o. se encuentra un nivel de peridotitas serpentinizadas que llegan a aflorar hacia el O, formando una cresta alargada y muy continua a lo largo de todo el margen. Algunos autores interpretan que esta cresta de peridotitas serpentinizadas (CP) marca el límite

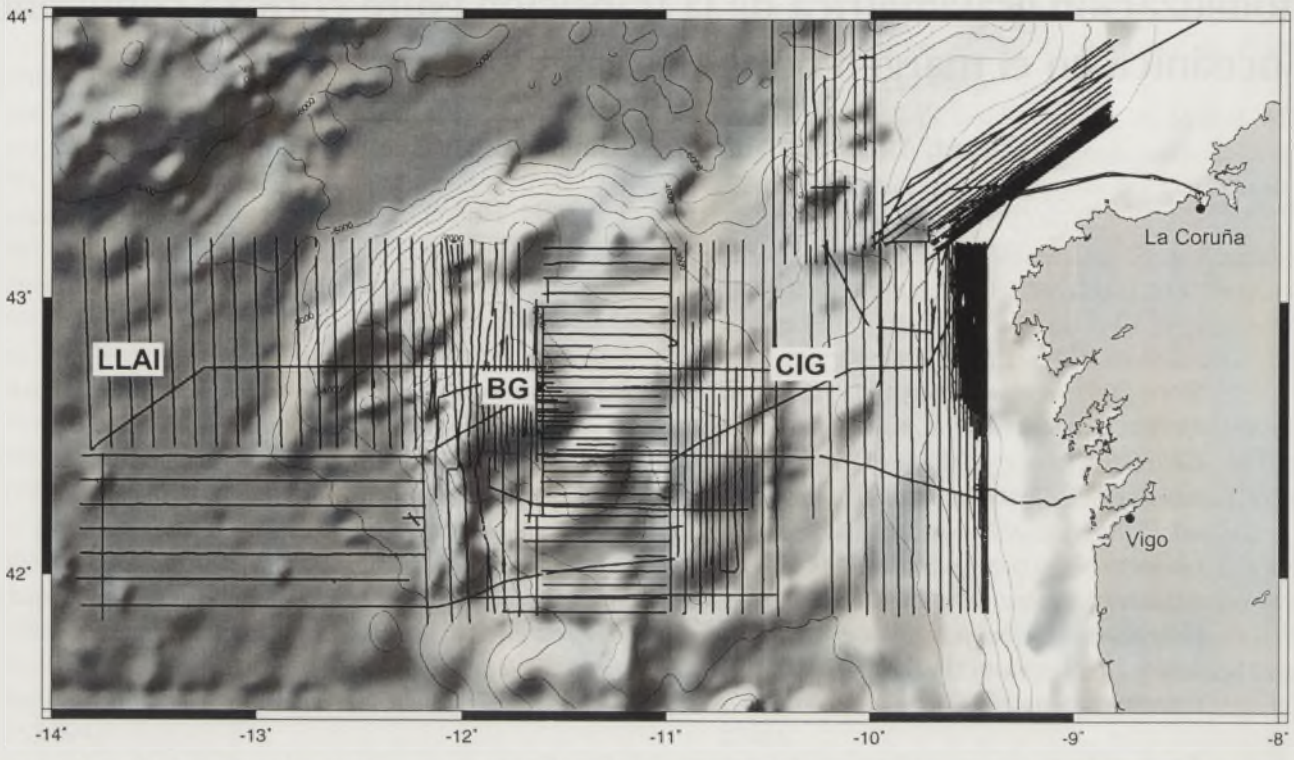


FIGURA 1. *Mapa de situación y líneas de navegación durante las campañas 2001, 2002 y 2003 de la Zona Economica Exclusiva Española (ZEEE). Contornos batimétricos cada 500 m. LLAI, Llanura Abisal Ibérica; BG, Banco de Galicia y CIG, Cuenca Interior de Galicia.*

océano-continente debido a que al E de la misma se encuentran sedimentos interpretados como depósitos sinrift, inexistentes al otro lado de la CP (Boillot *et al.*, 1989). Al O de esta estructura se encuentra ya la c.o. "normal" de la LLAI.

TRABAJOS REALIZADOS

La zona de estudio comprende aproximadamente 61200 km^2 del margen O de Galicia (Fig. 1). Los datos gravimétricos han sido adquiridos durante tres campañas realizadas del 2001 al 2003 en aguas del NO de la península Ibérica (proyecto "Estudio Hidrográfico y Oceanográfico de la Zona Económica Exclusiva Española", ZEEE) a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica Hespérides. La instrumentación utilizada ha sido un gravímetro marino Bell Aerospace BGM-3 y el enlace con la red terrestre se realizó sobre las bases gravimétricas de primer orden del I.G.N. en Cartagena y Santander, con un gravímetro Lacoste & Romberg. La reducción se ha ejecutado con el IGRS67 y los datos finales de anomalía de Bouguer incluyen la corrección de lámina de agua, Eötvos, marea terrestre y topografía, incluyendo el fondo oceánico (Blakely, 1995; Carbó *et al.*, 2001). La corrección de Bouguer está calculada para una densidad de reducción de 2,67 g/cm^3 y la corrección topográfica se ha realizado de forma automática hasta los 30 km, utilizándose un modelo digital de elevaciones de 2 km de lado (Smith y Sandwell, 1997).

Las líneas de navegación procesadas se incluyeron en una base de datos georreferenciada, donde fueron corregidas las lecturas individuales anómalas, para posteriormente aplicar un filtro de paso bajo que eliminara aquellas anomalías con una longitud de onda inferior a 500 m. El conjunto de datos ya filtrado se interpoló mediante "*Kriging*", obteniéndose finalmente una malla regular de 4 km de lado para los valores de anomalía de Bouguer (Fig. 2).

Análisis del Mapa de anomalía de Bouguer

El mapa de la figura 2 señala claramente la zona de c.o. por sus valores elevados (>300 mGal), el mínimo relativo de anomalía de Bouguer que supone el BG (<250 mGal), debido a su carácter continental, y el eje positivo de dirección N-S de la Cuenca Interior de Galicia. La transición entre estos tipos de anomalías se hace fundamentalmente mediante gradientes N-S y NO-SE. Dado que el límite N del BG no se ha cartografiado, se han seleccionado para su modelización dos perfiles que atraviesan con una dirección E-O las estructuras y gradientes principales, y permiten apoyar parcialmente los modelos en perfiles sísmicos de reflexión y refracción profundos (Figs. 1 y 2).

MODELIZACIÓN

Los dos modelos gravimétricos (Fig. 3) están apoyados en datos de sísmica de refracción previos (Córdoba *et al.*, 1987; Whitmarsh *et al.*, 1996 y Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) y en un perfil de sísmica de reflexión (Murillas *et al.*, 1990). La correlación entre densidades y velocidades de ondas se

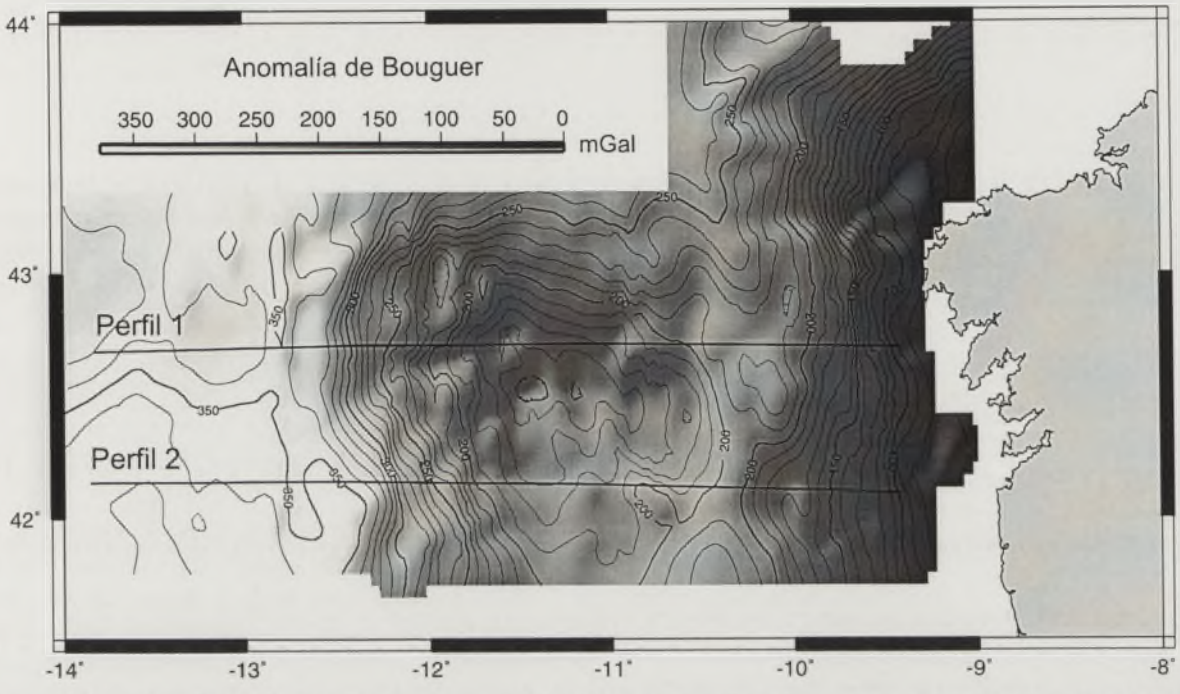


FIGURA 2. *Mapa de anomalía de Bouguer (contornos cada 10 mGal) y situación de los modelos gravimétricos realizados (Fig. 3).*

ha realizado a partir de las curvas empíricas que relacionan estos parámetros (Ludwig *et al.*, 1970; tabla I), y la extensión transversal de los cuerpos se ha prolongado perpendicularmente al menos 50 km en los cuerpos corticales, y en función de la extensión lateral de las anomalías asociadas a los cuerpos sedimentarios de menor tamaño (p.ej. los semigraben presentes en la CIG).

Los modelos gravimétricos presentados presentan unas características parecidas, distinguiendose los siguientes elementos: a) una zona de altos valores de anomalía de Bouguer (>300 mGal) al O de la zona de estudio, que se corresponde con la c.o. de la LLAI; b) una zona de fuerte gradiente que marca la transición al BG y c) un máximo relativo correspondiente al eje central de la CIG. Finalmente, los dos modelos terminan hacia el E con otro fuerte gradiente asociado a la plataforma continental gallega. Las diferencias entre ambos modelos son que en el modelo 1, situado más al N, se aprecia una transicion más corta entre la LLAI y el BG y una mayor amplitud de la anomalía de Bouguer correspondiente al eje de la CIG. En este perfil 1 también se aprecia un máximo relativo de unos 20 mGal y corta longitud de onda que se corresponde con la cresta de peridotitas (Boillot y Malod, 1988), mientras que en el perfil 2 esta anomalía presenta una menor amplitud.

El ajuste con los datos sísmicos ha sido muy bueno (error acumulado < 3 mGal), y los modelos permiten definir la transición entre la c.o. y la c.c., que se produce mediante una zona estrecha en el perfil 1, situada al E de la CP, que hemos interpretado como una zona de fractura de alto buzamiento. En el modelo 1 ha sido necesario introducir un cuerpo intrusivo de alta densidad en la base de la c.c., al O de dicha CP, que no había sido citado hasta ahora. La transición entre la c.o. y la c.c. en el perfil 2 es menos neta, y se produce mediante una serie de bloque fallados y basculados hacia el O, presentando una c.o. anómala con un cuerpo intrusivo en su base, que es coherente con lo observado por Whitmarsh *et al.* (1996).

En lo referente a la CIG, los modelos ajustan bien con una estructura de tipo extensional frágil en la c.c. superior y un adelgazamiento dúctil de la c.c. inferior, llegando a tener la c.c. un espesor total mínimo de 14 km, incluyendo la lámina de agua. Para ajustar los modelos no ha sido necesario incluir un manto anómalo por debajo de la CIG, como sugieren algunos datos sísmicos, y si éste existe, su contraste de densidades debe ser mínimo, pues de otro modo es necesario recurrir a espesores corticales poco realistas para ajustar el modelo.

CONCLUSIONES

A partir de los modelos gravimétricos en 2+1/2D realizados, el límite entre c.c. y c.o. se ha localizado 15 km al E de la CP en el modelo 1, interpretado como una zona de fractura de alto buzamiento, y mediante una zona de transición algo más compleja en el modelo 2. El gradiente asociado a la transición, conlleva superar valores de anomalía de Bouguer de 300 mGal. Este hecho difiere en la parte N de la zona de estudio con el límite propuesto hasta ahora sobre la CP.

La estructura del BG se corresponde con una c.c. adelgazada (<20 km) donde se diferencian una estrecha capa de sedimentos, una c.c. superior fracturada en bloques (d=2,6 g/cm^3) con espesores entre 6 y 9 km, y una c.c. inferior (d=2,8 g/cm^3) con espesores entre 8 y 10 km.

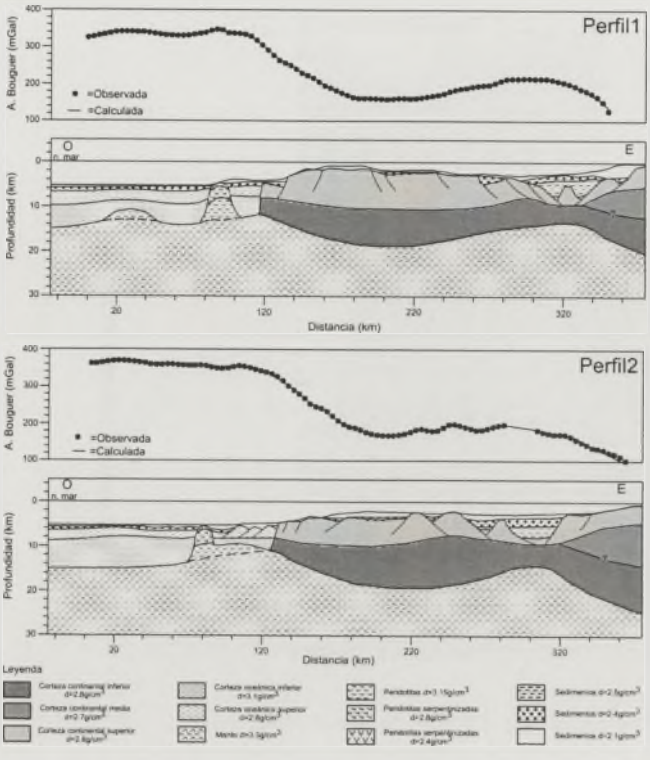


FIGURA 3. *Modelos gravimétricos realizados (ver situación en la figura 2).*

La CIG presenta una estructura típica extensional, con un fuerte adelgazamiento frágil en la c.c. superior que define una serie de graben y semigraben, y un adelgazamiento dúctil de la c.c. inferior, llegando a obtenerse un espesor mínimo de 14 km incluyendo la lámina de agua.

Además de un máximo de anomalía de Bouguer asociado a la CP ya conocida, en el N del área de estudio se ha detectado otra anomalía positiva de dirección N-S, al O de dicha cresta, que interpretamos como otro cuerpo intrusivo de menor amplitud de origen mantélico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración prestada dentro del proyecto de la ZEEE al I.E.O., al I.H.M., al R.O.A. y a la dotación del B.I.O. Hespérides. También agradecemos a la U.C.M. su apoyo económico para las campañas. Las becas predoctorales de María Druet, Pilar Llanes y Juan Álvarez son financiadas por la Comunidad Autónoma de Madrid.

REFERENCIAS

Blakely, R.J. (1995): *Potential theory in Gravity and Magnetic applications*. Cambridge University Press, 441 p.

Boillot, G. y Malod, J.A. (1988): The North and North-West Spanish continental Margin: A review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4): 295-316.

Boillot, G., Mougenot, D., Girardeau, J. y Winterer, E.L. (1989): Rifting processes on the West Galicia Margin, Spain. En: *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins* (A.J. Tankard y H.R. Balkwill, Eds.). AAPG Memoir, 46: 355-363.

Carbó, A., Muñoz, A., Casas, A. y Álvarez, J. (2001): Boguer Anomaly Map of the Alborán Sea and the Surrounding Alpine Ranges (Betics and Rif). *Workshop on the Geodynamics of the Western Part of Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia)*. Extended abstracts book. San Fernando, Spain, May 31-June 2, 138-139.

Córdoba, D., Banda, E. y Ansorge, J. (1987): The hecynian crust in northwestern Spain: a seismic survey. *Tectonophysics*, 132: 321-333.

Ludwig, W.J., Nafe, J.E. y Drake, C.L. (1970): Seismic refraction. En: *The Sea* (A.E. Maxwell, Ed.). Wiley-Interscience, New York, 4: 53-84.

Murillas, J., Mougenot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. y Mauffret, A. (1990): Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184: 297-319.

Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C.R., Reston, T.J y Sawyer, D. (2003): Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Galicia. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B5): 2245-2263.

Smith, W.H.F. y Sandwell, D.T. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.

Whitmarsh, R.B., White, R.S., Horsefield, S.J., Sibuet, J.C., Recq, M. y Louvel, V. (1996): The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia bank. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B12): 28291-28314.

Tomografía Sísmica de alta resolución a lo largo del perfil sísmico de IBERSEIS

I. Flecha[1], R. Carbonell[1], H. Zeyen[2], D. Martí[1], A. Pérez-Estaún[1] y M. Guédez[1]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona. iflecha@ija.csic.es
2 Université Paris-Sud, Département des Sciences de la Terre, 91405 Orsay, Francia.

ABSTRACT

The parameters used for the acquisition of the IBERSEIS deep seismic reflection profile in SW Iberian Peninsula provide both: seismic images of the deep crust as well as a high resolution section of the shallow subsurface. Furthermore, a piggy back seismic acquisition experiment using additional seismic instrumentation from the University of Paris Sud, a 48 channel DMT system; provided perpendicular, offline recordings, of the Vibroseis shots. This additional cable was deployed perpendicularly to the main IBERSEIS seismic reflection line. The final "T" shape recording geometry provides sone 3-dimensional coverage localized in areas of specific interest (granitic plutons). This seismic data acquired in the sorroundings of the granitic plutons has been processed using seismic tomography techniques. The main aim has been to produce three dimensional velocity models along a 500m wide and 500 deep strip along the IBERSEIS transect localized in la Bazana, la Dehesilla, la Parra, Feria and Villafranca. The tomographic inversion produced a high resolution velocity image (50x50x50 m cell size) which provides valuable information for the characterization of fractured and fresh domains in the granitic bodies.

Key words: *seismic tomography, granitic pluton, velocity anomalies.*

INTRODUCCIÓN

El experimento de sísmica de reflexión IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003) se llevó a cabo en el Suroeste de la Península Ibérica a lo largo de una traza que interseca perpendicularmente diferentes estructuras geológicas (Fig. 1). Los parámetros del dispositivo experimental fueron diseñados con un doble objetivo: por un lado visualizar las estructuras a escala cortical y por otro ser capaces de obtener una imagen de alta resolución de los primeros centenares de metros del subsuelo (Martí *et al.*, 2002a y b).

Este capítulo se centra en las imágenes de alta resolución, ya que a lo largo del perfil se intersecan varias zonas de especial interés debido a la presencia de plutones graníticos. Adicionalmente se diseñó un experimento *piggy back* de perfiles perpendiculares a la traza de IBERSEIS utilizando un segundo equipo de adquisición de datos sísmicos. Dicho equipo, proporcionado por la Universidad de París Sud, se instaló en las inmediaciones de los plutones graníticos existentes en la parte central del perfil (Fig. 2).

Se presentan aquí los resultados preliminares de la inversión tomográfica de los datos adquiridos en las inmediaciones de dichas intrusiones graníticas. Se han considerado cinco zonas: la Bazana, la Dehesilla, la Parra, Feria y Villafranca.

METODOLOGÍA: TOMOGRAFÍA SÍSMICA

La tomografía sísmica de primeras llegadas utiliza las localizaciones de emisores y receptores y el tiempo mínimo de recorrido entre estos y aquellos para obtener un modelo de velocidades del subsuelo. Los modelos de velocidad obtenidos permiten correlacionar esta magnitud con otros parámetros para así distinguir entre las zonas más frescas o intactas de las áreas o volúmenes más fracturados o alterados. Estos volúmenes de roca están caracterizados por velocidades altas y bajas respectivamente.

Uno de los aspectos cruciales en la inversión tomográfica es el modelo inicial utilizado como punto de partida en el proceso iterativo, pues a menudo de él depende la convergencia numérica del proceso. Previo análisis de los tiempos de las primeras llegadas se ha establecido como modelo inicial para el procesado, un gradiente vertical de velocidades creciente en profundidad que abarca desde los 4000 m/s en superficie hasta los 6000 m/s a 2000 m de profundidad. Estos valores, relativamente elevados para casos superficiales, responden a la geología de la zona, caracterizada por un basamento muy superficial, aflorando en muchas ocasiones y con poco material de relleno sedimentario. En la inversión tomográfica se han realizado 5 iteraciones con el *software* FAST (Zelt y Barton, 1998) y una discretización del modelo de velocidades en elementos cúbicos de 50 m de arista.

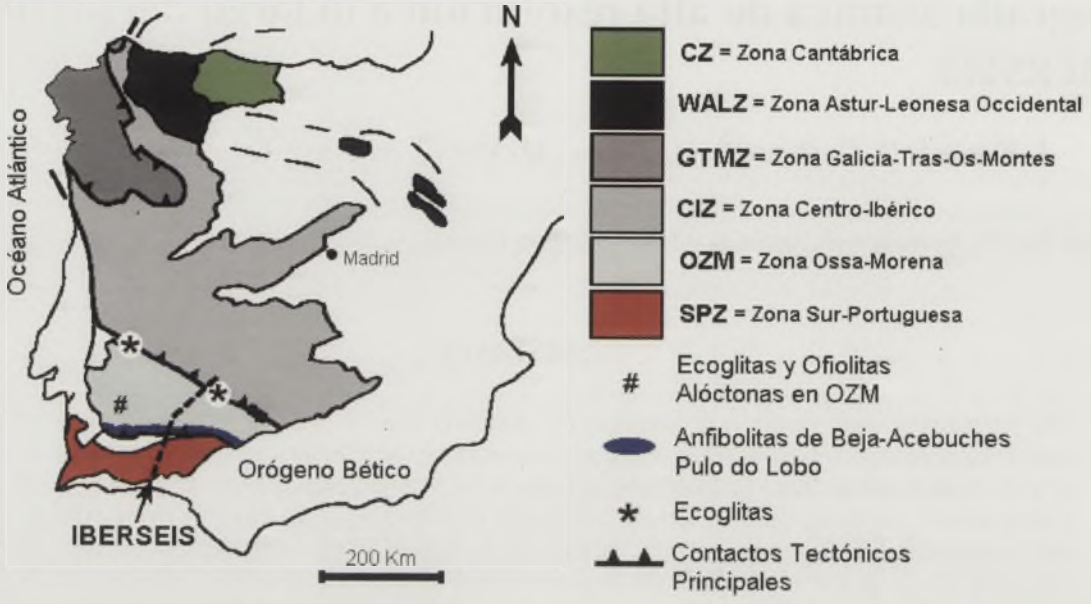


FIGURA 1. *Mapa geológico a gran escala con el trazado del perfil IBERSEIS.*

RESULTADOS

Después del procesado se obtiene un modelo de velocidades para la zona de interés. Se presenta aquí el modelo de velocidades y la respectiva cobertura de rayos para la zona de la Bazana (Fig. 3) en función del número de estación ya que lo que se está visualizando corresponde a la franja del modelo localizada en el entorno de los receptores. La franja blanca horizontal da cuenta de la topografía en la zona considerada mientras que las franjas verticales corresponden a zonas donde no se pudieron situar receptores debido, en la mayoría de los casos, a la presencia de núcleos de población.

La profundidad que se puede alcanzar en tomografía sísmica depende, en general, de las dimensiones del dispositivo experimental. En este caso la distancia entre estaciones (receptores) era de 35 metros y las fuentes se situaron en una de cada dos estaciones (cada 70 m). En el caso que presentamos se observa como tenemos cobertura de rayos hasta los 600 m de profundidad.

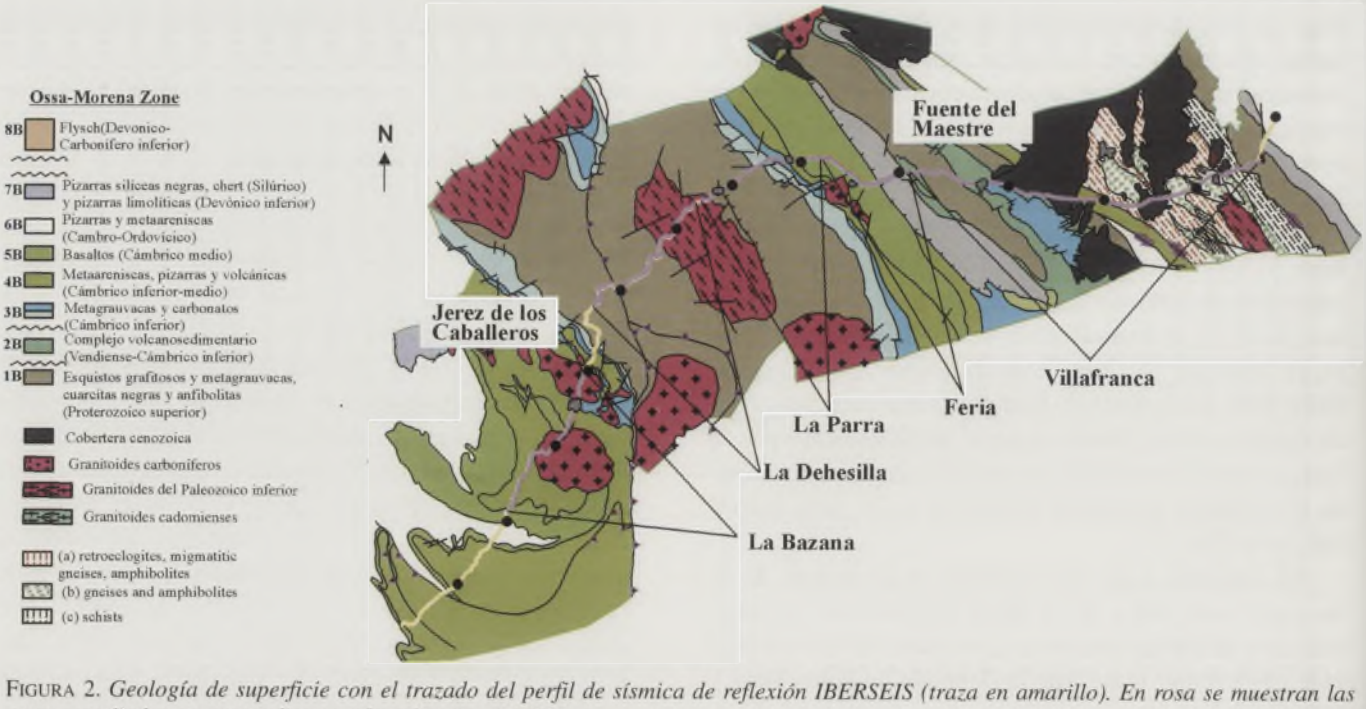


FIGURA 2. *Geología de superficie con el trazado del perfil de sísmica de reflexión IBERSEIS (traza en amarillo). En rosa se muestran las zonas estudiadas correspondientes a los plutones graníticos.*

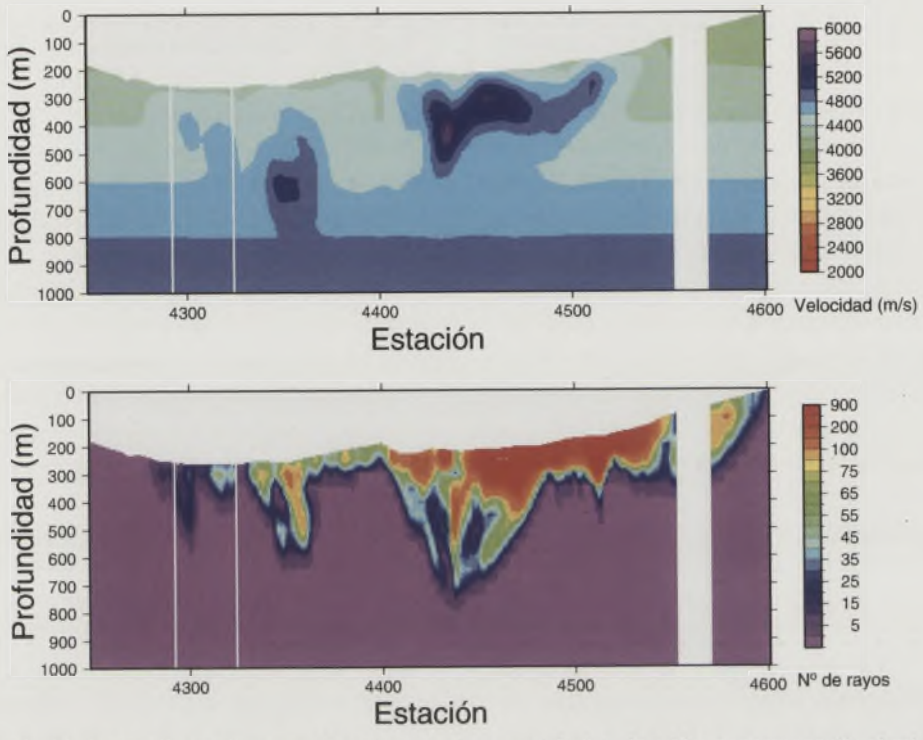


FIGURA 3. *Modelo de velocidades (arriba) y diagrama de cobertura de rayos (abajo) obtenidos por tomografía sísmica (zona de la Bazana). Se observa una zona superficial de alta velocidad con continuidad lateral entre los 200 y 500 m de profundidad y las estaciones 4420 y 4500.*

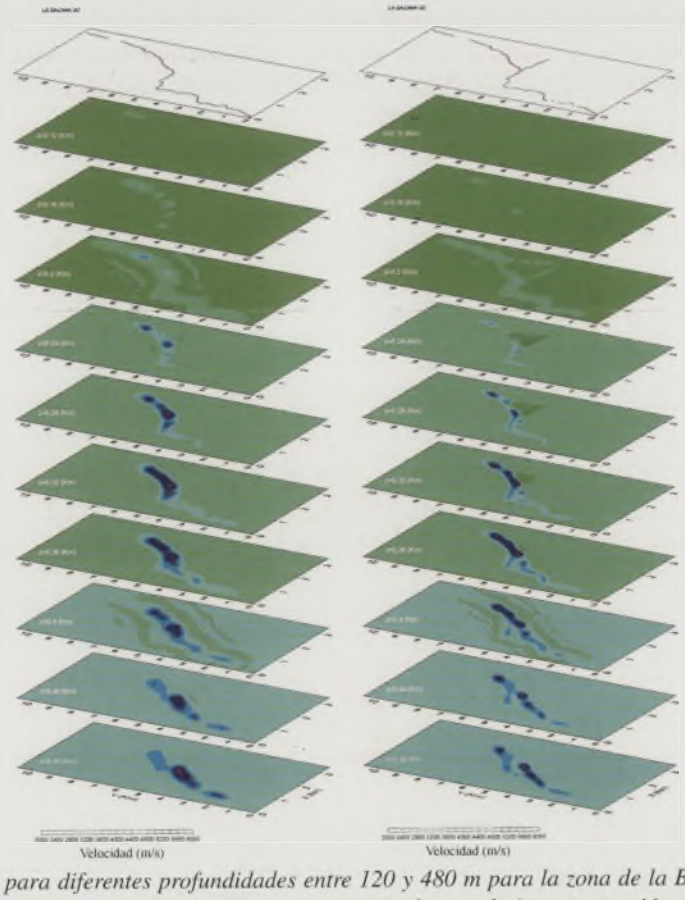


FIGURA 4. *Modelo de velocidades para diferentes profundidades entre 120 y 480 m para la zona de la Bazana considerando solo los datos de la sísmica de reflexión (izquierda) y considerando los datos proporcionados por la instrumentación adicional (derecha). En ambas ilustraciones se muestra la disposición de los receptores (en azul) y de las fuentes (en rojo). Se observa claramente como después de las 5 iteraciones tomográficas el modelo de velocidades solo ha variado en la zona que está recubierta por el dispositivo experimental, mostrando velocidades de hasta 5.800 m/s en algunas zonas. El hecho de contar con más instrumentación mejora la cobertura y proporciona velocidades en zonas que no eran accesibles con el trazado original.*

Mediante estas imágenes se pueden distinguir zonas de alta velocidad (azul oscuro y rosa) que se asocian a material fresco o poco alterado. La obtención de estas imágenes es de gran interés ya que, de forma indirecta y no destructiva, se consiguen localizar y delimitar zonas que pueden ser objeto de estudios posteriores. Además, debido a la alta resolución de estos modelos de velocidades, pueden ser utilizados para implementar etapas de procesado críticas de la sísmica de reflexión como las correcciones estáticas o la migración *pre-stack* mediante las cuales se consigue una imagen mucho más definida y concisa. Especialmente interesantes son las zonas en que se encuentran bloques de cierta continuidad lateral de alta velocidad a poca profundidad ya que dan cuenta de una área de roca fresca y sin alterar.

La instrumentación adicional proporcionada por la Universidad de Paris Sud ha permitido adquirir datos perpendicularmente a la traza del perfil IBERSEIS, lo cual ha hecho posible cubrir una zona más amplia y aumentar la cobertura en las zonas más interesantes del perfil original. Esto permite obtener una imagen tridimensional en el área donde se situó la instrumentación adicional. La interpretación de estos datos mediante tomografía sísmica permite obtener velocidades en un bloque 3D. Para poner de manifiesto la diferencia entre la utilización en la inversión de una o de las dos bases de datos se han realizado inversiones con celdas de 40 m de arista para el caso de la Bazana: a) considerando solo los resultados del perfil de reflexión y b) añadiendo a éstos los datos obtenidos con la instrumentación adicional. En la figura 4 se muestran para los primeros 500 m, unas secciones a profundidad constante cada 40 m.

CONCLUSIONES

Mediante tomografía sísmica de primeras llegadas se han obtenido modelos de velocidades de alta resolución utilizando datos de un perfil sísmico de reflexión. Con las imágenes obtenidas se pueden distinguir claramente zonas de alta y baja velocidad que pueden ser correlacionadas con el estado de la roca a lo largo de los plutones graníticos estudiados. Especialmente interesantes son los casos de la Bazana, Feria y Villafranca donde se han detectado zonas de alta velocidad con un una alta continuidad lateral muy cerca de la superficie.

Por otro lado la posibilidad de adquirir datos perpendicularmente al trazado del perfil IBERSEIS ha aumentado considerablemente la cobertura en la zona de estudio a la vez que aporta una imagen 3D de gran resolución.

REFERENCIAS

Martí, D., Carbonell, R., Tryggvason, A., Escuder, J. y Pérez-Estaún, A. (2002a): Calibration of 3 dimensional tomographic images of a granitic pluton. *Geophysical Research Letters*, 29(17), 1834, doi:10.1029/2001GL012942, 2002

Martí, D., Carbonell, R., Tryggvason, A., Escuder, J. y Pérez-Estaún, A. (2002b): Mapping brittle fracture zones in 3 dimensions: high resolution travel time seismic tomography in a granitic pluton. *Geophysical Journal International*, 149: 95-105.

Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodovar, G.R., Pascual, E., Sáez R. y Expósito, I. (2003): The Crustal Structure of the Transpressional Variscan Orogen of SW Iberia: The IBERSEIS Deep Seismic Reflection Profile. *Tectonics*, 22, 1062, doi:101,029/2002TC001,479,2003.

Zelt, C. A. y Barton, P. J. (1998): Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B4): 7187-7210.

Determinación de la estructura cortical y litosférica mediante inversión de la elevación y la ondulación del geoide en la transición Atlántico-Mediterraneo

J. Fullea[1], M. Fernàndez[1], H. Zeyen[2] y C. Ayala[1]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra (Jaume Almera), CSIC, 08028 Barcelona. jfullea@ija.csic.es
2 Université Paris-Sud, Département des Sciences de la Terre, 91405 Orsay, Francia.

ABSTRACT

The geoid anomaly is related with the density structure within the Earth. The long wavelength features are associated with deep mass anomalies (core/mantle), while the very short ones correspond to uncompensated topography and lithospheric flexure. In the middle term wavelengths the geoid depends upon the mass anomalies within the lithosphere and is proportional to the first moment of the density anomaly benath the observation point. An inversion method which takes into account the elevation and geoid fields as well as local isostasy is proposed in order to resolve, at a first order, the crustal and lithospheric structure beneath the Atlantic-Mediterranean transition. The obtained results show a zone of thickened lithosphere, oriented NE-SW and located beneath the western Betics, Rif, Gibraltar Strait, the Gulf of Cadiz and the Atlantic Moroccan margin. In addition, a zone of thinned lithosphere with the same orientation is interpreted beneath the eastern Almeria coast and the Alboran Sea. More detailed models can be obtained combining this first order structure with other available geophysical observables.

Key words: *Geoid anomalys elevation, crustal structure, lithosphere structure, Atlantic-Mediterranean transition.*

INTRODUCCIÓN

La transición Atlántico-Mediterráneo, se caracteriza por ser un margen transpresivo, donde el límite entre las placas Euroasiática y Africana se vuelve difuso y la sismicidad dispersa (Torné *et al*., 2000). Su historia geológica y sus características geofísicas son hoy en día objeto de discusión científica, y en este sentido hay varios modelos tectónicos propuestos: colapso convectivo, subducción con *roll-back* o delaminación del manto (Calvert *et al*., 2000 y referencias en el interior). La validez de dichos modelos depende en buena medida del conocimiento de la estructura cortical y litosférica actual. En este trabajo se propone un método de inversión de los observables geofísicos de elevación y anomalía del geoide para obtener una imagen de las principales características de la corteza y litosfera en la zona de estudio.

ESTRUCTURA CORTICAL Y LITOSFÉRICA EN LA TRANSICIÓN ATLÁNTICO MEDITERRANEO: ESTUDIOS PREVIOS

La transición Atlántico-Mediterráneo es compleja desde un punto de vista geológico, abarcando estructuras tan diversas como el Golfo de Cádiz, el orógeno Bético-Rifeño, el Atlas, el Mar de Alborán, el Macizo Ibérico y las cuencas del Guadalquivir y Rharb (Fig. 1). La corteza y litosfera presentan importantes heterogeneidades laterales, según muestran estudios sísmicos y modelizaciones geofísicas realizados en la zona. Así, la base de la corteza en las Béticas se sitúa a un máximo de 38 km de profundidad bajo Sierra Nevada y unos 31 km bajo el estrecho de Gibraltar. La corteza en el Mar de Alborán tiene un espesor de 23-25 km en el margen Ibérico, adelgazándose hasta 15-20 km en el centro de la cuenca. Hacia el Sur la corteza vuelve a engrosarse, alcanzando una profundidad de 25 km en el margen africano y de 35 km bajo el Rif. Hacia el Este, la corteza se adelgaza, llegando a valores de <12 km bajo la Cuenca sud-Balear. En el contacto entre el Macizo Ibérico y la Cuenca del Guadalquivir la profundidad cortical es de unos 29 km.

La profundidad de la base de la litosfera en el SO del Macizo Ibérico es de unos 110 km. La litosfera es relativamente más gruesa bajo el Golfo de Cádiz (140-160 km), Béticas, Rif y Estrecho de Gibraltar (140 km) y está relativamente adelgazada al Este del Mar de Alborán, bajo la Cuenca sud-Balear (50 km) (Fullea *et al*., 2003 y referencias en el interior).

ONDULACIÓN DEL GEOIDE

La ondulación o anomalía del geoide mide la desviación de la superficie equipotencial de la Tierra con respecto a la

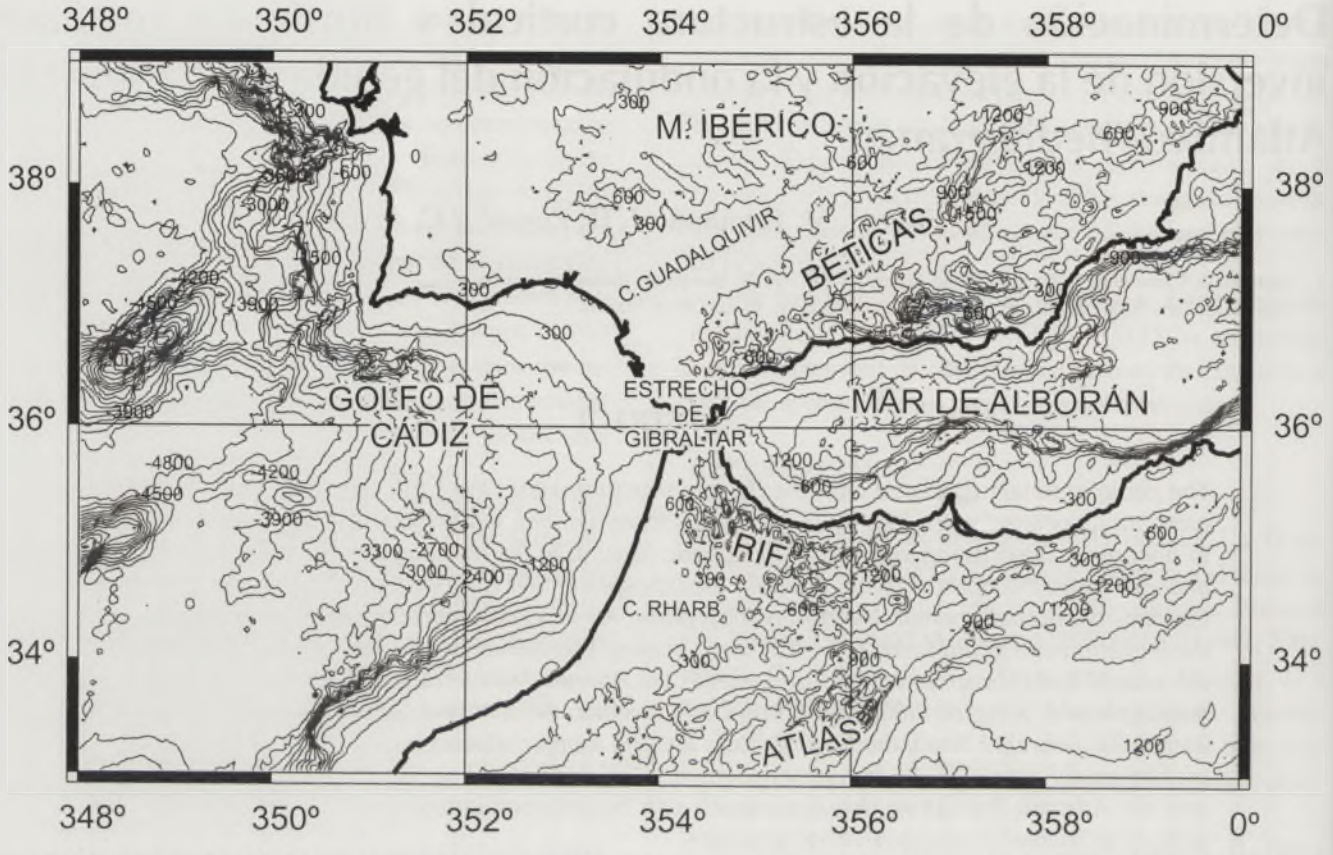


FIGURA 1. *Mapa topográfico de la transición Atlántico-Mediterraneo proveniente del modelo global de elevación ETOPO2. La diferencia entre isolíneas es de 300 m.*

superficie equipotencial producida por un modelo teórico de Tierra, y está directamente relacionada con el potencial gravitatorio terrestre. El geoide refleja variaciones laterales de la densidad terrestre en un amplio rango de profundidades. Así, las longitudes de onda largas (λ >4000 km) corresponden a anomalías de masa en el manto inferior/núcleo (Bowin, 1983) y las longitudes de onda cortas (λ <600 km) se asocian a rasgos más superficiales: cargas topográficas no compensadas soportadas por la corteza y flexión litosférica, principalmente (Sandwell y Renking, 1988). En las longitudes de onda intermedias (600 km < λ <4000 km) las variaciones laterales de altura geoidal se relacionan con cambios de densidad en el interior de la litosfera. En este rango de longitudes de onda, si se asume isostasia local, el geoide es proporcional al momento de primer orden de la anomalía de densidad en la columna litosférica, bajo el punto de observación (Haxby y Turcotte, 1978; Ockendon y Turcotte, 1977).

METODOLOGÍA: INVERSIÓN DE ELEVACIÓN Y GEOIDE

Con el objetivo de determinar las profundidades de la base de la corteza y de la litosfera, se ha realizado una inversión conjunta de la elevación y la ondulación del geoide, bajo la hipótesis de isostasia local. El geoide ha sido filtrado reteniendo tan solo las longitudes de onda asociadas a la estructura litosférica (600 km < λ <4000 km) (Fig. 2). La elevación también ha sido filtrada, eliminando las longitudes de onda cortas, de forma que tenga sentido la asunción de isostasia local por columnas. Bajo las hipótesis consideradas, el geoide es proporcional al momento dipolar de la distribución anómala de masa y proporciona información en todo el rango de profundidades de la litosfera, en contraste con la anomalía gravimétrica, que refleja variaciones laterales a escala cortical fundamentalmente. Para la inversión se ha considerado un modelo de dos capas, corteza y manto litosférico, de densidades constantes (2800 kg/m^3 y 3240 kg/m^3, respectivamente) más el agua del mar (1030 kg/m^3) y la astenosfera (3200 kg/m^3).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La imagen cortical y litosférica que resulta de aplicar el método de inversión conjunta de elevación y geoide en la transición Atlántico-Mediterráneo es consistente, en general, con los resultados que muestran trabajos anteriores. Así, la corteza resulta engrosada bajo las Béticas, Atlas (>36 km) y Rif (>32 km), relativamente delgada al Este del Mar de Alborán (16-12 km) y con profundidades típicas de corteza oceánica en las llanuras abisales atlánticas (12-4 km). La litosfera se engruesa bajo las Béticas, Rif, Estrecho de Gibraltar y Golfo de Cádiz (130-160 km), y se adelgaza al Este del Mar

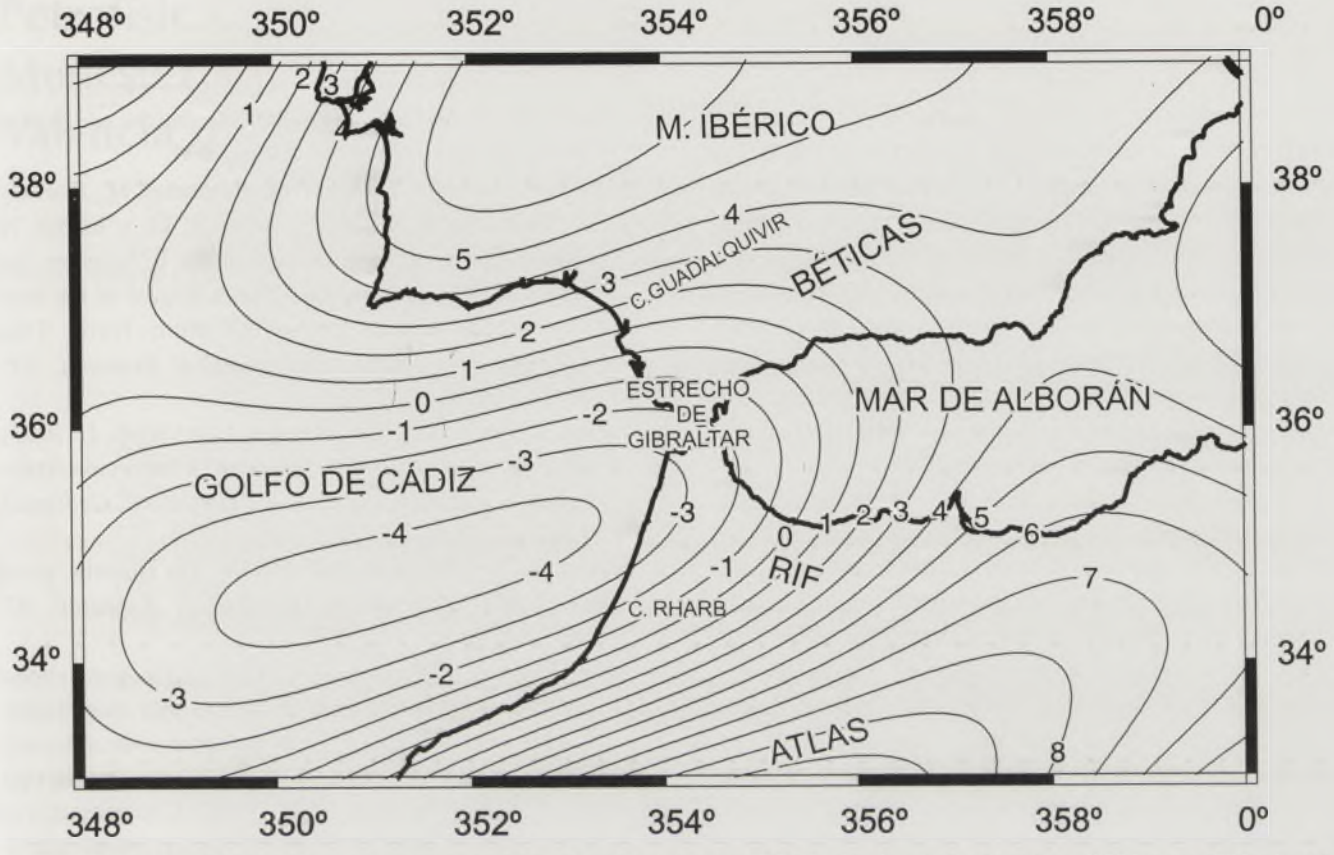


FIGURA 2. *Mapa de ondulación del geoide proveniente del modelo global de Tierra EGM96. Las longitudes de onda > 4000 km y <600 km han sido eliminadas de manera que el geoide refleje las variaciones laterales de densidad en el interior de la litosfera. La diferencia entre isolíneas es de 1 m.*

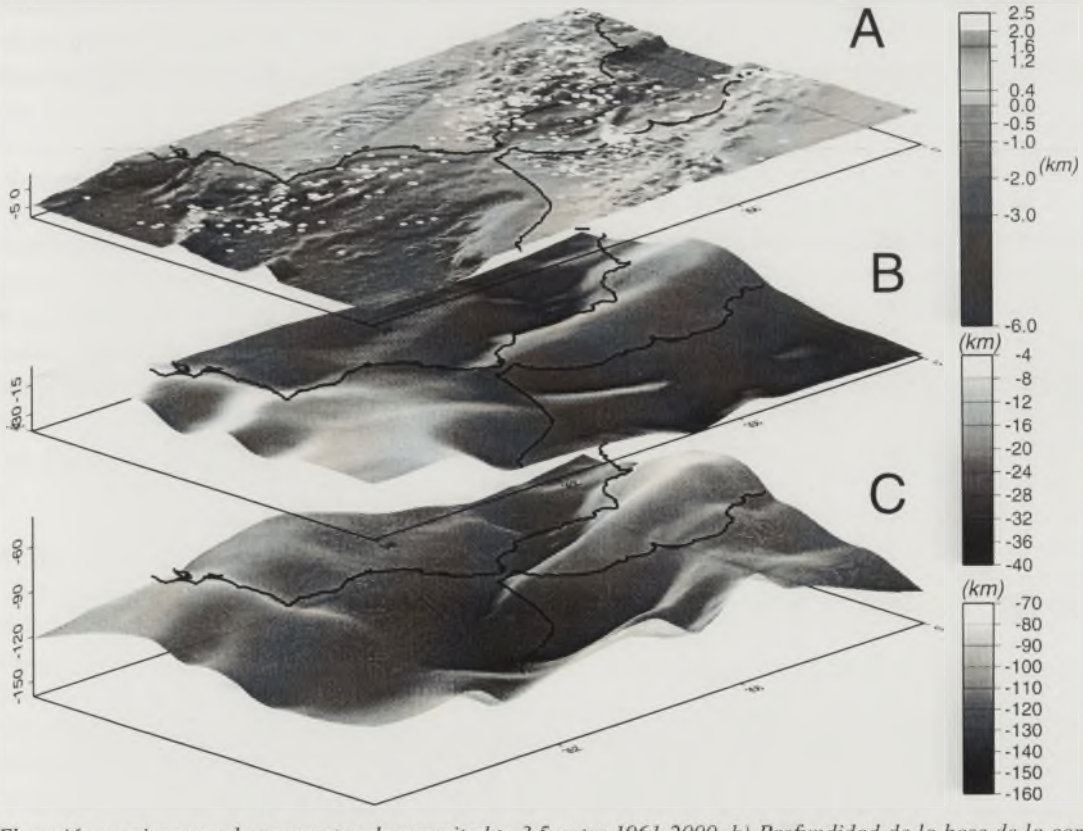


FIGURA 3. *a) Elevación y epicentros de terremotos de magnitud > 3.5 entre 1961-2000. b) Profundidad de la base de la corteza calculada mediante la inversión de geoide y elevación. c) Profundidad de la base de la litosfera calculada mediante la inversión de geoide y elevación.*

de Alborán (80-90 km). Bajo el Atlas Medio la base de la litosfera se sitúa entre 110-120 km y a unos 110 km en el contacto entre el Macizo Ibérico y la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 3). En líneas generales se observa un engrosamiento litosférico de marcada orientación NE-SO partiendo de las Béticas centrales y occidentales y siguiendo por el Golfo de Cádiz y margen Atlántico-Marroquí. Con esta misma orientación se aprecia una zona de adelgazamiento litosférico paralela a la costa Este de Almería, atravesando el Mar de Alborán y prolongándose hasta el Este del Rif y el Norte del Atlas Medio. De estos resultados no se infiere correlación clara entre el engrosamiento litosférico y el arco orogénico, sugiriendo un modelo geodinámico de mayor complejidad que el asociado a una subducción con *roll-back*.

Los resultados obtenidos confirman que el método presentado de inversión conjunta de elevación y geoide es coherente con los trabajos anteriores en la zona de estudio, dentro de los límites impuestos por las aproximaciones consideradas (isostasia local y modelo de dos capas de densidades constantes). Así pues, el método proporciona una manera relativamente sencilla y económica de determinar, a grandes rasgos, la estructura de la corteza y litosfera en una zona de estudio. Para obtener modelos más detallados, dicha estructura debe ser complementada y refinada mediante otros observables geofísicos (anomalías magnéticas y gravimétricas, flujo de calor superficial, mapas de resistividad eléctrica, etc.).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es financiado a través de una beca FPU del MECD y se inscribe dentro del proyecto MARSIBAL-II (REN2001-3868-C03-02/MAR) financiado por el MCYT.

REFERENCIAS

Bowin, C. (1983): Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's Geoidal Undulations and gravity anomalies. *Marine Geodesy*, 7: 61-100.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000): Geodynamic Evolution of the Lithosphere and Upper Mantle Beneath the Alboran Region of the Western Mediterranean: Constraints from Travel Time Tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105: 10871-10898.

Fullea, J., Fernández, M., Iribarren, L. y Vergés, J. (2003): Estructura cortical y litosférica en la transición Atlántico-Mediterránea: observables geofísicos. *Geotemas*, 5: 67-70.

Haxby, W.F. y Turcotte, D.L. (1978): On isostatic geoid anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5473-5478.

Ockendon, J.R. y Turcotte, D.L. (1977): On gravitational potential and field anomalies due to thin mass layers. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 48: 479-492.

Sandwell, D.T. y Renking, M.L. (1988): Compensation of Swells and Plateaus in the North Pacific: No direct evidence for mantle convection. *Journal of Geophysical Research*, 93: 2775-2783.

Torné, M., Fernàndez, M., Comas, M.C. y Soto, J.I. (2000): Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *Journal of Geophysical Research*, 105: 3209-3228.

Petrofísica de tres complejos ígneos zonados del Antiforme de Monesterio (SO de España): cartografía geofísica del complejo de Valencia del Ventoso

J.L. García-Lobón y C. Rey-Moral

Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. jl.garcia@igme.es

ABSTRACT

Petrophysical data of rocks from three igneous complex bodies in the core of the Monesterio Antiform are presented. Data include density, magnetic susceptibility, remnant magnetization and "in situ" gamma-ray concentrations. The petrophysical data shown here will contribute to optimize the detailed interpretation (surface mapping, structural analysis) of the high-resolution surveys available over the igneous complexes, contributing to estimate their economical resources. Furthermore, their potential field modeling is an application of the results presented here.

Key words: *density, magnetic susceptibility, radiometric concentrations, igneous complexes.*

INTRODUCCIÓN. COMPLEJOS ESTUDIADOS

La interpretación geológica de campañas geofísicas aeroportadas, magnéticas y radiométricas, y de gravimetría terrestre, requiere estudios petrofísicos de determinación de las propiedades cuyos contrastes producen las anomalías geofísicas registradas. Existe un cierto número de vuelos de prospección geológico-minera en el Antiforme de Monesterio, que es una de las estructuras fundamentales de la zona de Ossa-Morena (ZOM, SO peninsular). Estos trabajos justifican que se haya abordado el presente estudio petrofísico de tres complejos ígneos del núcleo del citado Antiforme (Valencia del Ventoso, Brovales, y Burguillos del Cerro: figura 1), en los que existen (o han existido) numerosas explotaciones mineras y de rocas industriales. Estos complejos son muy magnéticos, muestran fuertes anomalías de gravedad, y exhiben zonaciones radiométricas muy diversas (Quesada *et al.*, 2002). Todo ello implica que su análisis petrofísico requiera un muestreo detallado. En total se han tomado 266 muestras (102 en Valencia del Ventoso, 53 en Brovales, 111 en Burguillos del Cerro) en unos 250 km^2.

PETROFÍSICA: RESULTADOS

Todos los datos de densidad, susceptibilidad y magnetización remanente se resumen en la tabla 1. Se manifiesta claramente que el carácter petrofísico de los tres complejos es enteramente concordante con el de granitoides heterogéneos de petrología ferromagnética. La magnetita está presente en cantidades apreciables como para que se justifiquen las claras anomalías magnéticas de las tres intrusiones, pero no en una sola litología: en Burguillos del Cerro son muy destacables las densidades y susceptibilidades de gabros y dioritas del conjunto central (Pons, 1982), como son importantes sus anomalías de campo potencial, observables en los mapas regionales a escala peninsular; en Valencia del Ventoso la aparición de magnetita está ligada a la presencia de hornblenda en rocas monzodioríticas y tonalíticas, de modo que la clara zonación magnética de este plutón (Figs. 2 y 3) debe ser atribuida a masas de estas litologías; por último, en Brovales las anomalías magnéticas serían causadas mayoritariamente por tonalitas y granitos. En cuanto a densidades, las modas altas en los histogramas vienen marcadas por dioritas, y sobre todo, por gabros. De las modas bajas serían responsables las granodioritas y los granitos. Las anomalías de Bouguer de Burguillos del Cerro indican un desarrollo importante (kilométrico) de los gabros y/o las dioritas en profundidad. Brovales es una intrusión de carácter ligero y menor contraste de densidad entre sus tipos litológicos. Se observa que los tres complejos presentan magnetizaciones remanentes típicas del dominio de la magnetita MD ($Q<0,5$; $k>1.000*10^{-6}$ ucgs). En las monzodioritas de V. del Ventoso, los granitos de Brovales, y los "Otros gabros" de Burguillos del Cerro, se insinúan datos a caballo entre el dominio de las magnetitas y las titanomagnetitas con tendencias de exolución de ilmenita. Por ello, pueden existir en el mapa aeromagnético anomalías dominadas por la remanencia.

En los datos radiométricos al suelo, sintetizados en la tabla 2, podemos realizar tres divisiones principales:

- Conjunto gabroideo-diorítico "central" (según Pons, 1982) del complejo de Burguillos del Cerro: se caracteriza por su alto contenido en K (salvo en unos pocos gabros). El solapamiento de los datos al suelo de gabros y dioritas es importante.

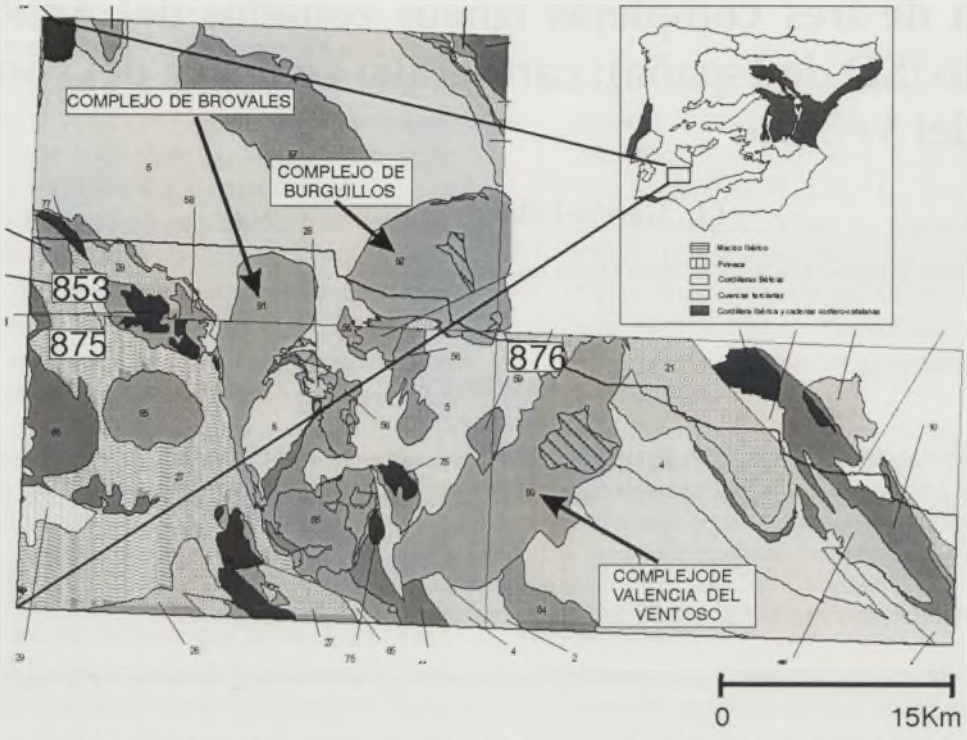


FIGURA 1. *Complejos ígneos del sector central del Antiforme de Monesterio. (Síntesis Magna).*

- Directriz principal de las rocas estudiadas: arranca de las dioritas centrales del complejo de V. del Ventoso, continua con las monzodioritas del mismo plutón y las tonalitas de los tres complejos, y se prolonga con las granodioritas que se ubican en registros próximos al 3% de K. El U y el Th indican las pautas incrementales de diferenciación entre los tres complejos.

- Directriz de los granitos de Burguillos del Cerro y diques graníticos de Valencia del Ventoso. Se caracterizan por ser las rocas más potásicas entre las muestreadas y por presentar la tasa de aumento en Th más elevada de todas las litologías. En todo el conjunto de las directrices 2) y 3) son discernibles las dioritas por un lado, las tonalitas y monzodioritas por otro, y las rocas graníticas en general de todas las anteriores. Estas últimas son siempre potásicas (K>3%), pero existen grandes variaciones de sus proporciones de U y Th.

COMPLEJO DE VALENCIA DEL VENTOSO: CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA

Pons (1982) distingue en este complejo plutónico una unidad central con un zonado asimétrico constituido por un núcleo básico de composición dorítica, que está rodeado parcialmente por una zona intermedia monzodiorítica y una externa granodiorítica. El núcleo básico de esta unidad central corresponde, a grandes rasgos, con el delimitado en la cartografía de la hoja MAGNA de Fuente de Cantos (Garrote *et al.*, 1983) y en la de Oleaga *et al.* (1999), pero en las distintas cartografías del resto de la unidad central existen apreciables diferencias.

El análisis estadístico de los datos de radiación gamma natural aeroportada (vueló de alta resolución realizado por el IGME en 1997) permite distinguir en el complejo tres grupos de respuestas en función de su intensidad:

a) Zonas de baja radiación (K<2,8%, U<2,2 ppm, Th<12,5 ppm). Una de estas zonas corresponde al 'núcleo básico' (diorítico) de la intrusión, distinguiéndose en ella una serie de heterogeneidades definidas por áreas más ricas en elementos radiactivos; otra delinea el afloramiento monzodiorítico del Cortijo del Pozuelo (Pons, 1982) del extremo SO del complejo; y otras, de características más heterogéneas, aparecen como conjuntos irregularmente distribuidos entre el 'núcleo básico' y el afloramiento de la unidad del Cortijo del Pozuelo. En la imagen correspondiente al K se han contorneado las zonas de mínimos para su mejor visualización (Fig. 2).

b) Zonas de alta radiación con respuestas elevadas para el conjunto de los elementos radiactivos (K>3,7%, U>3,6 ppm, Th>19 ppm). Estas áreas circundan los afloramientos más básicos y las litologías representadas en ellas corresponden a monzogranodioritas, granodioritas y monzogranitos (unidad granodiorítica de Pons, 1982). Estas zonas de máximo se encuentran bastante bien definidas en las imágenes del K y sobre todo en la del Th (donde se delimitan en la figura 2).

c) Zonas con respuestas radiactivas intermedias. Su geometría es irregular y su textura más heterogénea, encontrándose comprendidas entre las áreas de mínimos y las de máximos de forma muy dispersa. En ellas se produce una notable variabilidad litológica (existen desde dioritas hasta granodioritas).

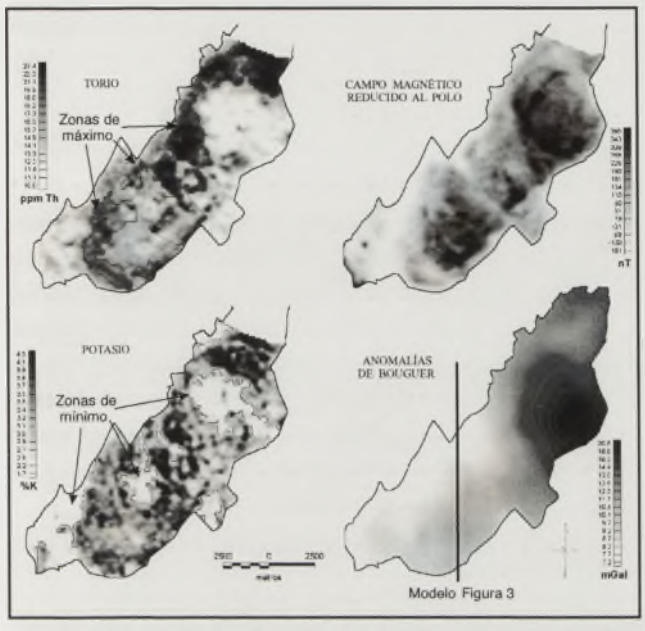


FIGURA 2. *Complejo de Valencia del Ventoso: cartografía radiométrica aeroportada y mapas de campo potencial.*

Los datos de este vuelo radiométrico de alta resolución ponen de manifiesto una importante heterogeneidad y una complejidad en la distribución de las facies petrológicas que es debida a la interferencia, mezcla y disgregación de distintos pulsos intrusivos con marcadas diferencias composicionales, a pesar de lo cual, la imagen aeroportada proporciona una información muy valiosa sobre la geometría predominante en la distribución de las facies petrológicas. Las mediciones llevadas a cabo en tierra con el espectrómetro portátil, además de determinar los contenidos y tendencias radiométricas de los grupos rocosos principales del complejo, permiten identificar los tipos petrográficos de las diversas zonas radiométricas registradas por el vuelo y separadas estadísticamente (recintos de máximo y mínimo de la figura 2), de forma que se puede realizar una propuesta de cartografía radiométrica de superficie basada en esta identificación.

Los máximos magnéticos del complejo marcan muy bien las zonas de abundancia de litologías monzodioríticotonalíticas, apreciándose un alto grado de coincidencia entre estos máximos y ciertos mínimos o zonas radiométricas intermedias. En cuanto a la zonación gravimétrica, las monzodioritas y tonalitas pueden dar lugar a anomalías gravíficas moderadas, como las que se localizan en varias zonas de la mitad S-SO del complejo, que coinciden con anomalías positivas magnéticas salvo en la zona de afloramiento de la unidad del Cortijo del Pozuelo. En el núcleo básico de la zona septentrional del complejo, el mapa de anomalías de Bouguer sugiere la existencia en profundidad de una masa considerable de rocas más densas, posiblemente gabroideas, lo que es confirmado por los modelos bidimensionales.

TABLA 1. *Resultados de densidad, susceptibilidad y magnetización. [Nota: N: número de muestras. dm: densidad media. Rangos de susceptibilidad (medidas en polvo) a los que se refieren las medias kmp, kmf1, kmf2, kmf3 y kmf4: kmp<250*10^{-6} ucgs, fracción paramagnética; 250<kmf1<750*10^{-6} ucgs, fracción débilmente ferromagnética (0,1<% Fe_3O_4<0,3); 750<kmf2<2500*10^{-6} ucgs, fracción moderadamente ferromagnética (0,3<% Fe_3O_4<1); 2500<kmf3<7500*10^{-6} ucgs, fracción ferromagnética (1<% Fe_3O_4<3); kmf4>7500*10^{-6} ucgs, fracción muy ferromagnética (% Fe_3O_4>3). Magnetización remanente (parámetro Q): mediana. Bu: Burguillos del Cerro; Br: Brovales; VV: Valencia del Ventoso]*

	N	d_m	k_{mp}	k_{mf1}	k_{mf2}	k_{mf3}	k_{mf4}	Q
Bu:gabros O Culebra	14	3,05	-	-	-	6287	12264	0,43
Bu: otros gabros	15	2,96	-	390	-	4650	8606	0,86
Br: gabros	4	2,89	74	-	-	-	-	-
Bu: dioritas cantera	13	2,84	-	-	-	4581	8984	0,36
Bu: otras dioritas	24	2,87	125	-	-	4327	-	
VV: dioritas	14	2,88	91	-	-	-	-	0,17
VV: monzodioritas	9	2,79	-	-	-	3752	-	1,31
Bu: tonalitas	15	2,76	136	-	-	3243	-	0,24
VV: tonalitas	24	2,73	118	-	2050	3400	-	0,23
Br: tonalitas	16	2,67	90	491	1313	4839	-	0,41
Bu: granodioritas	10	2,69	67	-	-	-	-	-
VV: granodioritas	25	2,69	95	484	1510	-	-	0,42
Br: granodioritas	21	2,66	63	559	866	-	-	0,15
Bu: granitos	20	2,59	39	-	-	-	-	0,14
VV: monzogranitos	12	2,61	98	-	1276	-	-	0,22
Br: granitos	12	2,58	108	409	2106	-	-	0,84

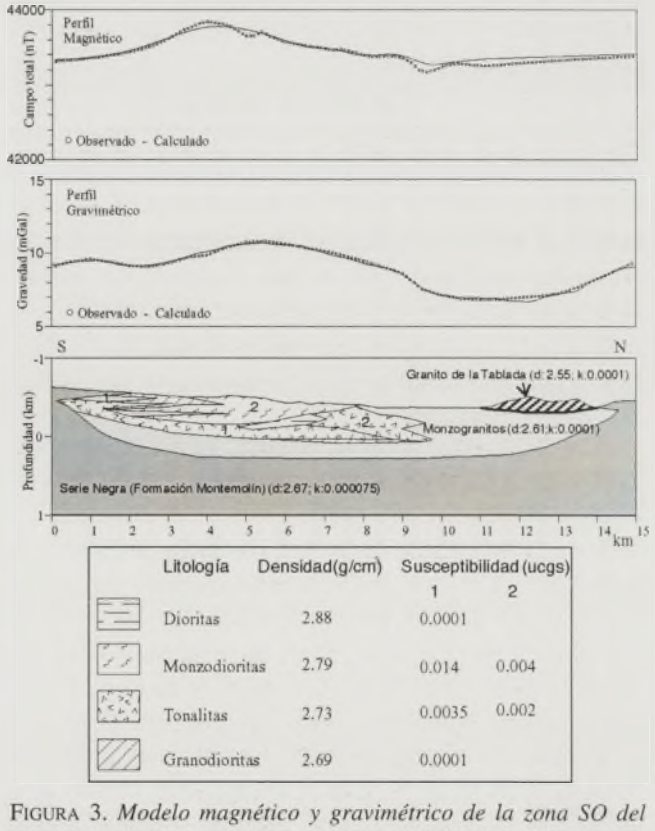


FIGURA 3. *Modelo magnético y gravimétrico de la zona SO del Complejo de Valencia del Ventoso. Perfil N-S (X=192000; Y=4229000-4244000).*

TABLA 2. *Datos radiométricos en tierra de los Complejos de Burguillos, Valencia del Ventoso y Brovales. Medias de %K, ppmU, ppmTh y radiación total.*

	N	%K	ppmU	ppmTh	Total
Bu: gabros Ojo de Culebra	10	1,02	0,49	2,42	7,56
Bu: otros gabros	14	1,08	0,41	2,45	7,77
Br: gabros	3	0,70	5,03	7,13	12,90
Bu: dioritas (total)	26	1,61	0,96	3,44	11,14
VV: dioritas centrales	5	1,41	1,64	7,91	13,33
VV: monzodioritas centrales	5	2,32	3,03	10,35	20,31
Bu: tonalitas	6	2,12	2,56	8,94	18,14
VV: tonalitas	8	2,47	3,51	12,34	22,00
Br: tonalitas	11	2,50	4,00	13,88	23,92
Bu: granodioritas	6	2,97	3,74	12,11	25,13
VV: granodioritas	9	3,32	5,33	17,66	30,96
Br: granodioritas	11	3,12	5,76	19,70	32,17
Bu: granitos	13	4,14	3,55	12,47	29,70
VV: monzogranitos	6	4,02	7,13	25,86	43,18
Br: granitos	8	3,55	4,14	20,78	31,81

Desde el punto de vista de cartografía del subsuelo, la interpretación de perfiles de campo potencial pone de manifiesto (Fig. 3), igual que los datos radiométricos superficiales, la gran imbricación de litologías existente en Valencia del Ventoso, informando además de la arquitectura global del plutón. Así, en su mitad SO, el complejo aparece como un lacolito de espesor hectométrico (400-600 m de profundidad), granítico en la banda NO de esta mitad, y con un núcleo más básico (diorítico-monzodiorítico) en su banda SE, que se va gradando hacia rocas más ácidas en la periferia. En esta banda SE el complejo es prolongable (unos dos kilómetros) bajo la cobertera metamórfica (Serie Negra). En la mitad NO del complejo, la intrusión se encuentra más enraizada (hasta 1,5 km de profundidad aproximadamente), y el predominio de los materiales básicos es mucho mayor. La modelización gravimétrica, a pesar de su ambigüedad intrínseca, y con el control de densidades obtenido en el muestreo de petrofísica, es fundamental para comprender la arquitectura general del complejo de Valencia del Ventoso, como también ocurre en Brovales y Burguillos del Cerro.

CONCLUSIONES

La interpretación simultánea de la cartografía geofísica de suelo y subsuelo (Figs. 2 y 3) del complejo de Valencia del Ventoso constituye un magnífico ejemplo de las posibilidades que ofrecen las técnicas de radiometría y magnetismo aeroportados para el estudio y la cartografía de unidades geológicas complejas. La potencialidad de estas técnicas se ve considerablemente optimizada por el apoyo de medidas petrofísicas realizadas sobre el terreno y en muestras de campo en laboratorio.

REFERENCIAS

Garrote Ruiz, A., Arriola Garrido, A., Eguíluz Alarcón, L., Sánchez Carretero, R. y Portero, J. M. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 876 (Fuente de Cantos)*. Mapa geológico nacional 1: 50.000 (serie MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

Oleaga, A., Sarrionaindía, F., Eguíluz, L., Martínez-Torres, L. y Carracedo, M. (1999): Aplicación de imágenes satelitarias a la caracterización del macizo de Valencia del Ventosos. *Geogaceta*, 26: 63-66.

Pons, J. (1982): *Un modele d´evolution des Complexes plutoniques: gabbros et granitoides de la Sierra Morena Occidentale*. Tesis doctoral. Univ. Paul-Savatier Toulouse, 451 p.

Quesada, C., Bellido, F., Gabaldón, V., García-Lobón, J.L., Rey-Moral, C. y Sánchez García, T. (2002): *Definición de guías geológicas y geofísicas para la exploración de materias primas minerales en la zona Ossa-Morena en Extremadura*. IGME. CD-Rom.

Cálculo del espesor elástico efectivo de la litosfera de la Península Ibérica mediante análisis espectral con el método del *multitaper*

D. Gómez-Ortiz[1,2], R. Tejero[2], J. Ruiz[2], R. Babín-Vich[2] y J.M. González-Casado[3]

1 ESCET-Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. d.gomez@escet.urjc.es
2 Depto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, C/ Jose Antonio Novais s/n, 28040 Madrid.
3 Depto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, F. de Ciencias, C-VI U. Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.

ABSTRACT

Effective elastic thickness of the Iberian Peninsula lithosphere was estimated from a coherence analysis of topography and gravity spectra. A multitaper technique was used to estimate spectra. Coherence estimates provide an average Te value of 17±3.5 km. Published flexural modelling Te estimates support coherence results. Furthermore, we calculated Te from previous rheological profiles of Duero and Tajo basins as well as for the Central System. We obtain Te values ranging from 16-18 km (basins) to 12 km (Central System) consistent with coherence results. Tectonic evolution of the area involved an Early Mesozoic rifting (Late Permian-Early Cretaceous) and a subsequent tectonic inversion period. Present morphotectonic units result from Alpine deformation events (mainly Neogene). No widespread volcanism activity or/and high heat flow values has been reported during intraplate domain deformation. Iberian lithosphere response to loading could be mainly controlled by its inherited mechanical structure, rather than its thermal state.

Key words: *Iberian Peninsula, effective elastic thickness, Bouguer coherence, lithospheric rheology.*

INTRODUCCIÓN

El desarrollo del modelo flexural ha dado lugar a nuevas líneas de investigación diseñadas para explorar los mecanismos de compensación isostática y la respuesta de la resistencia de la litosfera a los procesos de carga y erosión. El modelo flexural isostático es un modelo de compensación regional, y supone que la litosfera responde a cargas geológicas de gran longitud de onda como una placa elástica que yace sobre un sustrato fluido débil. Las cargas son soportadas parcialmente por la resistencia de la litosfera, la cual se caracteriza por su rigidez flexural o por el espesor elástico efectivo (T_e). Uno de los métodos más ampliamente utilizados es el de la coherencia (Forsyth, 1985), que consiste en determinar la relación entre los espectros bidimensionales de la topografía y de la anomalía de Bouguer. Las anomalías gravimétricas son un parámetro sensible tanto al tamaño de la carga como a la respuesta flexural de la litosfera. Así, la respuesta gravimétrica debida al efecto combinado de la topografía superficial y de la topografía del Moho puede compararse con la anomalía observada y, mediante un proceso de prueba y error, obtener un modelo que minimice el error entre ambas.

En este estudio se ha utilizado el método espectral del *multitaper* para calcular la coherencia de Bouguer del interior de la Península Ibérica, un dominio intraplaca deformado como consecuencia de la orogenia Alpina.

MARCO GEOLÓGICO

La configuración actual de la zona central de la Península Ibérica es el resultado de una serie de eventos tectónicos ocurridos como consecuencia tanto de regímenes compresivos como extensionales. Durante el Mesozoico, la corteza Varisca experimentó varios episodios extensionales que dieron lugar a una gran cuenca sedimentaria, la cuenca Ibérica, situada en la zona oriental de la Península Ibérica. La convergencia de las placas Euroasiática y Africana desde el Cretácico Superior dio lugar a la formación de dos cadenas montañosas en los bordes norte y sur de la placa Ibérica, así como a la inversión de la cuenca Ibérica. Estas cadenas montañosas son los Pirineos junto a su prolongación hacia el oeste, la Cordillera Ibérica, en el norte, y la Cordillera Bética en el sur. Asociadas a estas cadenas montañosas se desarrollaron dos cuencas de antepaís (Ebro y Guadalquivir), asociadas a los Pirineos y las Béticas respectivamente. En el interior de la Placa Ibérica, los esfuerzos compresivos transmitidos desde sus bordes dieron lugar a dos cadenas montañosas: el Sistema Central, con una dirección E-O y NE-SO, y la Cordillera Ibérica, con orientación NO-SE. El Sistema Central se trata de un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas de alto ángulo (p.e. De Vicente *et al.*, 1992). Las máximas alturas alcanzan los 2600 m, con un valor medio de 1150 m. Las fallas inversas de los bordes superponen las rocas del basamento a materiales terciarios

pertenecientes a las cuencas del Duero y del Tajo. En ellas, los sedimentos continentales alcanzan un espesor que llega a superar los 3000 m, localizándose sus depocentros según surcos paralelos a los márgenes de las cadenas montañosas y zonas aledañas (p.e. Querol, 1989, entre otros). Hacia el oeste y sur de las cuencas del Duero y el Tajo se encuentra el Macizo Ibérico, un extenso afloramiento de rocas del basamento Varisco que constituye la parte occidental de la Península Ibérica.

De acuerdo a la información sísmica disponible, el espesor de la corteza en la zona central de la Península Ibérica presenta un valor medio de 31 km (ILIHA DSS Group, 1993). En el Sistema Central, la corteza se encuentra engrosada y el Moho desciende hasta los 34 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Algunos autores indican también la existencia de un engrosamiento cortical bajo la Cordillera Ibérica, para la cual algunos modelos gravimétricos sugieren un espesor de 40 km.

DATOS GRAVIMÉTRICOS Y TOPOGRÁFICOS

Dos son las fuentes de datos gravimétricos usadas en este estudio. La primera de ellas corresponde a 2892 estaciones gravimétricas propias que cubren un área de 23657 km^2 en el centro peninsular. La segunda corresponde a los datos del mapa de anomalía de Bouguer de la Península Ibérica obtenidos por el Instituto Geográfico Nacional con los que se ha aumentado el área de estudio a un tamaño total de 600 km tanto en dirección N-S como E-O. Los datos gravimétricos correspondientes a las pequeñas zonas marinas del área suroriental de la zona de estudio proceden de altimetría de satélite. Todas las medidas gravimétricas han sido corregidas del efecto de las mareas lunisolares, así como las reducciones de aire libre y de Bouguer. La corrección topográfica se ha realizado hasta los 166,7 km. Una comparación de 469 estaciones duplicadas para los dos conjuntos de datos ha arrojado un error medio cuadrático entre ambos de ± 0,88 mGal, lo que constituye un error muy aceptable para un estudio regional, indicando que ambos conjuntos de datos pueden usarse conjuntamente. El valor de densidad de reducción utilizado ha sido de 2670 kg m^{-3} (Fig. 1a).

Los datos topográficos (Fig. 1b) se han obtenido del modelo digital de elevaciones. Los datos batimétricos se han obtenido del conjunto de datos de elevaciones ETOPO5. Tanto los datos de anomalía de Bouguer como topográficos han sido interpolados a una malla regular de 10 km de espaciado usando el método del *kriging*.

La topografía de la Península Ibérica (Fig. 1b) muestra cadenas montañosas y valles fluviales con direcciones comprendidas entre E-O a NE-SO y NO-SE. El mapa de anomalía de Bouguer muestra un mínimo gravimétrico en el interior de la Península Ibérica, dentro del cual existe una serie de máximos y mínimos gravimétricos relativos con orientaciones NE-SO y NO-SE (Fig. 1a). A partir de una comparación preliminar de los mapas gravimétrico y topográfico pueden establecerse algunas relaciones espaciales entre ambos. Así, los mínimos gravimétricos corresponden en general con las máximas alturas asociadas al Sistema Central y la Cordillera Ibérica.

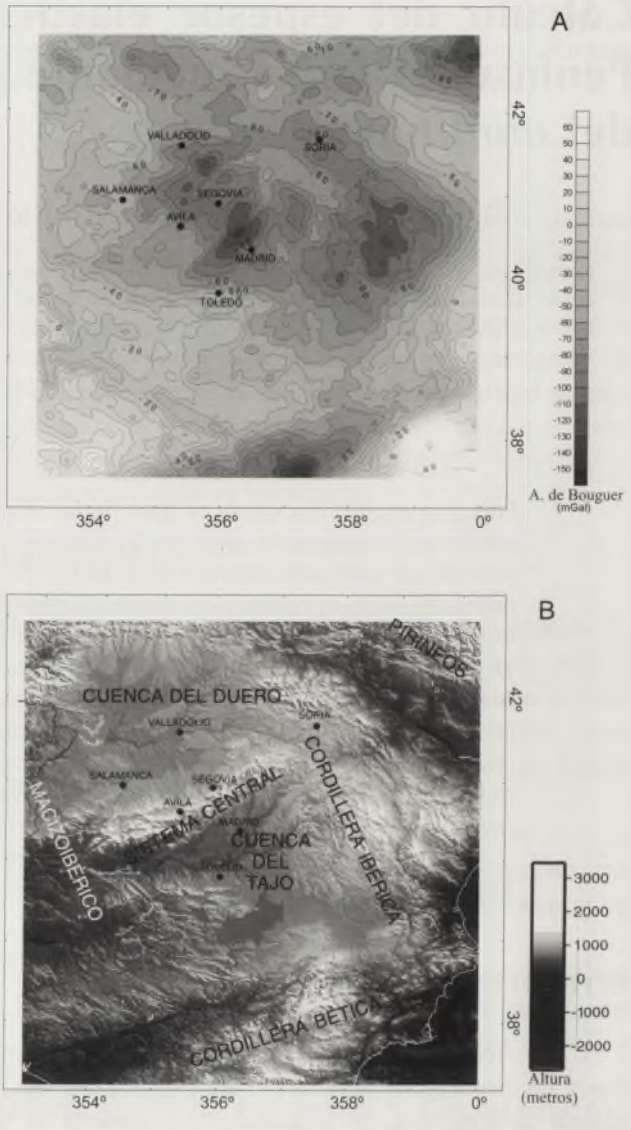


FIGURA 1. *Conjuntos de datos usados para calcular el Espesor Elástico Efectivo: a) Mapa de anomalía de Bouguer del área de estudio. Intervalo de isoanómalas: 10 mGal.; b) Modelo digital de elevaciones de la zona de estudio obtenido a partir de los datos topográficos del GTOPO30.*

ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO DE LA LITOSFERA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Se ha determinado el espesor elástico efectivo de la litosfera de la Península Ibérica mediante el análisis de la coherencia entre los espectros de la topografía y la anomalía de Bouguer. El análisis espectral se ha llevado a cabo mediante el método del *multitaper*. Una información detallada acerca de la aplicación de este método a los estudios isostáticos puede encontrarse en Simons *et al.* (2000).

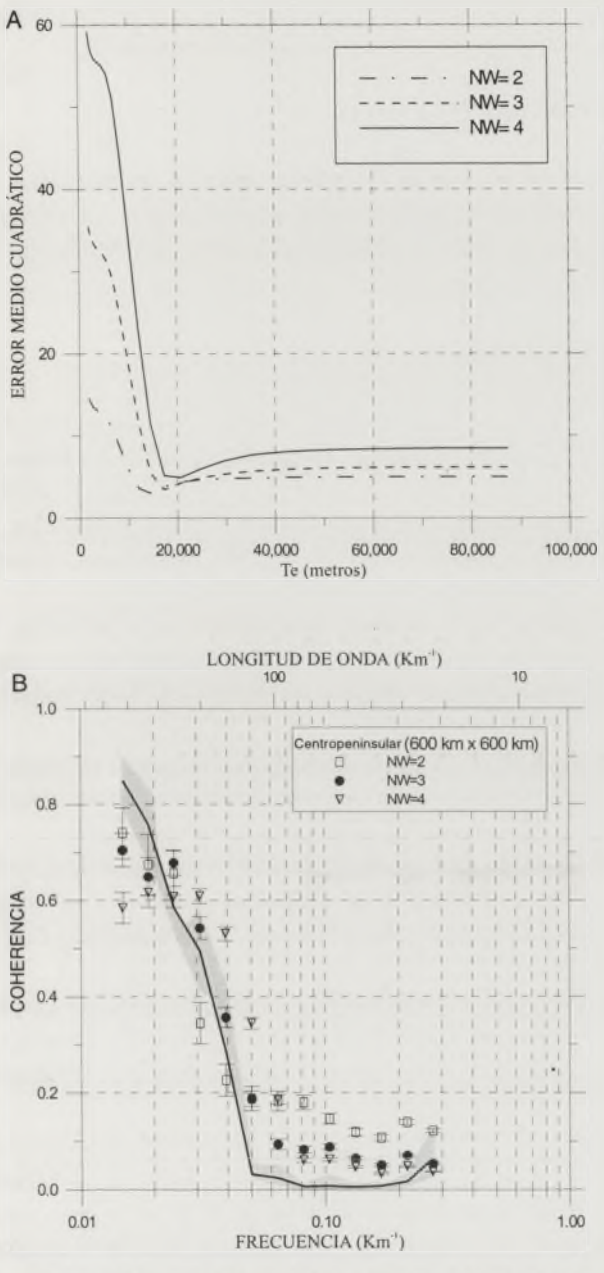


FIGURA 2. *a) Error medio cuadrático entre la coherencia observada y la teórica para tres valores de NW. b) Coherencia observada (cuadrados para NW=2, círculos negros para NW=3 y triángulos para NW=4) frente a la teórica. Las curvas de coherencia teórica para T_e=14 y 21 km representan los límites de la zona gris; la línea negra continua representa la coherencia teórica para T_e=17 km.*

La figura 2 muestra los gráficos de coherencia y el error medio cuadrático obtenidos para la zona de estudio. Los parámetros utilizados para el cálculo de la coherencia están resumidos en la tabla 1. En todos los análisis, el parámetro *f* (relación entre la carga superficial y la carga interna) se ha mantenido constante e igual a 1 para las longitudes de onda muy grandes, ya que la coherencia no es un parámetro muy sensible a los cambios en *f* (Forsyth, 1985). La coherencia se ha estimado para diferentes valores del parámetro *NW* (2, 3 y 4) el cual controla la resolución del análisis, siendo la resolución mayor cuanto menor es el valor del parámetro (Simons *et al.*, 2000). Como se muestra en la figura 2, valores de *NW* cada vez más elevados proporcionan valores de coherencia más bajos tanto para las longitudes de onda mayores como para las más cortas. El error medio cuadrático entre la coherencia observada y la calculada para los diferentes valores de *NW* se ha utilizado para determinar la fiabilidad de la estimación de la coherencia. Así, el error medio cuadrático revela un mínimo bien definido para un valor de T_e de 14 km (Fig. 2a) para *NW*=2, 17 km para *NW*=3 y 21 km para *NW*=4. A partir de estos valores, el error medio cuadrático se incrementa de nuevo estabilizándose a para valores de T_e mayores de ~40 km. La figura 2b muestra la coherencia observada frente la teórica para un T_e de 14, 17 y 21 km. Como cabría esperar a partir del fundamento del método, no existe una relación coherente entre la topografía y la anomalía de Bouguer para longitudes de onda pequeñas. La curva de coherencia predicha correspondiente a un T_e=17±3,5 km es la que muestra un mejor ajuste a la coherencia observada en la longitud de onda de la transición desde los valores de coherencia altos a los bajos. Puesto que dicha longitud de onda de la transición desde valores de coherencia altos a bajos es un indicador de la longitud de onda flexural característica de la parte elástica de la litosfera, podemos afirmar que un valor medio de T_e de 17±3,5 km caracteriza a la litosfera Ibérica. Además, tanto las estimaciones más altas como las más bajas de T_e se encuentran dentro del margen de error para el valor de T_e=17 km. En todos los casos, a grandes longitudes de onda la coherencia observada es algo inferior a la predicha. Este efecto ha sido ya descrito previamente (p.e. Simons *et al.*, 2000), y puede atribuirse a diferentes factores, tales como las diferencias entre las condiciones del modelo cortical de partida y el real, o a la dificultad en la determinación de la relación entre las cargas superficiales y las internas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Nuestras estimaciones del valor de T_e a partir del análisis de la coherencia arrojan un valor medio de 17±3,5 km para el interior de la Península Ibérica. Algunos autores han sugerido que el método de la coherencia usando la técnica del multitaper puede dar lugar a que el valor del espesor elástico de la placa sea subestimado. Por el momento y para la zona estudiada, se han llevado a cabo determinaciones previas del valor de T_e mediante la modelización flexural. Así, distintos autores han obtenido valores de T_e entre 10-35 km para la cuenca del Ebro, 7 km para la cuenca del Tajo, 10 km para las Cordilleras Béticas y entre 7-13 km para la cuenca del Guadalquivir. Perfiles reológicos obtenidos para las cuencas del Ebro, Duero y Tajo, así como para el Sistema Central, muestran una corteza inferior con un comportamiento predominantemente débil y un manto superior litosférico resistente (p.e. Tejero y Ruiz, 2002, entre otros). Con el fin de comparar nuestras estimaciones del valor de T_e con las obte-

Tabla 1. *Parámetros usados para el cálculo de la coherencia teórica.*

Parámetro	Valor
Relación de Poisson, •	0,25
Módulo de Young, E	10^{11} N m^{-2}
Densidad de la carga topográfica	2670 kg m^{-3}
Contraste de densidad corteza-manto litosférico	440 kg m^{-3}
Espesor cortical medio	31 km

nidas a partir de los perfiles reológicos, hemos calculado el valor de T_e para los perfiles reológicos obtenidos por Tejero y Ruiz (2002) para las cuencas del Duero y Tajo, así como para el Sistema Central, siguiendo una metodología estándar. De esta manera, los valores de T_e obtenidos son de 16-18 km para las cuencas y de 12 km para el Sistema Central. El valor más bajo de T_e obtenido para el Sistema Central puede ser debido al carácter débil del manto superior en esta zona, de tal manera que no tendría una contribución significativa de cara a la resistencia total de la litosfera.

De manera general, los valores bajos de T_e están relacionados con altos valores de flujo térmico y suelen caracterizar provincias termotectónicas jóvenes. En la zona estudiada, el flujo térmico actual en superficie varía entre 50 y 70 mW m^{-2} (Fernández *et al.*, 1998). La actividad termal más joven corresponde a un enfriamiento hidrotermal que tuvo lugar hace aproximadamente 20 ± 10 Ma en la parte más oriental del Sistema Central (Tornos *et al.*, 2000). Únicamente en la parte centro-meridional del área de estudio existe actividad volcánica. Dicha actividad comienza en el Mioceno Superior y el último evento volcánico tiene lugar hace aproximadamente 1,75 Ma (p.e. López-Ruiz *et al.*, 2002). Dentro de la Placa Ibérica, la colisión entre las placas Euroasiática y Africana dio lugar a la formación de cadenas montañosas y cuencas asociadas. Previamente tuvo lugar en la Península Ibérica una etapa de rifting durante el comienzo del Alpino (finales del Pérmico-comienzos del Cretácico). Así, la litosfera Varisca ibérica experimentó un adelgazamiento litosférico y una deformación extensional durante la cual se reactivaron estructuras previas y la litosfera desarrolló una nueva estructura mecánica. Por ello, durante las etapas compresivas alpinas, la respuesta de la litosfera ibérica a la carga podría haber sido controlada principalmente por su estructura mecánica previa más que por su estado termal.

Los valores de T_e para la litosfera Ibérica obtenidos en este estudio oscilan entre 14 y 21 km, con un valor medio de 17±3,5 km. Dichos valores muestran un buen grado de coincidencia tanto con los resultados procedentes de la modelización flexural como de los perfiles reológicos obtenidos para diferentes unidades tectónicas. Futuras investigaciones centradas en unidades tectónicas individuales pueden proporcionar un conjunto de datos más amplio para el análisis de las propiedades mecánicas de la litosfera Ibérica y permitirán también acotar las estimaciones del T_e.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos de investigación PR1/03-11670 de la Universidad Complutense, PB 98-0846 y BTE2003-03902 del Ministerio de Ciencia Tecnología.

REFERENCIAS

De Vicente, G, González-Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Rivas, A., Hernández-Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez-Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. En: *III Congreso Geológico de España*, Salamanca, España, 284-289.

Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998): Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 219: 29-53.

Forsyth, D.W. (1985): Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 90: 12623-12632.

ILIHA DSS Group (1993): A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics, 221(1)*: 35-51.

López-Ruiz, J., Cebriá, J.M. y Doblas, M. (2002): Cenozoic volcanism I: the Iberian Peninsula, En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society, Londres, 417-438.

Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo.* E.T.S.I. Minas de Madrid (Dpto. de Ingeniería Geológica), Madrid, España, 48 p.

Simons, F.J., Zuber, M.T. y Korenaga, J. (2000): Isostatic response of the Australian lithosphere: Estimation of effective elastic thickness and anisotropy using multitaper spectral analysis. *Journal of Geophysical Research*, 105: 19163-19184.

Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51: 226-234.

Tejero, R.M. y Ruiz, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350: 49-62.

Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C. y Galindo, C. (2000): 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35(6): 551-569.

Caracterización multifractal temporal de la sismicidad de la Cordillera Bética

J. Henares Romero[1], C. López Casado[1], F. Martínez López[2], J.A. Peláez Montilla[3] y J. Delgado[4]

1 Dpto. de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071-Granada. neehman@hotmail.com, clcasado@ugr.es
2 Dpto. de Física Aplicada, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071-Granada. franmar@ugr.es
3 Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Jaén, C/ Virgen de la Cabeza 2, 23071-Jaén. japelaez@ujaen.es
4 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. de Correos 99, 03080 Alicante. jose.delgado@ua.es

ABSTRACT

From the point of view of seismotectonics, the Betic Cordillera is one of the most active areas of the Iberian Peninsula with historical damaging earthquakes in 1829 and 1884 in Torrevieja (Alicante) and Arenas del Rey (Granada), respectively. In this work, a multifractal analysis of the Betic Cordillera seismicity is presented. For this purpose, we have considered the temporal variation of seismicity taking into account running temporal windows. In each of them, the fractal spectral and b-values have been evaluated. The results show that the evolution of the seismicity set presents monofractal or multifractal characteristics. From the temporal evolution of fractal dimensions and b values we found a good correlation between D2 and b Gutenber-Richter parameter. This correlation between the fractal dimension D2 and the b parameter shows similar results to those obtained in other regions by several authors. Positive and negative correlations where found. In view of the quality of the obtained data fitting, it is interesting, in seismicity multifractal studies, to use enough number of data, although this implies to include earthquake of small magnitude. To avoid uncomplete data sets we must be use up-to-data catalogues. In spite of the short period used, the obtained results show interesting seismotectonic characteristics of the study area.

Key words: *seismotectonics, Betic Cordillera, b parameter, multifractal analysis, fractal spectral.*

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética presenta una importante actividad sísmica. En esta zona han ocurrido algunos de los terremotos más catastróficos de la Península Ibérica (1829 en Torrevieja y 1884 en Arenas del Rey ambos con I = IX). Esto ha llevado a la realización de numerosos estudios de sismotectónica. En este trabajo vamos a realizar un nuevo análisis, partiendo de la teoría multifractal. Con el cálculo multifractal, aplicado a la localización de terremotos se puede caracterizar mejor la sismotectónica de una región. Así, con el espectro fractal, se pueden distinguirse diferencias entre conjuntos de terremotos (datos con carácter multifractal o monofractal) y darles un significado directamente sismotectónico que con datos solo sismotectónicos no era posible.

En el estudio de la relación entre el parámetro *b* y la dimensión D_2 se han obtenido tanto ajustes negativos (Turquía: Öncel *et al.*, 1996; California: Henderson *et al.*, 1992; Japón: Hirata, 1989) como positivos (Brasil: Henderson *et al.*, 1994; Grecia: Xu y Burton, 1999). Según esto, hay cambios en las propiedades fractales dependiendo del rango de magnitudes utilizado. Cuando se trabaja con magnitudes grandes los ajustes son negativos, y cuando son magnitudes pequeñas los ajustes son positivos.

DATOS

Se ha utilizado el catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional actualizado hasta septiembre de 2002, para terremotos superficiales ($h \leq 30$ km) de la Cordillera Bética.

Para el cálculo de *b* se utiliza un catálogo completo sin replicas (se considera que los terremotos con $m_b = 3{,}0$ están relacionados con los que ocurren en un intervalo de 3 días y a menos de 3 km de distancia, y los terremotos con $m_b = 6.0$ con los ocurridos en un intervalo de 125 días y a menos de 100 km). El catálogo utilizado es completo a partir de 1960 para $m_b \geq 3.5$, y a partir de 1980 para $m_b \geq 3.0$ (Tabla 1). Como la región de estudio es extensa en comparación con las profundidades tomadas, se trabajará con epicentros.

Tabla 1. *Conjuntos de datos utilizados.*

m_b	[3,0; 3,5)	[3,5; 4,0)	[4,0; 4,5)	[4,5; 5,0)	[5,0; 5,5)
1960; $m_b \geq 3{,}5$		192	70	10	5
1980; $m_b \geq 3{,}0$	479	113	28	3	4

METODOLOGÍA

En este estudio hemos elegido el parámetro *b* y la dimensión de correlación D_2 obtenida del espectro fractal. Para ello hemos analizamos las variaciones temporales conjuntas de todas las dimensiones y del parámetro b. Como muestra la figura 2 la mejor correlación se obtiene entre D_2 y el parámetro *b*. En el estudio temporal se toman ventanas de 100 terremotos, con paso de 10, para el primer conjunto, y de 300 con paso de 20 para el segundo. El parámetro *b* de la ley de Gutenberg-Richter ha sido evaluado mediante el método de mínimos cuadrados y el método de Utsu, tomando clases de 0,1; 0,3 y 0,5. Con estos datos se ha obtenido un valor medio del parámetro *b*. Generalizando la expresión utilizada en el cálculo de la dimensión de *box-counting* ($N = C/r^D$), se puede obtener el espectro fractal. Sin embargo, para facilitar el cálculo de este espectro, se utiliza una generalización de la integral de correlación (Kantz y Schreiber, 1997)

$$C_q(r)=\left[\sum_j n_j^{q-1}(r)\right]^{1/(q-1)} \qquad n_j(r)=\sum_k \frac{\theta\left(r-\left|x_j-x_k\right|\right)}{N-1} \qquad C_q \approx r^{D_q} \quad (1)$$

siendo θ la función escalón y N el número de datos utilizados. La variable x es aquella para la cual estamos calculando el espectro fractal, en nuestro caso, la distancia entre epicentros. Los valores C_q y r cumplen una ley de potencias, con lo cual, mediante un ajuste lineal en un gráfico *log-log*, podemos calcular de forma simple la dimensión fractal D_q.

Para $q = 0$ obtenemos la dimensión de *box-counting* o de capacidad, ésta representa como se cubre el plano, es decir, mide la irregularidad de la geometría de los epicentros. Para q = 1 se tiene la dimensión de información que representa una medida del desorden o entropía de la distribución espacial de los terremotos. Por último para $q = 2$ se obtiene la dimensión de correlación y se define como una medida del grado de agrupamiento de los terremotos. Si no hay variación de D_q con q se dice que el conjunto es homogéneo fractalmente hablando. Por el contrario, si hay variación entre los valores de D_q, de manera que $D_0 > D_1 > D_2$..., el conjunto será multifractal (Fig. 1).

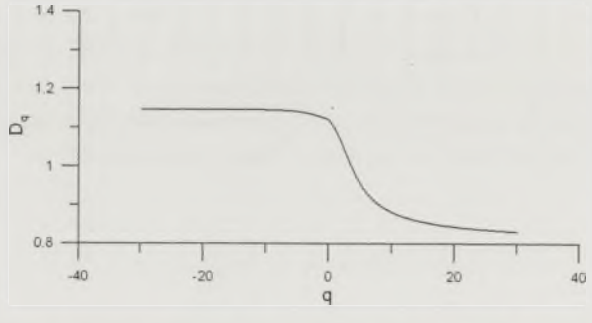


FIGURA 1: *Espectro fractal. Si el conjunto de estudio es multifractal se cumple que* $D_{q'} > D_q$ *si* $q' < q$.

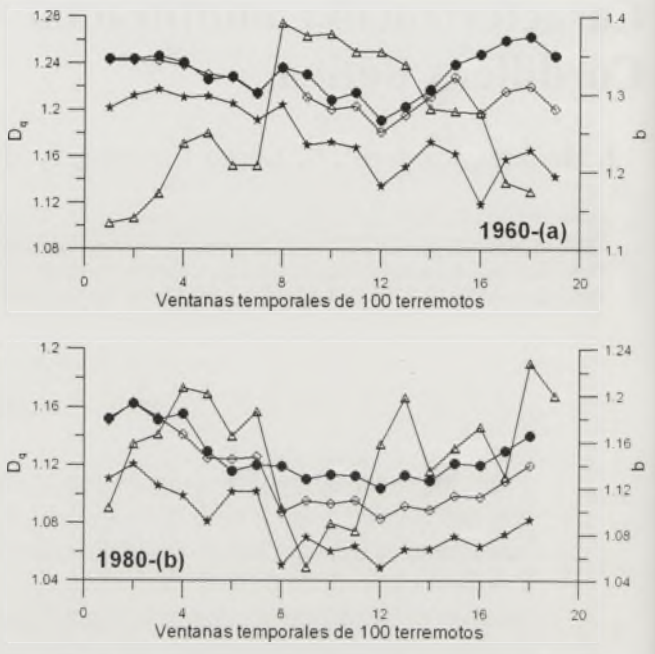


FIGURA 2. *Evolución temporal de las dimensiones* D_0 *(puntos negros),* D_1 *(diamantes),* D_2 *(estrellas grises) y parámetro b (círculos grises), a) para terremotos desde 1960 con* $m_b \geq 3.5$, *y b) para terremotos desde 1980 con* $m_b \geq 3.0$.

RESULTADOS

Para los dos conjuntos se han tomado un total de 19 ventanas. Para cada una de ellas se ha obtenido el espectro fractal y el valor del parámetro *b*. En la figura 2 observamos la variación temporal de las dimensiones D_0, D_1 y D_2 y del parámetro *b* para los dos conjuntos de datos. A partir de estos gráficos se ha elegido para este estudio la correlación entre D_2 y del parámetro *b*

En la figura 3 podemos ver los ajustes obtenidos para los gráficos D_2-*b* para los dos catálogos. En el primer caso (1960), al considerar todos los puntos el ajuste no es del todo bueno. Sin embargo en los otros dos casos los ajustes son algo mejores y positivos ($r = 0{,}23$; 0,19). Estos resultados son similares a otros obtenidos en Brasil (Henderson *et al.*, 1994) y Grecia (Xu y Burton, 1999). Por el contrario, para el segundo grupo (desde 1980), los tres ajustes son negativos, al igual que en Turquía (Öncel *et al.*, 1996), California (Herderson *et al.*, 1992) y Japón (Hirata, 1989).

CONCLUSIONES

El carácter multifractal no aparece en todos los conjuntos de datos. En los casos de carácter monofractal, en principio, no es posible discernir si éste es intrínseco a esos conjuntos o es debido a la mala calidad de los datos. Sólo al considerar terremotos recientes se aprecia el carácter multifractal: a partir de 1981 para el conjunto (1960, $m_b \geq 3{,}5$) y a partir de 1985 para el conjunto (1980, $m_b \geq 3{,}0$).

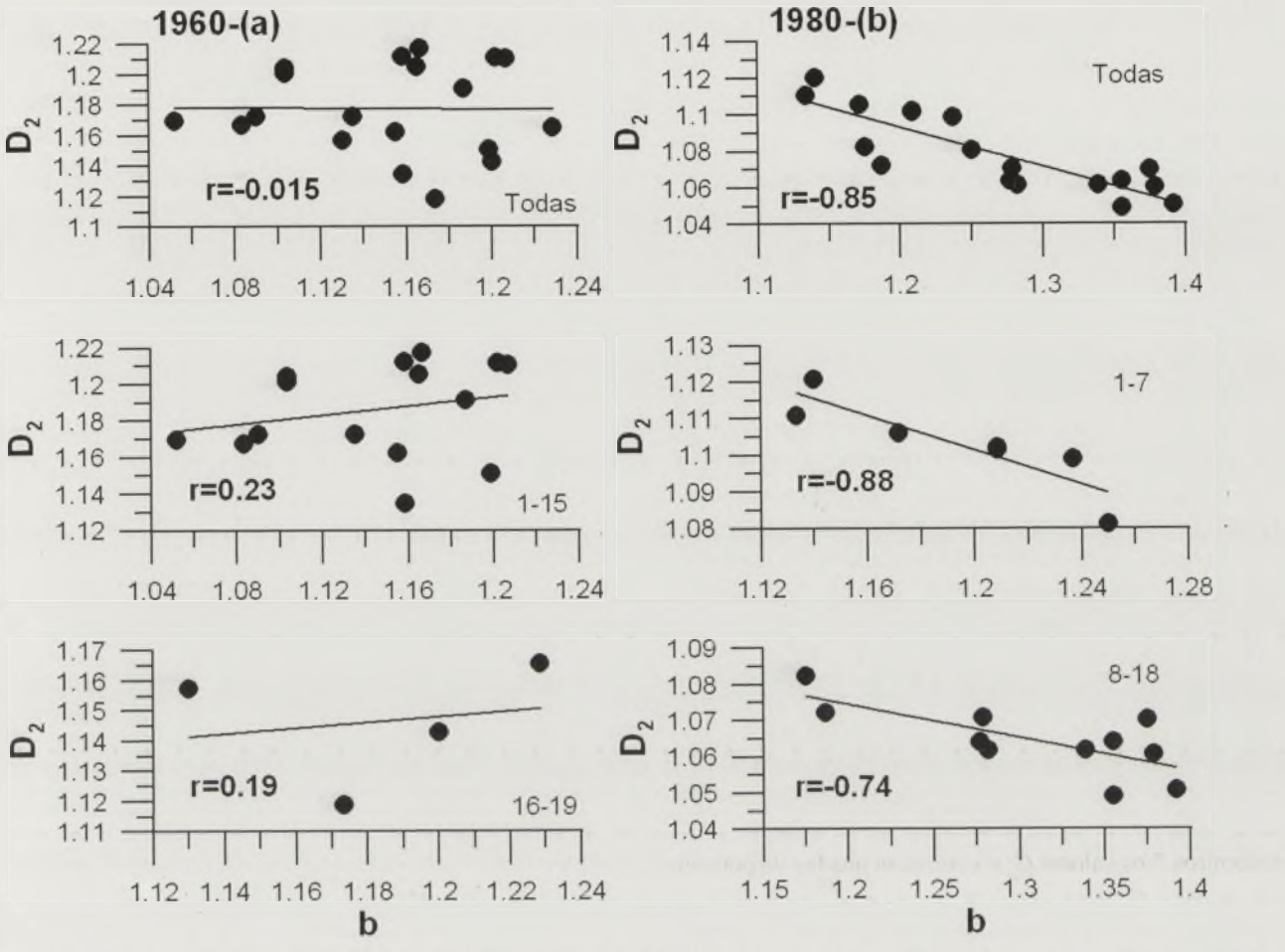


FIGURA 3: *Gráfico D_2-b y su ajuste (coeficiente), a) para terremotos desde 1960 con $m_b \geq 3,5$ considerando todas las ventanas temporales, las 15 primeras y las 4 restantes, b) para terremotos desde 1980 con $m_b \geq 3,0$ considerando todas las ventanas temporales, las 7 primeras y las 11 restantes.*

Era de esperar una pendiente negativa en la gráfica D_2-b, debido a que trabajamos con sismicidad moderada. Esto solamente se consigue para el segundo conjunto (1980; $m_b \geq 3,0$), donde las ventanas temporales tienen más terremotos (hasta 300). No ocurre así para el primer conjunto donde la pendiente de la recta de ajuste es positiva (Fig. 3a). Además, las gráficas de la figura 3b presentan mejores ajustes que las de la figura 3a, por lo tanto, es conveniente utilizar ventanas temporales mayores.

En las gráficas de la figura 3b vemos que cuando b disminuye D_2 aumenta. Así, un parámetro b pequeño implica un mayor porcentaje de terremotos grandes, por tanto, tendremos una mayor intensidad de esfuerzos en las fallas, es decir, producción de terremotos grandes, asociado a su vez a un aumento de los agrupamientos (clusters) de los epicentros, dado por el aumento de D_2. Esto ocurre tanto para datos monofractales, como para datos multifractales. Sería conveniente estudiar en un futuro lo que esto puede significar para uno y otro conjunto de datos y a que se debe esta evolución de conjunto monofractal a multifractal.

REFERENCIAS

Henderson, J.R., Main, I.G., Meredith, P.G. y Sammonds, P.R. (1992): The evolution of seismicity at Parkfield, California: Observation, experiment and a fracture mechanical interpretation. *Journal of Structural Geology,* 14: 905-914.

Henderson, J.R., Main, I.G., Takaya, M. y Pearce, P.R. (1994): Seismicity in north-eastern Brazil. Fractal clustering and the evolution of the b value. *Geophysical Journal International,* 116: 217-226.

Hirata, T. (1989): A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research,* 94: 7507-7514.

Kantz, H. y Schreiber, T. (1997): *Nonlinear time series analysis.* Cambridge University Press, Cambridge, 386 p.

Öncel, A.O., Main, I., Alptekin, Ö. y Cowie, P. (1996): Temporal Variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31° E and 41° E. *Pure and Applied Geophysics,* 147: 147-159.

Xu, Y. y Burton, P.W. (1999): Spatial fractal evolutions and hierarchies for microearthquakes in central Greece. *Pure and Applied Geophysics,* 154: 73-99.

Caracterización sísmica del entorno de Mina Ratones en el granito de Albalá

D. Martí[1], R. Carbonell[1], J. Escuder-Viruete[2] y A. Pérez-Estaún[1]

1 Dpto. de Geofísica y Tectónica, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera"-CSIC, c/Lluis Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. dmarti@ija.csic.es
2 Dpto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

ABSTRACT

A detailed characterization of the physical properties of a granitic pluton, as well as a three dimensional reconstruction of the fractures network and its surrounding are obtained by high resolution seismic tomography. The input travel times were picked from offset and azimuth variable seismic profile (OVSP) acquired in a 500 m deep vertical borehole. The three-component seismic data sets recorded allowed to test the methodology for P- and S-waves and to compare the velocity models derived from the first arrivals tomographic inversion of the two different kind of seismic waves. Furthermore, the combination of the two velocity models (P- and S-waves) provides a 3D Poisson's ratio diagram of the rock massif. This coefficient allows to differentiate volumes of fractured and altered granite from fresh rock. Poisson's ratios close to 0.3 mean fractured areas and correlate with fracture index (FI) and sonic logs, otherwise Poisson's ratio close to 0.25 is related to unaltered and unfractured rock.

Key words: *first arrivals, seismic tomography, Poisson's ratio, sonic log, velocity anomaly.*

INTRODUCCIÓN

La necesidad de conocimiento del subsuelo profundo y poco profundo ha permitido el desarrollo de numerosas técnicas geofísicas no destructivas que permiten su caracterización detallada. Entre ellas, cabe destacar la tomografía sísmica que se ha revelado como una de las metodologías más resolutiva para la determinación de la estructura interna de la Tierra. La tomografía sísmica pasiva (terremotos) proporciona, invirtiendo fases P y S, precisas relocalizaciones hipocentrales de terremotos, así como, detallados modelos de velocidades que caracterizan el subsuelo profundo (Benz *et al.*, 1996; Hawley *et al.*, 1981; Tryggvason *et al.*, 2002). Por su parte, el uso de la tomografía sísmica activa (fuentes artificiales) para estudios superficiales de alta resolución, se ha limitado al uso de la primeras llegadas de ondas P y, en general, para la caracterización de reservorios (Milligan y Rector, 2000), estructuras geológicas (paleocanales, fallas, etc.) (Morey y Schuster, 1999) o para la localización de cavidades. Sin embargo, el uso de ondas S se limita al estudio de anisotropía, aplicado a la caracterización de zonas de fractura asociadas a reservorios.

Este proyecto forma parte de un programa de restauración de antiguas minas de uranio llevado a cabo por ENRESA. En él se incluyen diferentes estudios geológicos y geofísicos para la caracterización de un plutón granítico (Escuder-Viruete *et al.*, 2003; Martí *et al.*, 2002b). La caracterización geofísica incluyó perfiles de sísmica vertical (VSP), y medidas de propiedades físicas como el índice de fracturación (IF), velocidades sísmicas y coeficientes de Poisson, realizadas en sondeo. Estos datos permitieron determinar la estructura 3D del macizo granítico, correlacionando las anomalías de velocidad con fallas cartografiadas en superficie (fallas 5-220 y N-20) y testificadas mediante geofísica de sondeos (fallas 5-140, 5-220, 5-320 y 5-460, nombrada según la profundidad a la que se encuentran). Así mismo, la adquisición de datos de tres componentes ha permitido validar el algoritmo de inversión tomográfica para ondas P y S, y obtener diagramas tridimensionales del coeficiente de Poisson para el macizo rocoso.

TOMOGRAFÍA SÍMICA DE ONDAS P Y S

El experimento de tomografía sísmica de alta resolución se desarrolló en un área limitada de dimensiones 450 x 300 x 570 m del plutón granítico de Albalá. La geometría de adquisición consistió en dos semicírculos de 75 y 150 m respectivamente, donde se situaron cada 45° los puntos de disparo (Fig. 1). La fuente utilizada fue un camión vibrador (Vibroseis) de 22 toneladas, que en cada punto de disparo generó dos *sweeps* con un contenido en frecuencias entre 15 y 150 Hz. En el centro de los semicírculos se situaba el sondeo vertical SR5 de 500 m de profundidad, dentro del cual se situó cada 10 m el geófono de tres componentes que registró la energía generada por el camión vibrador. Los datos resultantes consistieron en perfiles sísmicos verticales para diferentes acimuts y distancias epicentrales alrededor de SR5.

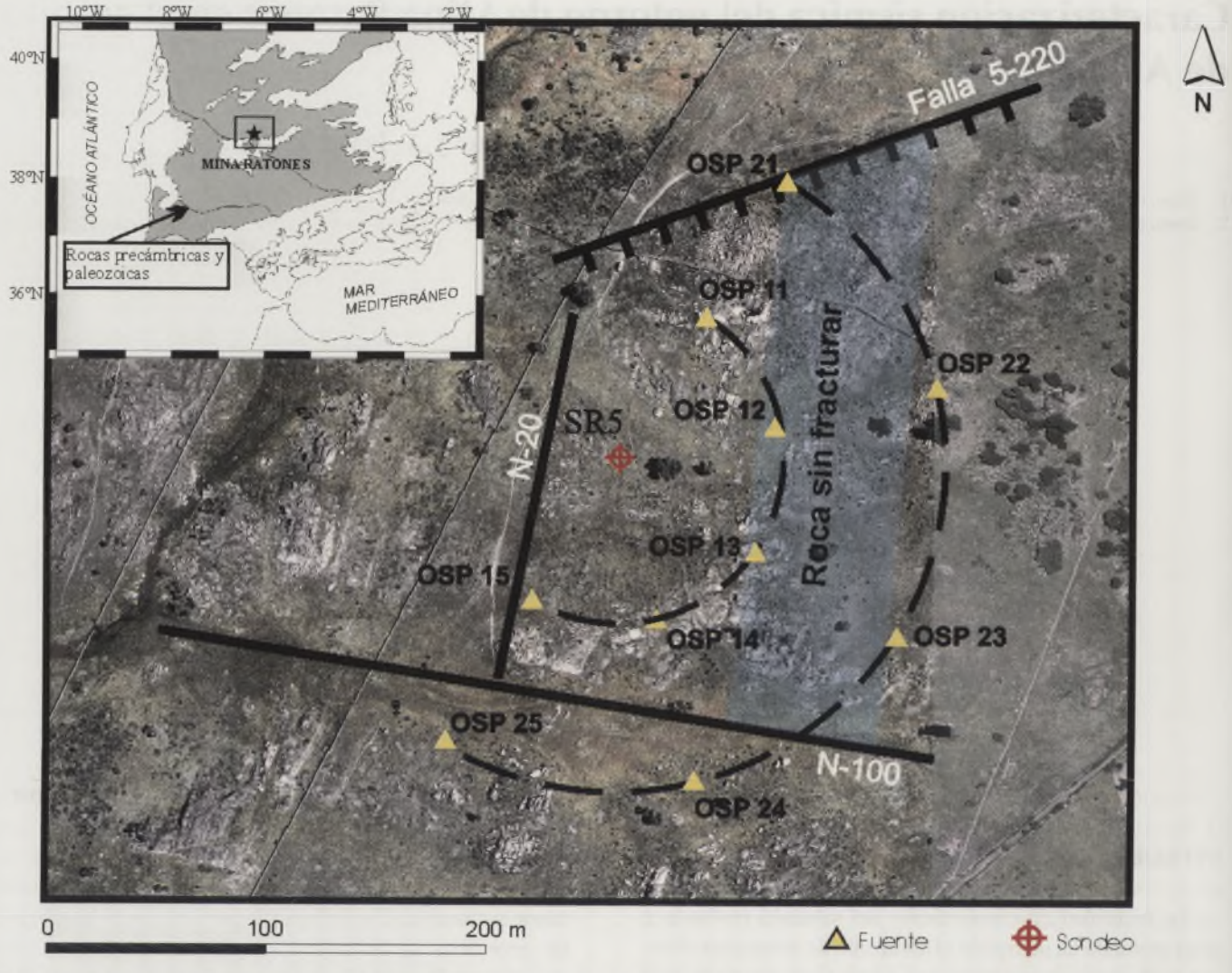


FIGURA 1. *Foto aérea de la zona de estudio (Mina Ratones) mostrando la geometría de adquisición de los perfiles de sísmica vertical con distancia acimutal y epicentral variable (OSP). Las principales fallas cartografiadas en la zona son la falla 5-220 (que intersecta el sondeo a 220 m según los resultados de la tomografía), la falla N-20 y N-100. También se puede distinguir una franja que corresponde a la intersección en superficie de un volumen de roca poco alterada que ha podido ser caracterizado mediante la tomografía sísmica.*

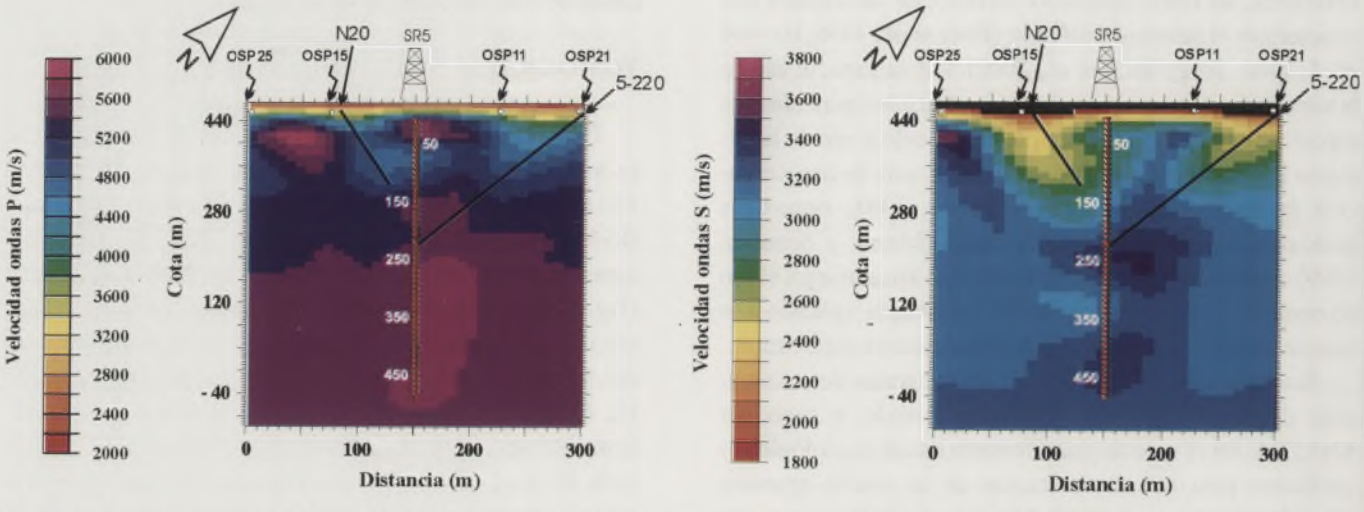


FIGURA 2. *a) Sección vertical del modelo tomográfico de velocidades de ondas P y S desde el punto OSP 21 a OSP25. Las fallas 5-220 y N20 se correlacionan con anomalías de baja velocidad. El volumen de roca sin fracturar se caracteriza por una anomalía de alta velocidad que se localiza desde la superficie hasta la intersección con el sondeo entre 220 y 460 m.*

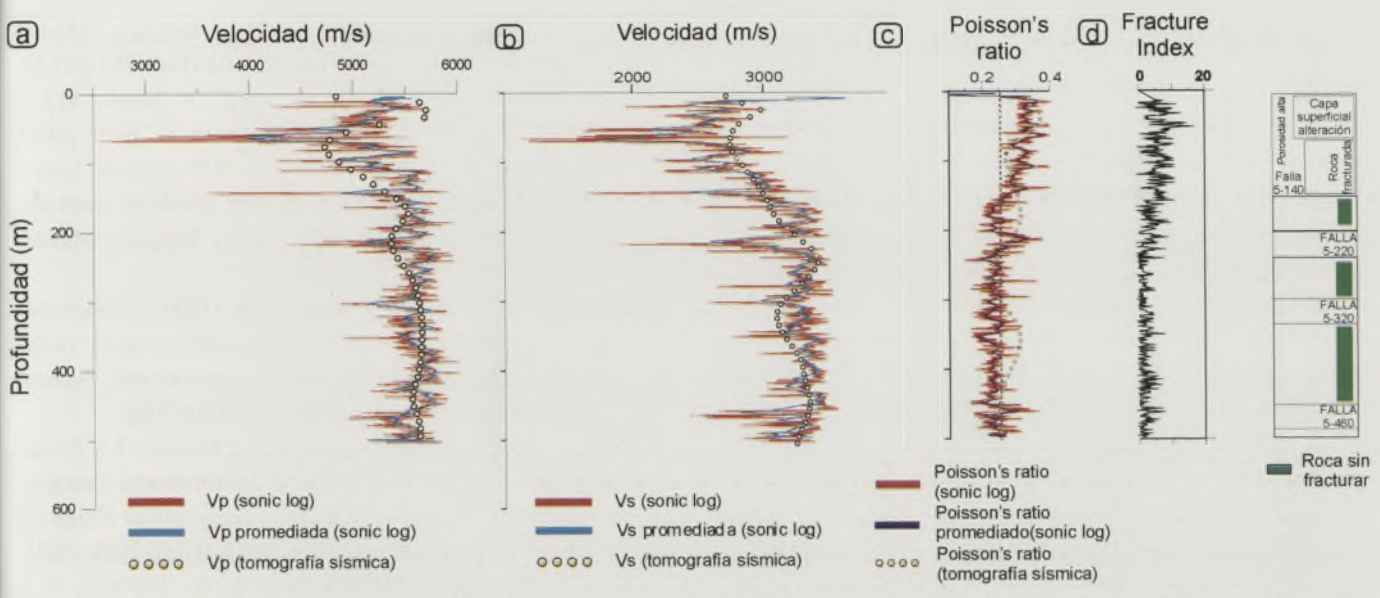


FIGURA 3. *a) Perfiles de velocidades de ondas P. La diagrafía adquirida en SR5 y su promedio se representan en rojo y azul respectivamente. En puntos amarillos, el perfil de velocidades obtenido a partir de la tomografía sísmica. b) Los mismos resultados para las velocidades de onda S. c) Comparación entre los coeficientes de Poisson obtenidos a partir de las diagrafías (línea continua) y de la tomografía (línea de puntos). d) Índice de fracturación medido en SR5 y su interpretación cualitativa.*

La tomografía sísmica permite obtener un modelo discreto de velocidades sísmicas de una determinada región, utilizando como parámetros de entrada las coordenadas de fuentes y receptores y las primeras llegadas de las correspondientes ondas sísmicas. El estudio de los diagramas de cobertura de rayos y los análisis de resolución (*checkerboard test*) permiten estimar la fiabilidad de los modelos finales, acotando aquellas parte del modelo que se encuentran mejor resueltas.

La adquisición de las diagrafías sónicas y de los índices de fracturación en el SR5 proporcionan una información adicional para la interpretación y calibración de los modelos de velocidades obtenidos a partir de la tomografía sísmica.

RESULTADOS

Los resultados de la tomografía sísmica muestra una serie de anomalías de baja velocidad que se concentran, principalmente, en la parte más superficial del sondeo (Fig. 2). Esta capa superficial se puede interpretar como una capa de alteración superficial o "capa de lehm". Además, se puede observar la presencia de otras dos anomalías de baja velocidad situadas a ambos lados del sondeo. La primera de ellas (entre el OSP21 y OSP11) ha podido correlacionarse con la falla 5-220, mientras que en el punto de disparo OSP15 y orientada hacia el norte, se observa la traza de la falla N20. Ambas fallas han sido cartografiadas en superficie. También cabe destacar la presencia de una anomalía de alta velocidad localizada entre 220 y 420 m y que corresponde a un volumen de granito sin fracturar que aflora en superficie entre los puntos de disparo OSP12, 13 y 14 (Fig. 1) (Martí *et al.*, 2002a).

La correlación entre anomalías de velocidad sísmica y fracturación en la que se basa la interpretación de los resultados de la tomografía sísmica se puede obtener a partir de las diagrafías, los coeficientes de Poisson y el índice de fracturación. De la observación directa se puede establecer que zonas con mayor porosidad (coeficientes de Poisson con s > 0,25) corresponden a zonas donde el índice de fracturación es alto y presentan velocidades sísmicas bajas. Así pues, zonas donde el granito se encuentra sin fracturar el coeficiente de Poisson disminuye hasta valores s £ 0,25, disminuyendo también el índice de fracturación y obteniendo valores altos para las velocidades sísmicas. A partir de estas relaciones se pueden establecer las interpretaciones a los modelos velocidades derivados de la inversión tomográfica.

Para establecer correlaciones directas entre los diferentes valores obtenidos para las propiedades físicas del macizo granítico, y evaluar el algoritmo de inversión tomográfica, se ha obtenido los perfiles de velocidades (ondas P y S) derivados de la tomografía según la vertical del sondeo SR5 (Fig. 3). Para las ondas P, se observa una buena coincidencia entre el comportamiento observado en las diagrafías y las derivadas de la tomografía. Así, la capa superficial de alteración y las zonas de fractura 5-220 y 5-460 se presentan como zonas caracterizadas por valores bajos de ambas velocidades. El contenido frecuencial de las ondas P, probablemente no permite resolver la zona de fractura situada en 300 m identificada en las diagrafías y el índice de fracturación. Por su parte, las ondas S determinadas a partir de la tomografía, permiten caracterizar las fracturas 5-320, 5-460 y la capa superficial de alteración. La falla 5-220 sólo puede ser intuida por un cambio en el gradiente del perfil de velocidades.

CONCLUSIONES

La adquisición de perfiles de sísmica vertical con acimut y distancia epicentral variable en SR5 ha permitido obtener modelos tridimensionales de velocidades sísmicas y de coeficientes de Poisson de un macizo granítico. La cartografía llevada a cabo en la zona de estudio, así como la base de datos geofísicos adquiridos en el sondeo (diagrafías sónicas, índice de fracturación, entre otros) ha proporcionado la clave para la correcta interpretación de los resultados de la tomografía. Las anomalías de baja velocidad observadas para ondas P y S han podido ser correlacionadas con zonas de fractura cartografiadas en superficie o en el interior del sondeo. Los mapas de distribución de los coeficientes de Poisson, ha permitido claramente diferenciar las zonas de fractura ($s > 0,25$) de las zonas sin alterar y con escasa fracturación ($s < 0,25$). Así pues, la tomografía sísmica ha permitido obtener una detallada caracterización de las propiedades físicas de un plutón granítico, incluyendo una reconstrucción de la red de fracturas dominante alrededor del SR5.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por ENRESA. También parte de la financiación ha sido proporcionada por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (becas BTE 2000-0583-C02-01, REN 2001-4230) y la Generalitat de Catalunya (beca 2001-SGR-00339).

REFERENCIAS

Benz, H.M., Chouet, P.B., Dawson, P.B., Lahr, J.C., Page, R.A. y Hole, J.A. (1996): Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B4): 8111-8128.

Escuder-Viruete, J., Carbonell, R., Martí, D., Jurado, M.J. y Perez-Estaún, A. (2003): Architecture of fault zones determined from outcrop, cores, 3-D seismic tomography and geostatistical modeling: example from the Albala Granitic Pluton, SW Iberian Variscan Massif. *Tectonophysics*, 361(1-2): 97-120.

Hawley, B.W., Zandt, G. y Smith, R.B. (1981): Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B8): 7073-7086.

Martí, D., Carbonell, R., Tryggvason, A., Escuder, J. y Pérez-Estaún, A. (2002a): Calibration of 3 dimensional tomographic images of a granitic pluton. *Geophysical Research Letters*, 29(17), 1834, doi:10.1029/2001GL012942, 2002

Martí, D., Carbonell, R., Tryggvason, A., Escuder, J. y Pérez-Estaún, A. (2002b): Mapping brittle fracture zones in 3 dimensions: high resolution travel time seismic tomography in a granitic pluton. *Geophysical Journal International*, 149: 95-105.

Milligan, P.A. y Rector, J.W. (2000): 3-D velocity imaging in the shallow subsurface using multi-well, multi-offset, VSP data: a case study from the Lawrence Livermore National Laboratory site. *Journal of Environmetal and Engineering Geophysics*, 5(1): 27-37.

Morey, D. y Schuster, G.T. (1999): Palaeoseismicity of the Oquirrih fault, Utah from shallow seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 138: 25-35.

Tryggvason, A., Rögnvaldsson, S. y Flóvenz, O.G. (2002): Three-dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath Southwest Iceland. *Geophysical Journal International*, 151: 848-866.

GEOLOGÍA PIRENAICA

Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell

J.M. Casas[1], J. Cirés[2], F. Domingo[1], O. Fernández[1] y J. Picart[2]

1 Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028, Barcelona. casas@ub.edu
2 Unitat de Geologia, Institut Cartogràfic de Catalunya, Parc de Montjuïc s/n, 08038 Barcelona. jcires@icc.es

ABSTRACT

Geologic mapping in the Cerdanya-Alt Urgell area has provided new insights into the Paleozoic structural evolution of the Central Pyrenees. Three main deformational events has been distinguished: an Upper Ordovician extension, the Hercynian crustal shortening event, and a late Carboniferous normal faulting episode. Upper Ordovician extension is depicted by km scale half grabens bounded by normal faults. The Hercynian deformation corresponds to a Namurian to early Westphalian period of crustal shortening, a widespread crenulation cleavage and a pile of south directed thrust sheets are the main Hercynian structures. Upper carboniferous normal faulting is related to the collapse of the Hercynian orogen and is achieved by km scale moderately dipping normal faults; extension occurs shortly after compression, during late Westphalian, prior to the emplacement of the Hercynian granodiorite plutons.

Key words: *Upper Ordovician Extension, Hercynian, Carboniferous Extension, Late Orogenic Extension, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

La cartografía geológica en la zona del Alt Ugell y de la Cerdanya ha proporcionado nuevos datos sobre la evolución estructural paleozoica de este sector del Pirineo. Se distinguen tres etapas: 1) Un episodio extensional durante el Ordovícico superior, 2) La etapa de compresión hercínica, con desarrollo de pliegues y cabalgamientos, y 3) Formación de fallas normales durante el Carbonífero superior. Las estructuras de estas tres etapas afloran de forma desigual en la zona cartografiada, siendo las contraccionales las mejor expresadas. En este trabajo se exponen los rasgos principales de las estructuras formadas en estos tres episodios.

MARCO REGIONAL

Hasta la fecha se disponía de información fragmentaria de esta zona. El trabajo de Hartevelt (1970) sólo abarca la mitad occidental de la zona estudiada, los de Solé y Llopis (1947) y Cirés *et al.* (1994) están dedicados a la cartografía geológica y los de Casas *et al.* (1989) y Poblet (1991) tratan sobre la evolución estructural del sector occidental. El sector cartografiado está formado por rocas cuya edad abarca desde el Cambroordovícico al Carbonífero superior, todas ellas están afectadas por la orogenia Hercínica y por un metamorfismo regional de bajo grado. El batolito granodiorítico de Andorra-Montlluís se emplaza en estos materiales y desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto de varios km de espesor. Al Sur de la zona estudiada, estas rocas están recubiertas por una cobertera que abarca desde el Estefano-Pérmico hasta el Eoceno Medio y que forma los relieves de la Sierra del Cadí. Así mismo, en las fosas néogenas de la Cerdanya y de la Seu d'Urgell el sustrato paleozoico está fosilizado por sedimentos neógenos.

LAS DEFORMACIONES PALEOZOICAS

Tectónica extensional del Ordovícico Superior

La cartografía muestra un conjunto de fallas cerca de Ordèn y Talltendre (Fig. 1) que afectan a los materiales cambroordovícicos y a la parte baja de los materiales del Ordovícico Superior: los conglomerados de la Formación Rabassa y a las areniscas de la Formación Cava. Estas fallas presentan una orientación N-S y están recubiertas por los materiales de la Formación Estana y de la Formación Ansovell. La potencia de la Formación Cava es variable, entre los 100 m y los 800 m; estos cambios son especialmente visibles en la zona entre Cortàs y La Bastida, donde las capas de esta formación definen una serie de cuñas sedimentarias asimétricas que se abren hacia el ONO, que son expresión de un conjunto de pequeñas cuencas extensionales delimitadas por fallas normales (Fig. 1). Esta tectónica de fractura aporta nuevos datos sobre el significado de la discordancia de los materiales del Ordovícico Superior sobre los del Cambroordovícico (*e. g.,* Muñoz y Casas, 1996). Rotaciones de bloques ligados al movimiento de estas fallas podrían explicar las discordancias angulares descritas en diversos sectores del

Pirineo. Hay que añadir que datos geocronológicos recientes asignan una edad ordovícica al protolito de los gneises del macizo vecino del Canigó-Carançà (Deloule *et al.*, 2002), se trataría de granitoides ordovícicos emplazados en la parte más baja de la serie cambroordovícica. Todo ello apunta a la posible relación de esta tectónica de fractura ordovícica con un episodio magmático de significación regional.

Las estructuras resultado de la compresión herciniana

Las rocas prehercínicas y los sedimentos sintectónicos del Culm están afectados por una tectónica de pliegues y cabalgamientos. Básicamente se han diferenciado cuatro tipos de estructuras asociadas a la compresión Hercínica: pliegues prefoliares, pliegues sinfoliares, cabalgamientos y pliegues que deforman todas las estructuras anteriores. Estas estructuras presentan un desarrollo desigual según el tipo de rocas que afectan; de hecho los cabalgamientos se desarrollan mayoritariamente en las rocas devónicas, mientras que los pliegues sinfoliares son más abundantes en los materiales cambroordovicícos. Como en otros sectores del Pirineo, se ha detectado la existencia de pliegues anteriores a la foliación regional; son pliegues hectométricos, sin foliación asociada, con direcciones y vergencias diferentes.

En todo el sector se reconoce la presencia de una foliación regional, desarrollada de modo irregular, asociada a pliegues de la estratificación. Esta foliación muestra una dispersión considerable pero, en general, predomina la dirección ONO-ESE con un buzamiento suave o moderado hacia el N o el NE.

El rasgo estructural más destacable es un sistema de cabalgamientos que afecta básicamente a los materiales devónicos y en menor grado a los carboníferos. Su desplazamiento es hacia el SSO, repiten los términos inferiores de la serie devónica, y se entroncan en un nivel de despegue inferior situado en las pizarras del Silúrico (Fig. 2). Forman diversos dúplexes, cada uno de ellos con un número elevado de láminas, alrededor de veinte. En los materiales infrasilú-

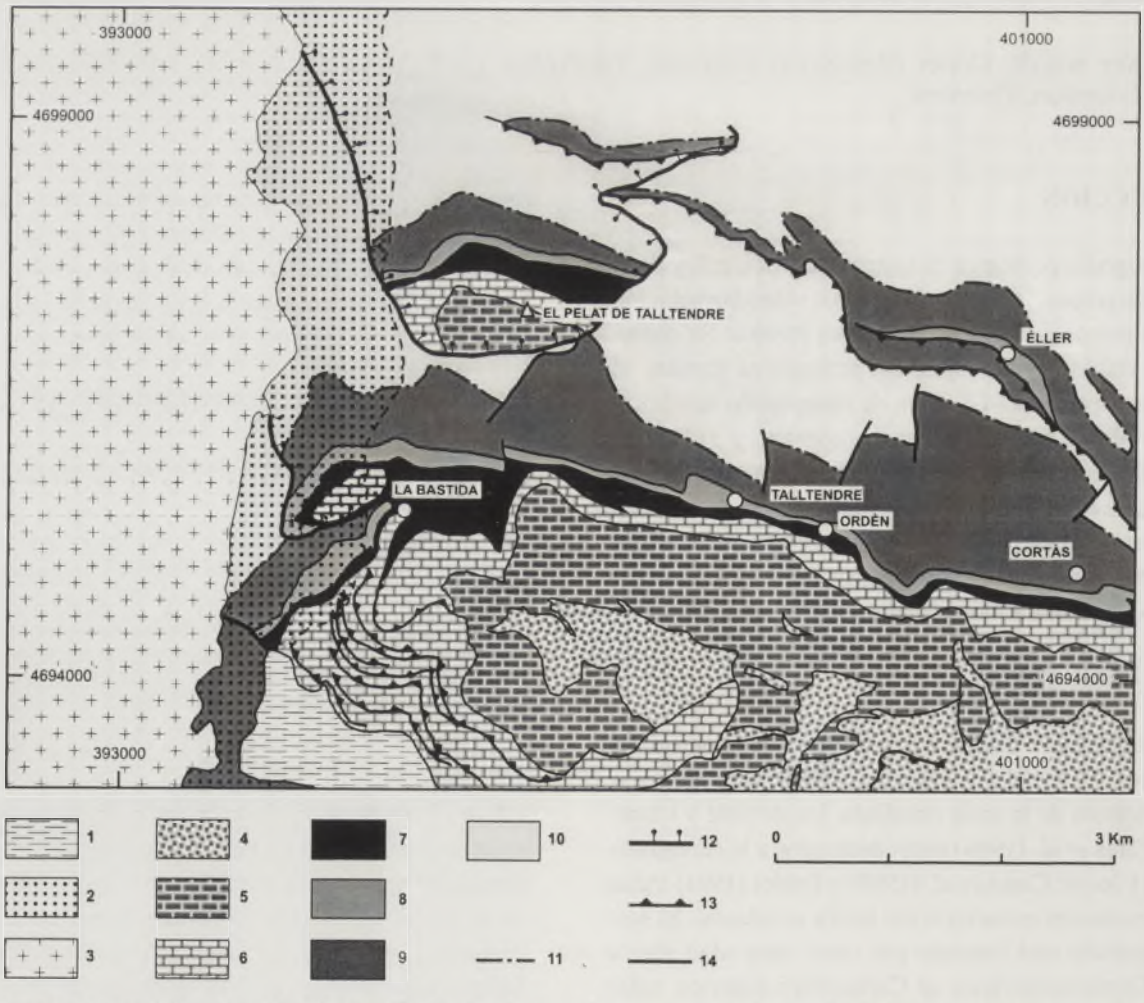


FIGURA 1. *Mapa geológico del sector de La Bastida-Cortàs. Se observan las cuencas asimétricas del Ordovícico Superior limitadas por fallas. Nótese también como la aureola de metamorfismo de contacto se sobreimpone a los cabalgamientos hercínicos, al despegue del Silúrico y a las fallas normales Westfalienses. 1 Neógeno, 2 Aureola de metamorfismo de contacto, 3 Granodiorita de Andorra-Montlluís, 4 Carbonífero en facies Culm, 5 Devónico Superior-Carbonífero Inferior, 6 Devónico Inferior, 7 Silúrico, 8 Ordovícico Superior (Fm Bar, Fm Ansovell y Fm Estana), 9 Ordovícico Superior (Fm Cava y Fm Rabassa), 10 Cambroordovícico, 11 Discordancia del Ordovícico Superior, 12 Fallas normales westfalienses, 13 Cabalgamientos hercínicos, 14 Fallas normales del Ordovícico Superior.*

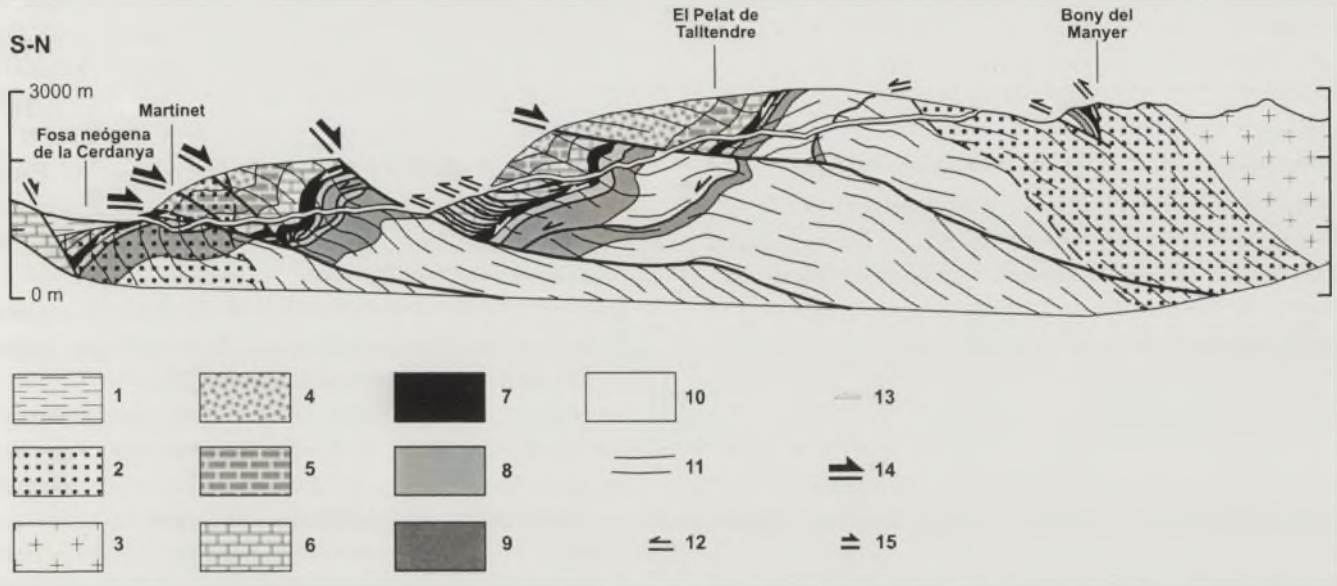


FIGURA 2. *Corte geológico que ilustra la estructura a gran escala del sector estudiado. Se observa el sistema de cabalgamientos hercínicos, el nivel de despegue situado en la pizarras del Silúrico y las fallas normales westfalienses atribuidas a la extensión tardiorogénica. 1 Neógeno, 2 Aureola de metamorfismo de contacto, 3 Granodiorita de Andorra-Montlluís, 4 Carbonífero en facies Culm, 5 Devónico Superior–Carbonífero Inferior, 6 Devónico Inferior, 7 Silúrico, 8 Ordovícico Superior (Fm Bar, Fm Ansovell y Fm Estana), 9 Ordovícico Superior (Fm Cava y Fm Rabassa), 10 Cambroordovícico, 11 Foliación regional, 12 Cabalgamientos hercínicos, 13 Nivel de despegue, 14 Fallas normales westfalienses, 15 Falla normal neógena de la Fosa de la Cerdanya.*

ricos, se han reconocido también cabalgamientos vergentes al sur que se entroncan en el mismo nivel de despegue. El desarrollo del sistema de cabalgamientos es sincrónico al de los pliegues sinfoliares, en unos casos los cabalgamientos cortan a los pliegues y en otros están deformados por los pliegues sinfoliares. Algunos cabalgamientos afectan y, a su vez, son fosilizados por los materiales detríticos carboníferos en facies culm. Además, tanto el despegue basal como el resto de cabalgamientos están cortados por la granodiorita de Andorra-Montlluís; hechos que confirman la edad hercínica de los cabalgamientos.

El conjunto de estructuras (pliegues pre y sinfoliares, la foliación regional y los cabalgamientos) está afectado, como mínimo, por tres sistemas de pliegues posteriores. Dos de ellos tienen una dirección aproximada E-O y superfícies axiales subverticales o con un fuerte buzamiento hacia el sur. El otro sistema de pliegues, desarrollado sólo en la mitad occidental de la zona, presenta una dirección N-S. No se descarta una edad alpina para uno de los dos sistemas E-O.

La extensión postcompresión: las fallas normales carboníferas

Las estructuras descritas están afectadas por una sistema asimétrico de fallas normales de geometría planar, con predominio de fallas de dirección ONO-ESE y buzamiento moderado hacia el norte (Fig. 2). Las fallas cortan el sistema de cabalgamientos, el despegue basal y los materiales infrasilúricos; son muy patentes al N de Martinet, donde originan la superposición anormal de los materiales devónicos sobre los cambroordovícicos. Cada una de estas fallas presenta desplazamientos del orden de 1,5 a 2 km y son las responsables de que el despegue basal del sistema de cabalgamientos aflore varias veces, siempre con buzamiento hacia el SSO (Figs. 1 y 2). Se estima que han contribuido de manera remarcable a la exhumación del orógeno Hercínico; ya que, a grandes rasgos, la extensión asociada a este sistema de fracturas es de, aproximadamente, un 40%. Las fallas están cortadas por la granodiorita de Andorra-Montlluís, cuya aureola de metamorfismo de contacto ha sido datada en 305 ± 3 Ma por Romer y Soler (1995), hecho que implica que la edad de estas fallas es Westfaliense. Estas fracturas, además, están fosilizadas por las vulcanitas postorogénicas atribuidas al Estefano-Pérmico. Todos estos datos señalan que la formación de estas fallas normales ocurrió en un lapso de tiempo relativamente corto después de la deformación hercínica, por lo que parece razonable atribuir su formación al colapso tardiorogénico de la cadena.

CONCLUSIONES

Se describen, por primera vez en este sector del Pirineo, dos episodios de tectónica extensional durante el Paleozoico: uno durante el Ordovícicio Superior y otro durante el Westfaliense.

En el primero se formaron un conjunto de pequeñas cuencas asimétricas delimitadas por fallas normales que podrían originar rotaciones de bloques responsables de la

discordancia angular de los materiales del Ordovícico Superior sobre los materiales cambroordovícicos. Queda por establecer el marco geodinámico de este tectónica y su relación con episodios magmáticos de significación regional.

La tectónica extensional Westfaliense se relaciona con el colapso de la cadena Hercínica y se caracteriza por la formación de fallas normales de bajo ángulo, que se generan poco después de la compresión hercínica y provocan un importante adelgazamiento cortical, el cual contribuye a la rápida exhumación del edificio orogénico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al resto de participantes en la cartografía geológica de la hoja de Bellver (216) los comentarios constructivos que han mejorado el contenido de este trabajo. JMC agradece la colaboración del proyecto BTE2003-08653-C02-02.

REFERENCIAS

Casas, J.M., Domingo, F., Poblet, J. y Soler, A. (1989): On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3: 135-147.

Cirés, J., Domingo, F., Roca, E., Escuer, J., y Sanz, J. (1994): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja nº 217 (Puigcerdà)*. ITGE, Madrid, Memoria Explicativa, 66 p.

Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B. y Barbey, P. (2002): In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou othogneisses. *International Journal Earth Sciences*, 91: 398-405.

Hartevelt, J.J.A. (1970): Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.

Muñoz, J.A. y Casas, J.M. (1996): Tectonique préhercynienne. En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (A. Barnolas, J.C. Chiron y B. Guérangué, Eds.). Edición BRGM-ITGE, 1: 587-589.

Poblet, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 604 p.

Romer, R.L. y Soler, A. (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, 30: 374-383.

Solé, L. y Llopis, N. (1947): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 216 (Bellver)*. IGME, Madrid, Memoria Explicativa, 109 p.

Datos preliminares, estratigráficos y estructurales, obtenidos a partir de la cartografía del sinclinorio de Tor-Casamanya (Andorra, Pirineos centrales)

P. Clariana[1], A. Barnolas[1] y J. García-Sansegundo[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España, c/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. p.clariana@igme.es
2 Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

ABSTRACT

The Tor-Casamanya Syncline is made up of silurian and devonian rocks of Sierra Negra subfacies area including all lithoestratigraphical units that are been defined in the type outcrops from the Esera valley, with the only exception of the Fonchanina Formation. The geological map of this unit has allowed us to recognize that the Civis Fm outcrops in the central syncline area whereas the Castanesa Fm is represented in the whole study area. The Devonian succession of the Tor-Casamanya syncline is slightly more carbonated than the standard succession of the Sierra Negra subfacies. The geological map linked with a better knowledge of the devonian formations suggest that the structure of this syncline can be explained by the superposition of two different folding and thrusting phases with E-W trend. The first folding phase, recognized in the northern limb of the Tor-Casamanya syncline, is characterized by a north-verging folds, with an associated S1 foliation. These folds are affected by latter south-verging folds, whit an associated S2 foliation. This foliation is the main one of the Tor-Casamanya Syncline.

Key words: *Pyrenees, Axial Zone, Devonian, Andorra.*

INTRODUCCIÓN

El sinclinorio de Tor-Casamanya se encuentra en la Zona Axial pirenaica y corresponde a una unidad, compuesta por materiales del Silúrico y Devónico, que se alarga en dirección E-O entre el valle del Valira d' Orient en Andorra y el valle de Tor en el Pallars Subirá (Lleida). Al norte, está en contacto con los materiales cambro-ordovícicos del domo de la Pallaresa a través de la falla de Arinsal. Al sur, el cabalgamiento de Pal lo sitúa sobre el Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior del anticlinorio de la Massana. El sinclinorio de Tor-Casamanya, interpretado desde los años sesenta como un sinclinal (de Sitter, 1959; Zwart, 1965, 1979), presenta una serie de estructuras, que constituyen el resultado de una tectónica polifásica que da lugar al desarrollo de pliegues y cabalgamientos superpuestos. El Silúrico esta representado por pizarras ampelíticas negras, al igual que en el resto de la Zona Axial pirenaica, con intercalaciones de calizas negras bioclásticas en su parte superior (Dégardin, 1988). El Devónico del sinclinorio de Tor-Casamanya fue incluido, en el área de subfacies de Sierra Negra s.s. por Zwart, 1979. Esta área de afloramiento incluye el sinclinorio de Llavorsí, la subunidad de Sierra Negra y el sinclinorio del Pla de Estanys. El Devónico en facies Sierra Negra (Mey, 1967) está caracterizado en su área tipo por las siguientes formaciones: la Fm Rueda, formada por una monótona serie de lutitas arenosas y calizas margosas, de edad Lockoviense – Praguiense (Sanz-López, 2002). Una segunda unidad de calizas masivas oscuras, la Fm Castanesa, cuya edad es Praguiense a Emsiense Inferior (Sanz-López, 2002), sobre la que se sitúa una unidad de lutitas negras y grises oscuras, la Fm Fonchanina del Emsiense Inferior (Sanz-López, 2002). Una cuarta unidad de calizas nodulosas de color rojo y verde con tramos de calizas y calizas margosas, la Fm Manyanet, de edad Emsiense Inferior al límite Emsiense – Eifeliense (Sanz-López, 2002). A partir de aquí la serie adquiere un carácter pizarroso, representado por una unidad de lutitas micáceas, localmente arenosas que Hartevelt (1970) denominó Fm Civis. Esta unidad correspondería al Eifeliense. En los afloramientos más occidentales del área de afloramiento de estas facies se han descrito los materiales que se superponen a esta formación. Corresponden a calizas nodulosas grises y arrecifales del Eifeliense Superior y Givetiense (Fm Renanué y Renclusa) (Sanz-López, 2002). Para el sinclinorio de Tor-Casamanya, (Zwart, 1965, 1979; Llopis Lladó, 1969; Poblet, 1991), hasta la fecha no existía conocimiento estratigráfico suficiente que permitiera su identificación y representación cartográfica, lo que dificulataba su comparación con las unidades próximas (Zwart, 1979). En este trabajo se presentan los resultados, tanto a nivel estratigráfico como estructural, de una cartografía geológica de la unidad, en la que por vez primera se han podido individualizar cartográficamente las formaciones que componen el Devónico y establecer una sección estratigráfica tipo de la serie devónica para esta unidad.

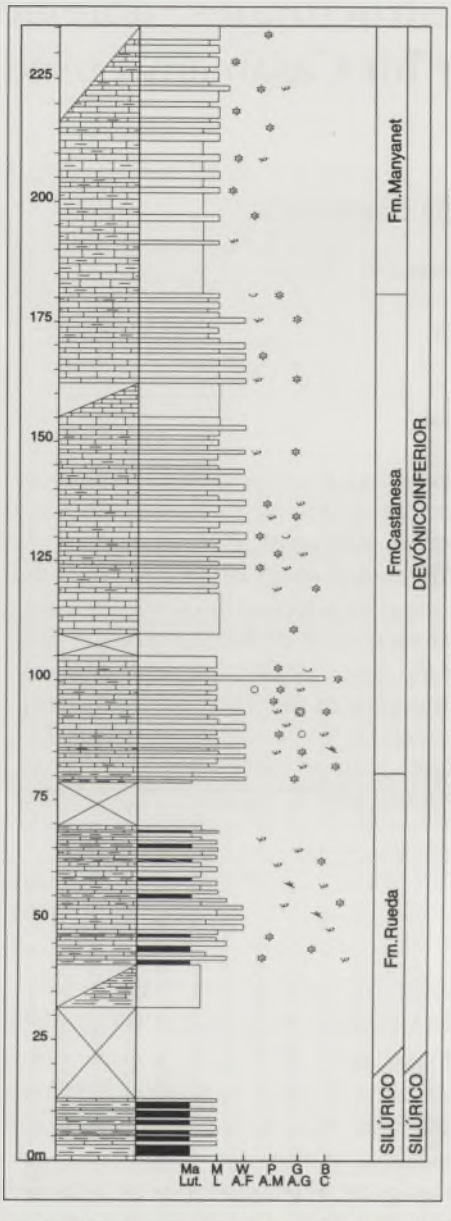


FIGURA 1. *Perfil estratigráfico de Canillo. Serie devónica.*

ESTRATIGRAFÍA

El Silúrico del sinclinorio de Tor-Casamanya se caracteriza por lutitas ampelíticas negras con intercalaciones de calizas negras bioclásticas, en estratos de potencia decimétrica, en su parte superior, que no llegan a alcanzar más de una decena de metros de espesor. Llopis Lladó (1969) cita graptolites en la base del Llandovery y Dégardin (1988) una fauna de conodontos del Pridoli en las calizas, por lo que presumiblemente la sucesión es bastante completa sin que, por el momento, se pueda precisar más sobre la misma.

Las características estratigráficas del Devónico en el área de estudio pueden observarse en la columna estratigráfica de Canillo (Fig. 1), al este del sinclinorio. De base a techo las formaciones identificadas son:

Formación Rueda

Con algo más de 60m de espesor, está constituida por una alternancia de lutitas, lutitas carbonatadas y calizas, dispuestas en estratos tabulares de potencia decimétrica. Las calizas presentan texturas *mudstone* y *wackestone* y, en toda la unidad, se identifican restos de crinoides y fragmentos bioclásticos. Hacia el techo disminuyen las lutitas, aumentando la presencia de estratos de calizas. En algunos afloramientos se han identificado niveles de calizas arenosas observándose un aumento del carácter carbonatado de la formación Rueda de Oeste a Este del sinclinorio, lo que es coherente con el carácter mas siliciclástico de la unidad en el área tipo situada en la montaña de Rueda, (valle de Benasque) (Mey, 1967).

Formación Castanesa

Consiste en calizas grises masivas y calizas con intercalaciones de calizas margosas grises oscuras con unos 100 m de espesor. Las calizas se disponen en estratos de hasta 60 cm de potencia. Presentan una textura *mudstone*, *mudstone-wackestone* y *wackestone*, en las que se identifican restos de crinoides, corales y fragmentos bioclásticos. Las Calizas margosas dispuestas en estratos de potencia decimétrica, son más abundantes en la mitad inferior y contienen restos de crinoides. A lo largo de la unidad pueden diferenciarse dos tramos intermedios de potencia métrica de calizas masivas y los estratos de calizas de textura *wackestone* que son mas frecuentes en la mitad superior. A techo, se observa cierto aumento de los niveles de calizas margosas. Sobre esta formación se situaría la Fm Fonchanina, esta unidad de lutitas negras marca un límite neto sobre las calizas de la Fm Castanesa, que refleja la profundización de la cuenca, sin embargo, en este perfil se observa un cambio hacia unas calizas margosas de color verdoso que se han considerado la base de la Fm Manyanet.

Formación Manyanet

Su potencia no ha podido ser establecida en este perfil, sin embargo, por lo observado en zonas como el Pic de Casamanya, podría superar los 90 m de espesor. Esta unidad está compuesta por Calizas margosas verdes y beiges con intercalaciones de calizas beiges en la base, que llegan a constituir una alternancia hacia techo. Las calizas, dispuestas en estratos de hasta 25 cm de potencia, tienen textura *mudstone* en las que se identifican restos de crinoides y dráquioconáridos, en muchos casos están recristalizadas adquiriendo un aspecto marmóreo. Esta formación en su parte alta es mucho más margosa, marcando el paso gradual a la Fm Civis. En otros afloramientos como los situados en la zona del Pic de Casamanya se observa un tramo intermedio de calizas nodulosas de colores rojizos y verdes en las que se identifican restos de crinoides y corales.

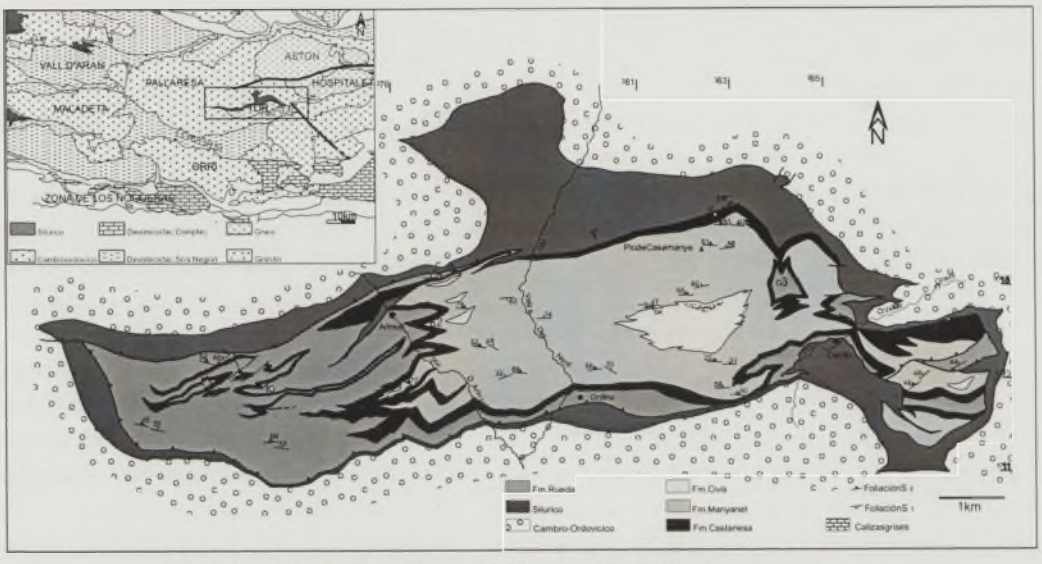


FIGURA 2. *Cartografía geológica del Sinclinorio de Tor-Casamanya.*

Formación Civis

Esta unidad no aflora en la sucesión de Canillo, sin embargo, se ha observado en zonas situadas en la parte central del sinclinorio, como en el Coll de Cases y en la zona del Pic de Casamanya. Consiste esencialmente en lutitas grises micáceas con intercalaciones de niveles de calizas margosas grises y areniscas ocres hacia la base, ambas dispuestas en estratos de potencia decimétrica. Las areniscas de grano fino presentan estructuras sedimentarias como laminación paralela y *ripples*. La potencia de esta formación no ha podido ser establecida por la deficiencia de los afloramientos.

A techo de la Fm Civis, en la zona del Pic de Casamanya, afloran unas calizas grises de textura *wackestone* en las que no se reconocen las características típicas del resto de formaciones devónicas descritas. Pueden corresponder a las Calizas griotte, compactas o amigdaloides, de tonos grises, descritas por Llopis Lladó (1969) y que podrían ser equivalentes a las que se superponen a la Fm Civis en el valle de Benasque.

RASGOS ESTRUCTURALES DEL SINCLINORIO DE TOR-CASAMANYA

Entre las últimas interpretaciones sobre la estructura del sinclinorio de Tor-Casmanya cabe destacar las de autores como Poblet (1991) y Casas *et al.* (2002), quienes consideran la estructura de este sinclinorio como producto de la superposición de pliegues de la fase principal, vergentes al sur, sobre un pliegue anterior, kilométrico, vergente al norte. Teniendo en cuenta esta interpretación y de manera preliminar, se pueden señalar los siguientes aspectos. Los materiales devónicos ocupan la mayor parte del área de estudio apreciándose en ellos una orientación general de dirección E-O mientras que el Silúrico, como se ha apuntado anteriormente, aflora mayoritariamente al norte, en una extensa área, como resultado probablemente de la superposición de al menos dos fases de deformación. Dentro de esta zona no han podido observarse relaciones entre la foliación y la estratificación. Al oeste del sinclinorio afloran principalmente las unidades basales, Rueda y Castanesa, constituyendo esta última un nivel guía característico que dibuja pliegues neutros con los ejes orientados entre direcciones E-O y NNO-SSE y plano axial subhorizontal, (punto 1, figura 2) a los que se asocia una foliación de plano axial de dirección variable entre E-O y ONO-ESE, que corresponde a la foliación dominante. Esta foliación puede considerarse una foliación de crenulación (S2), ya que en esta zona se observa un clivaje previo (S1) plegado por la foliación principal. En el valle del río Arinsal, siguen observándose pliegues con ejes orientados esencialmente en dirección E-O, tanto a escala de afloramiento como cartográfica, derechos o vergentes al sur (punto 2, figura 2). Estructuras similares con vergencia generalizada hacia el sur se reconocen en la Fm Manyanet hasta el valle del Valira del Nord. Desde este punto hacia el este, el flanco sur mantiene las mismas características, mientras en el flanco norte del sinclinorio se observan pliegues de escala métrica a hectométrica, vergentes al norte, a los que, se asocia una foliación de plano axial. En estos puntos, se identifica una foliación de crenulación subvertical, vergente al sur (S2). Este hecho apuntaría la correspondencia de la foliación asociada a los pliegues vergentes al norte con la S1 citada anteriormente. Si bien, cuando la foliación S1 se encuentra bien desarrollada, la foliación de crenulación S2 no alcanza un desarrollo tan notable como en el resto de afloramientos. Sobre la Fm Manyanet, marcando el núcleo del sinclinorio, se sitúa la Fm Civis. En la mayoría de sus afloramientos no es posible observar las relaciones entre foliación y estratificación. Sin embargo, en la zona del Pic de Casamanya, hacia la base de dicha formación se identifican niveles arenosos en los que

puede diferenciarse claramente la foliación dominante (S2) de dirección ENE-OSO vergente al sur.

Hacia la parte oriental del sinclinorio (punto 3, figura 2), la orografía permite observar la figura de interferencia originada por la superposición de los pliegues vergentes al sur, pertenecientes a la fase de deformación principal, y los pliegues vergentes al norte previos. Por otra parte, en el extremo oriental del sinclinorio, cabe destacar la mayor presencia de cabalgamientos de dirección E-O, con sentido de movimiento hacia el sur, que convergen en el Silúrico. Estos cabalgamientos superponen láminas de materiales devónicos y se encuentran cortando a los dos sistemas de pliegues.

A partir de estas observaciones, se puede considerar que la estructura general de esta unidad viene marcada por la existencia de estructuras de dirección E-O que son producto de dos fases de deformación. La primera fase se caracteriza por pliegues vergentes al norte de plano axial subvertical que se observan sobretodo en la parte norte, a los que se asocia una foliación de plano axial bien desarrollada (S1). Esta foliación se encuentra plegada por una foliación de crenulación que corresponde a la foliación principal (S2) que se reconoce prácticamente en todo el sinclinorio. Las estructuras características de la fase de deformación principal consisten mayoritariamente en pliegues apretados con ejes orientados en dirección E-O y plano axial desde subhorizontal en la parte occidental a subvertical incluso derecho en la parte oriental. La superposición de pliegues de vergencia opuesta origina una estructura general de doble vergencia que queda bien reflejada en la parte central y oriental del sinclinorio, como se observa en la figura 2.

CONCLUSIONES

La serie devónica descrita en este trabajo presenta esencialmente las características del área de subfacies Sierra Negra s.s.. En el sinclinorio de Tor-Casamanya se han reconocido todas las formaciones que componen dicha área de facies a excepción de la Fm Fonchanina, lo que contrasta con lo expuesto en trabajos anteriores, que afirman no haber encontrado afloramientos de la Fm Civis en esta unidad y que la Fm Castanesa desaparece en algunas áreas, generalmente hacia las zonas situadas más al norte (Poblet, 1991). En el presente trabajo la cartografía detallada ha permitido, reconocer la Fm Civis en diferentes puntos del área de estudio, destacando el afloramiento situado en la zona centro-oriental del sinclinorio, así como corroborar la existencia de la Fm Castanesa a lo largo de toda la unidad. El estudio estratigráfico realizado ha permitido una primera caracterización de la serie devónica, en el que se ha comprobado que, al igual que en otras áreas de los Pirineos con facies Sierra Negra, se diferencia una parte inferior, con alternancia de pizarras y calizas (Fms. Rueda y Manyanet), un tramo intermedio carbonatado (Fm Castanesa) y una parte superior esencialmente pizarrosa (Fm Civis). En el sinclinorio de Tor-Casamanya, el carácter más carbonatado de la serie viene dado por una Fm Rueda mucho más carbonatada y la ausencia de la Fm Fonchanina de carácter siliciclástico.

La cartografía geológica apoyada en un mejor conocimiento de la estratigrafía de las formaciones devónicas, permite conocer los principales rasgos de la estructura de esta unidad. Así, el sinclinorio de Tor consiste en una estructura de pliegues superpuestos con ejes de orientación esencialmente E-O. Estas estructuras pertenecen a dos fases de deformación diferentes, una primera fase caracterizada por pliegues de plano axial subvertical vergentes al norte con una foliación de plano axial (S1) sobre los que se superponen pliegues vergentes al sur a los que se asocia una foliación de crenulación (S2) que es la dominante en todo el sinclinorio. Pliegues anteriores a la fase de deformación principal con vergencia norte han sido descritos en otras áreas de la Zona Axial (García-Sansegundo, 1992). La existencia de estas dos fases de deformación es evidente en la zona centro-oriental del sinclinorio como se refleja en la cartografía, en la que se pueden observar estructuras de doble vergencia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido cofinanciado por el CRECIT del Institut d'Estudis Andorrans y el IGME.

REFERENCIAS

Casas, J.M., Alías, G., Masachs, L., Soler, A., Vilaplana, J.M. (2002): *Memòria del mapa geológic d'Andorra 1:50000*. Institut d'Estudis Andorrans, 49 p.

Degardin, J. M. (1988): *Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie*. Societé Geologique du Nord, 15: 355 p.

García-Sansegundo, J. (1992): *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça*. Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, 167 p.

Hartevelt, J.J.A. (1970): Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen,* 45: 167-236.

Llopis Lladó, N. (1969): Estratigrafía del Devónico de los valles de Andorra. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, 34 (7): 219-290.

Poblet, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu Central*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 604 p.

Sanz-López, J. (2002): Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. En: *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain* (S. García-López y F. Bastida, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 1: 367-389.

Zwart, H.J. (1965): Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen,* 33: 191-254.

Zwart, H.J. (1979): The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen,* 50: 1-74.

El domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina

I. Gil Peña y A. Barnolas

Área de Estudios Geológicos. IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.gil@igme.es

ABSTRACT

A major Variscan fold-nappe structure is characterised in the southern Axial Zone of the central Pyrenees: the Orri fold-nappe. This pluri-kilometric nappe is delineated by the Upper Ordovician unconformity, which outcrops in the inverted limb in the Noguera Pallaresa valley. This structure shows curvilinear axes, southern vergence and is associated to a weak cleavage and to major thrusts. This fold-nappe was overprinted by folds and thrusts associated with the main regional Variscan cleavage. Alpine tectonics reworked this structure, thrusting the Orri Nappe onto the Permo-Triasic outcrops of the Rialp tectonic window.

Key words: *Fold-nappe, Variscan structure, Alpine reactivation, Central Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

La Zona Axial pirenaica nos muestra un fragmento del orógeno varisco reactivado por el orógeno alpino. Su configuración actual en anticlinorio asimétrico vergente al sur es el resultado de la imbricación y apilamiento durante la orogenia alpina, de láminas de basamento con una cobertera delgada y discontinua de materiales postvariscos. Estas láminas han sufrido una deformación interna de moderada a débil que permite reconocer todavía con suficiente precisión la estructura varisca. Esta se desarrolló durante el Carbonífero Superior de un modo polifásico y dio lugar a un complicado mosaico de pliegues superpuestos con cabalgamientos asociados que no está todavía suficientemente bien caracterizado. En el presente trabajo se describe un pliegue mayor varisco, no descrito hasta la fecha, que ha sido reactivado por la tectónica alpina.

ESTRATIGRAFÍA

El domo del Orri está constituido por una alternancia monótona de pizarras, limolitas y areniscas no datada atribuida al Cambro-Ordovícico que constituye la parte superior de lo que Hartevelt (1970) denominó Fm Seo. En discontinuidad sedimentaria sobre esta se encuentra la serie bien datada del Ordovícico Superior (Hartevelt, 1970; García-López y Bastida, 2002). La serie suprayacente silúrico-devónica aparece despegada, y se presenta en facies Sierra Negra en la zona septentrional y occidental y en facies Compte en la zona oriental (Mey, 1968; García-López y Bastida, 2002). En discordancia angular sobre el conjunto se dispone el Estephaniense-Pérmico. En el sector oriental aparecen también discordantes los sedimentos miocenos que constituyen el relleno de la fosa de la Seu.

La discontinuidad del Ordovícico Superior es la mejor referencia con que se cuenta para la reconstrucción de la estructura interna del domo del Orri. La serie cambro-ordovícica no cuenta con niveles guía identificables a lo largo del domo, salvo algún paquete cuarcítico de cierta entidad que puede aparecer hacia la parte alta de la serie (cuarcita de Pallerols) y delgados niveles de calizas impuras identificados también puntualmente en la parte alta de la serie.

ESTRUCTURA DEL DOMO DEL ORRI

La unidad del Orri presenta una geometría general de domo alargado en dirección E-O (Fig. 1). Está limitada al norte y este por los cabalgamientos variscos de Llavorsí y Estimariu, los cuales sitúan respectivamente el sinclinorio de Llavorsí (Silúrico-Devónico en facies Sierra Negra) y la unidad del Segre (apilamiento de láminas de Silúrico-Devónico en facies Compte) sobre el Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior del Orri (Poblet, 1993). Por el oeste está separada de la unidad silúrico-devónica de Flamisell-Baliera por el contacto sustractivo de Caregue, interpretado como una falla normal devónica o carbonífera por Poblet (1993). El cabalgamiento alpino de Rialp lo limita inferiormente, mientras que sobre su borde sur cabalgan las unidades alpinas de Nogueres y Cadí.

La macroestructura del domo del Orri ha sido interpretada como resultado de la interferencia de distintos sistemas de pliegues variscos a los que se superpone la deformación alpina. Para Hartevelt (1970) la deformación varisca principal es el resultado de la interferencia de un primer sistema de pliegues E-O, responsable de la configuración en domo, con un segundo sistema de similar orientación al que se asocia el clivaje regional varisco. Speksnijder (1987) por su parte, a partir del análisis microestructural, considera que los plie-

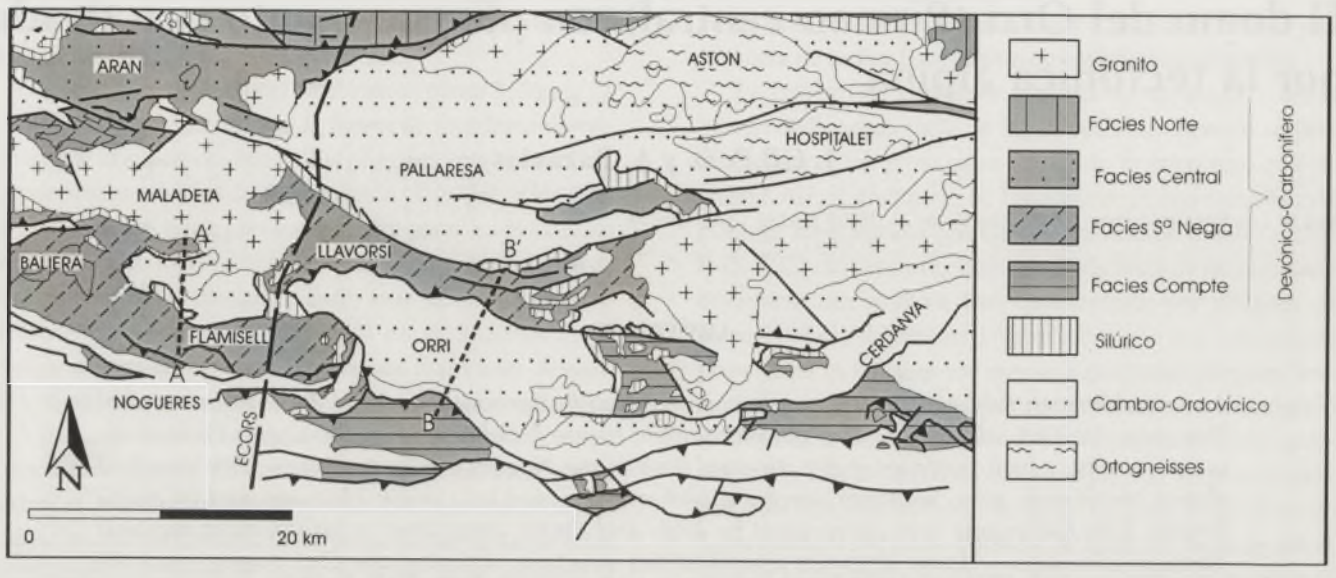


FIGURA 1. *Esquema geológico del sector centro-meridional de la Zona Axial.*

gues asociados al clivaje regional se superponen a dos sistemas variscos previos de pliegues muy abiertos, subperpendiculares entre si (NNO-SSE y OSO-ENE) y con plano axial subvertical y eje subhorizontal. Poblet (1993) a su vez interpreta que los pliegues principales E-O vergentes al sur están asociados al clivaje regional y deforman a pliegues previos de vergencia norte con un desarrollo de clivaje más local.

Si nos fijamos en el patrón de afloramientos del Ordovícico Superior vemos que estos siguen en parte el borde del domo. Así en el margen nororiental y oriental aflora de forma continua, en paraconformidad con la serie infrayacente, dibujando pliegues de vergencia sur. En el sector occidental sin embargo su afloramiento es discontinuo e incompleto, siguiendo por lo general contactos mecánicos y apareciendo dominantemente en posición subvertical o invertida. Tanto en el fondo del barranco de Caregue como en un afloramiento inédito hasta la fecha en la margen izquierda del Noguera Pallaresa, el Ordovícico Superior aflora bajo el Cambro-Ordovícico en posición totalmente invertida con un buzamiento suave al norte o subhorizontal. En el borde meridional del domo la discordancia del Estephaniense-Pérmico reposa directamente sobre materiales cambro-ordovícicos hasta las proximidades de la Seu d'Urgell.

Al realizar cortes transversales a la unidad se observa una estructura mucho menos compleja en el flanco septentrional del domo y en las zonas centrales del mismo que en los bordes meridional, oriental y occidental (Fig. 2). Así en el borde septentrional se observa un desarrollo muy regular de pliegues E-O vergentes al sur de escala métrica a hectométrica que están asociados a un clivaje continuo (S_2) generalmente no crenulado con un buzamiento medio de 35-45° N. Sus ejes presentan orientación variable entre ENE y ESE e inmersión tanto al este como al oeste.

Al avanzar hacia el sur aparecen pliegues previos, aplastados, cortados muchas veces por cabalgamientos y que se asocian localmente a un clivaje que de forma característica suele ser de tipo espaciado (S_1). Ese clivaje se observa localmente crenulado por las estructuras posteriores. Estos pliegues tienen flancos inversos complejos, con frecuentes pliegues de segundo orden que dan asimetrías hacia el norte. Al bajar en la vertical las estructuras con asimetría al norte se hacen dominantes pero los criterios de polaridad sedimentaria nos indican que nos encontramos en un flanco invertido de mayores dimensiones. En los bordes tanto oriental como occidental los pliegues tumbados, asimilables a los descritos, presentan orientaciones más submeridianas, paralelas al borde del domo en esos sectores y con vergencias hacia el este en el borde oriental y hacia el oeste en el occidental. Al acercarnos al borde sur del domo se observa como tanto la estratificación como los distintos clivajes presentan buzamiento generalizado hacia el S, consecuencia con toda probabilidad de la deformación alpina.

RELACIÓN CON LA ESTRUCTURA DEL ÁREA DE FLAMISELL

En el Devónico del área de Flamisell la estructura dominante es un sinclinorio de marcada vergencia sur a suroccidental y dimensiones de decenas a centenares de km, en el que los pliegues isoclinales de segundo orden del flanco inverso tienen a su vez flancos de 3-4 km de longitud y presentan a su vez pliegues menores asociados (Gil Peña y Barnolas, 2001). En relación con ellos se desarrolla un clivaje espaciado (S_1) muy patente sobre todo en los niveles calcoesquistosos de la Fm Manyanet. Estos pliegues están deformados por pliegues variscos de orientación ESE y vergencia sur asociados al clivaje regional varisco (S_2) y por estructuras posteriores tardihercínicas y/o alpinas. La orientación actual de los pliegues asociados a S_1

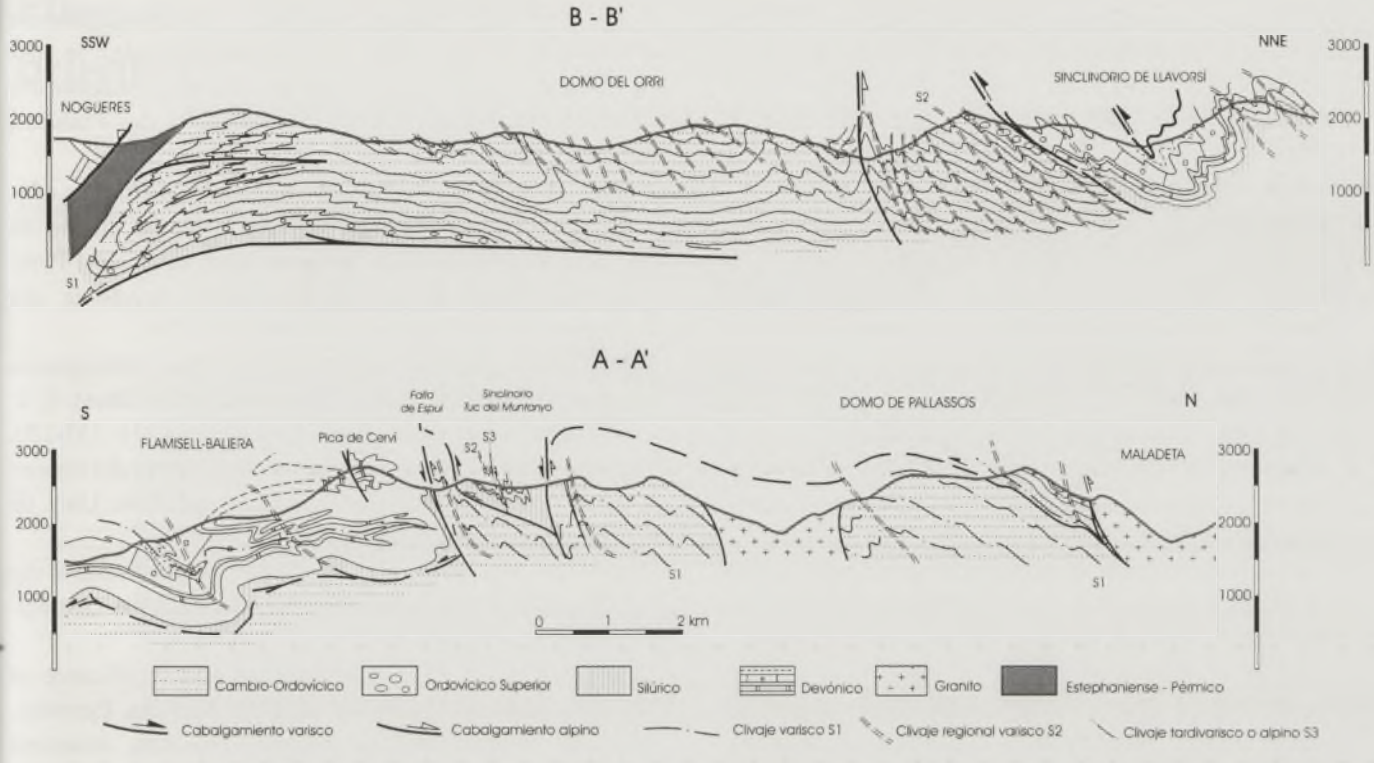


FIGURA 2. *Cortes geológicos del domo del Orri y del domo de Pallasos-Baliera Flamisell. Situación en figura 1.*

varia de la zona del valle de Manyanet, donde aparecen como pliegues reclinados con vergencia oeste, al valle de Flamisell donde su orientación es E-O y vergen al sur, y las figuras de interferencia con los pliegues asociados a S_2 varían de tipo 2 en el sector de Manyanet a tipo 3 en el sector de Flamisell.

Estos pliegues recumbentes pre-esquistosidad regional del área de Manyanet-Flamisell fueron ya relacionados por de Sitter (1959) con el flanco verticalizado del domo de Pallasos. Sin embargo para Mey (1968) la estructura de este sector responde a un gran pliegue tumbado asociado al clivaje regional varisco y que deforma a los pliegues isoclinales previos. Poblet (1993) interpreta esta unidad como el resultado de la interferencia de pliegues de vergencia norte pre-esquistosidad regional y dimensiones hectométricas con pliegues kilométricos de vergencia sur asociados al clivaje regional varisco.

CONCLUSIONES

La estructura varisca al sur del sinclinorio de Llavorsí responde a un gran pliegue-manto de tipo helvético vergente al sur desarrollado con anterioridad al clivaje regional varisco. Este pliegue-manto ha sido deformado por los pliegues y cabalgamientos asociados al clivaje regional varisco y por deformaciones posteriores tardihercínicas y alpinas.

El pliegue-manto identificado tiene un importante desarrollo de estructuras de flanco de tipo recumbente de distintos órdenes de magnitud y presenta un eje curvo a escala cartográfica que determina la existencia de distintos patrones de interferencia con el sistema regional. El eje curvo de estas estructuras podría estar relacionado con rampas en los cabalgamientos asociados a los mismos. Estos cabalgamientos previos al desarrollo del clivaje regional están bien desarrollados en el conjunto de la Zona Axial, siendo frecuentemente identificados como cabalgamientos de facies heterópicas (Carreras y Debat, 1996). Pliegues recumbentes kilométricos variscos han sido descritos en otros sectores de la Zona Axial (Laumonier y Autran, 2001; Matte, 2002).

El reconocimiento de la importancia de estas estructuras pre-clivaje regional varisco en este sector de la Zona Axial tiene gran trascendencia para la interpretación de la estructura varisca ya que permite pensar que el mayor desarrollo del clivaje en la segunda fase regional de plegamiento no está relacionado con el desarrollo de las estructuras variscas mayores sino con unas condiciones tectono-térmicas diferentes, quizás ligadas al apilamiento de mantos originado en la fase previa.

Por otra parte estas estructuras han desempañado un importante papel en la deformación alpina. Así el pliegue-manto del Orri constituye el bloque superior del cabalgamiento alpino de Rialp. Este cabalgamiento aprovecha el nivel de despegue silúrico del flanco inverso del pliegue-manto varisco para superar la rampa de bloque inferior y sigue después en rellano de bloque inferior una vez alcanzado el nivel de despegue del Keuper.

AGRADECIMIENTOS

Agustí López Pla, alcalde de Sort, mostró a los autores un antiguo horno de cal que les llevó a descubrir el aflora-

miento en flanco inverso del Ordovícico Superior del valle de la Pallaresa. Este trabajo ha sido financiado por el Plan Magna (H. 214 y 215) y es una contribución a los proyectos BTE2002-04168-CO3-01 y REN2001-1734-CO3-02/MAR y al PIGC 453-Orógenos antiguos y análogos modernos.

REFERENCIAS

Carreras, J. y Debat, P. (coord.) (1996): Tectonique Hercynienne. En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (A. Barnolas, J.C. Chiron y B. Guérangué, Eds.), BRGM-ITGE, 1: 585-677.

García-López, S y Bastida, F. (eds.)(2002): *Palaeozoic conodonts from Northern Spain*. Instituto Geológico y Minero de España, serie Cuadernos del Museo Geominero, 1: 438 p.

Gil-Peña, I y Barnolas, A. (2001): Superposición estructural hercínica y alpina en el borde occidental del domo de Pallassos (Noguera de Tor, Pirineo central). *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 1-12.

Hartevelt, J.J.A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. Sheet 10, 1: 50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.

Laumonier, B. y Autran, A. (2001) : Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales: le chevauchement du Puigmal. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 332: 585-594.

Matte, Ph. (2002): Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau –col du Somport (zone axiales del Pyrénées occidentales). *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, Geoscience*, 334: 773-779.

Mey, P.H.W. (1968): Geology of the Upper Ribargozana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. Sheet 8, 1: 50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 153-220.

Poblet, J. (1993): *Estructura heciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Publ. Univ. de Barcelona, publ. 1834, 604 p.

Sitter, L.U. de (1959): The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lérida. *Estudios Geológicos*, 15: 349-360.

Speksnijder, A. (1987): The detection and significance of early deformation in the southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution. *Geologische Rundschau*, 76/2: 451-476.

Pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces en los Pirineos orientales: el ejemplo del sinclinal de Villefranche

B. Laumonier

LAEGO-Mines, École des Mines, 54042 NANCY Cedex, France. Bernard.Laumonier@mines.inpl-nancy.fr

ABSTRACT

Early (D1-D3) Variscan structures, those earlier than, or coeval with the main Variscan schistosity (S3), are described along a N-S cross-section in the eastern part of the Pyrenean Axial Zone, especially in the so-called Villefranche syncline. This syncline is a late (D6) Variscan, E-W syncline north of the late Variscan Canigou dome. There, kilometric scale S-vergent folds (P1) are cross-cutted and disrupted by S-directed thrusts, either pre-D3 (C1) or syn-D3 (C3); in the Villefranche Thrust Sheet, Devonian-Carboniferous series forms a duplex, the Villefranche Duplex. N-S shortening amounts to ca. 150 km in the eastern Axial Zone (22 km for the Villefranche Duplex). The overall structure, in Namurian-Westphalian time, was a part of the southern fold-and-thrust belt of the Variscan belt, before it was affected by HT-LP metamorphism and intruded by granite plutons dated at ca. 307 Ma (late Westphalian to early Stephanian).

Key words: *Eastern Pyrenees, Villefranche syncline, early Variscan tectonics, thrusts, shortening.*

INTRODUCCIÓN

En la parte oriental de los Pirineos (Fig. 1), concretamente en el macizo de Canigou y sus alrededores, se observa una tectónica hercínica polifásica (Guitard *et al.*, 1998; Laumonier y Autran, 2001). Se pueden distinguir: (i) fases precoces D1-D3; (ii) fases tardías D4-D7, asociadas a un metamorfismo de tipo Abukuma y a la intrusión de plutones de gran tamaño (Mont-Louis, Quérigut), datados con una edad de aproximadamente 307 Ma; (iii) una fase final D8, milonítica. Las estructuras precoces más importantes son: (i) pliegues P3 de escala milimétrica a hectométrica, vergentes al SSE, asociados a la esquistosidad hercínica principal S3 que originalmente adoptaba una posición subhorizontal; (ii) pliegues de vergencia E de escasa importancia; (iii) pliegues P1 plurikilométricos, acostados y vergentes al sur; (iv) cabalgamientos C3 dirigidos al SSE desarrollados al final de la fase de deformación D3 que cortan a los pliegues P1 y P3; (v) posibles cabalgamientos primitivos C1 que cortan a los pliegues P1. El domo de Canigou, junto con su prolongación septentrional el sinclinal de Villefranche, son pliegues tardíos (P6), derechos, plurikilométricos y de dirección E-O, a través de los cuales se puede realizar un corte de unos 8 km de profundidad. Según la edad de los flysch más recientes y de los granitoides, las estructuras D3 son del Westfaliense y las D1 del Namuriense o Westfaliense. El sinclinal de Villefranche es una estructura de dirección ONO-ESE y limita al norte con la zona de la falla de Mérens y al este con la falla de la Tête. En su núcleo afloran rocas calcáreas y dolomíticas del Silúrico, Devónico y Carbonífero inferior, y un flysch Namuriense. Estas rocas forman el macizo de Coronat (2172 m), entre las cuencas de Capcir y Conflent, donde se abren espectaculares gargantas por el río la Têt, en Villefranche. Entre las localidades de Jujols y Nohèdes, la parte central del sinclinal de Villefranche (Mattauer *et al.*, 1967; Laumonier y Guitard, 1978; Guitard *et al.*, 1998), fue objeto de una nueva cartografía a escala 1:10.000 que permite describir con más precisión los pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces (Fig. 2).

CABALGAMIENTOS

(i) El cabalgamiento de Puigmal (C3P) separa el manto de Puigmal del autóctono relativo de Canigou, que aflora en el núcleo de una ventana tectónica. Este cabalgamiento implica a las formaciones más profundas (Grupo de Canaveilles, Neoproterozoico final y Cámbrico inferior, y granitoides del Ordovícico inferior); es muy evidente al sur del macizo de Canigou-Carança, y menos claro al norte, en Conflent, donde se encuentra oculto por granitoides hercínicos y por la falla neógena de la Têt.

(ii) El cabalgamiento de Conflent (C3C) superpone una serie que va desde el Devónico-Carbonífero hasta el Cambro-Ordovícico del manto de Puigmal. Estos cabalgamientos cortan los pliegues P1, por lo que frecuentemente son sustractivos (por ejemplo, el Silúrico suele estar ausente en el sinclinal de Villefranche).

(iii) El cabalgamiento de Villefranche (CV) superpone el manto de Villefranche (Siluríco-Devoníco y Carbonífero, con Devónico en facies de plataforma) al manto de Conflent (Devónico en facies profundas). Este cabalga-

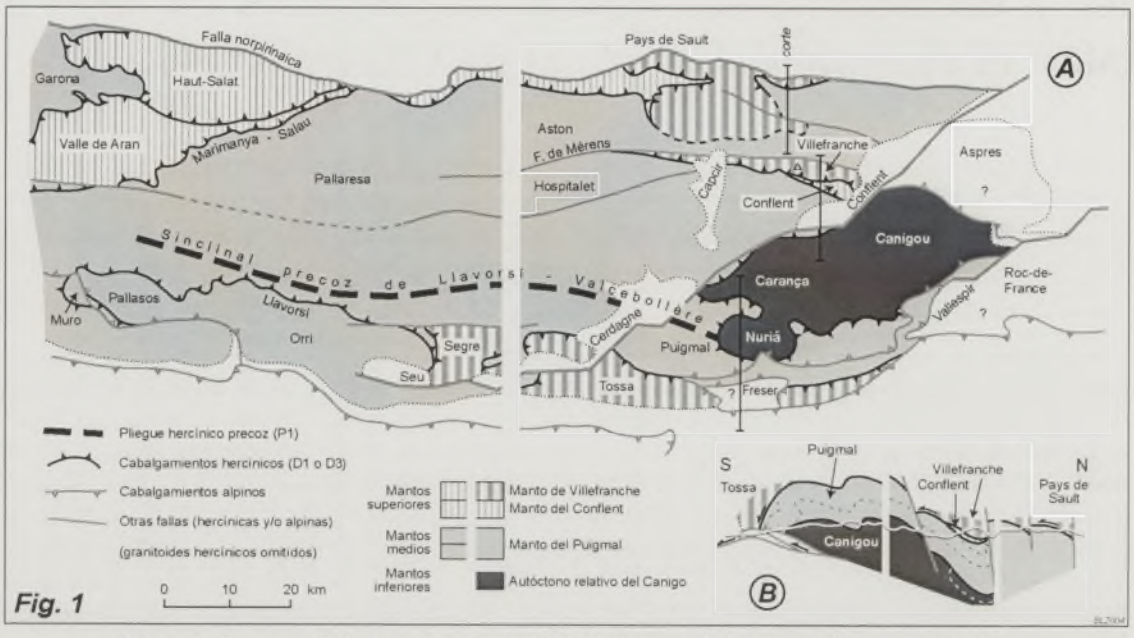


FIGURA 1. *Esquema (1a) y corte estructural (1b) de la zona de Canigou (Pirineos orientales).*

miento se encuentra cortado por el de Conflent; se trata de un cabalgamiento C1 o C3. También existen cabalgamientos de menos importancia; así, el manto de Conflent está constituido de dos láminas cabalgantes y el manto de Villefranche de cinco láminas que conforman un *duplex* (duplex de Villefranche).

PLIEGUES

Los pliegues P1 son de escala hectométrica a kilométrica, con una posición entre recumbente y reclinada y con vergencia sur. Estas estructuras son observables: (i) en los filitas del Grupo de Jujols (Cámbrico medio-superior) y en el Ordovícico superior de la parte alta del manto de Puigmal; (ii) en el manto de Conflent; (iii) en el manto de Villefranche, donde se observan distribuidos de manera anárquica dentro cada lámina cabalgante como fragmentos de flancos normales, inversos y charnelas pertenecientes a cuatro pliegues P1 distintos. Estos pliegues son cilíndricos, apretados, con charnelas más o menos engrosadas, sin esquistosidad, y cortados por S3 con un ángulo bajo (0-25°) aunque evidente (en algunas zonas se encuentran cortados por S2).

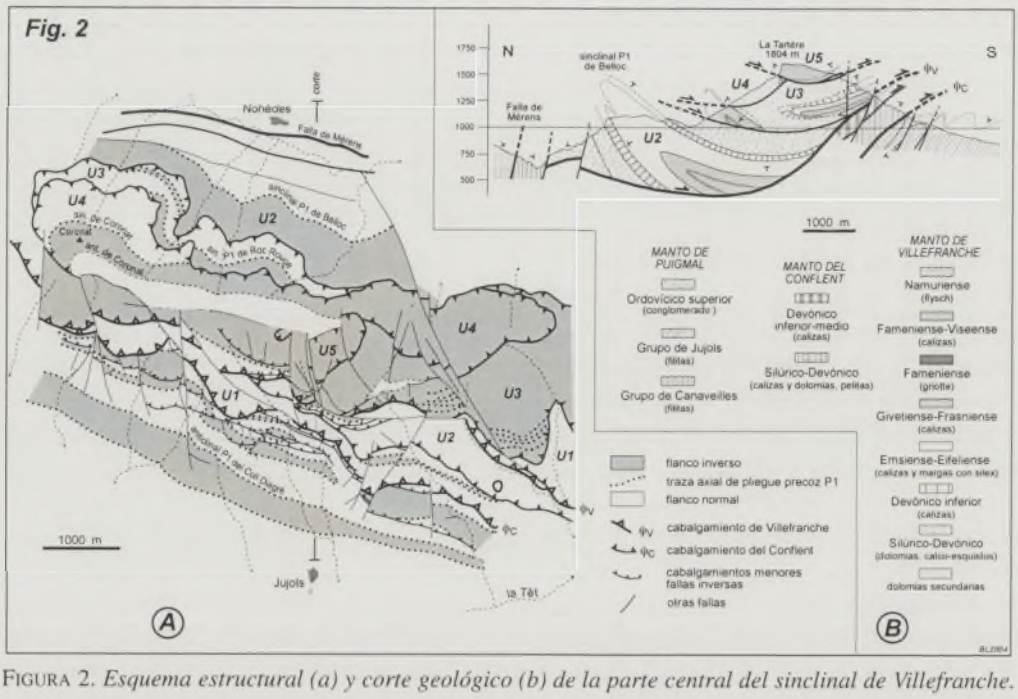


FIGURA 2. *Esquema estructural (a) y corte geológico (b) de la parte central del sinclinal de Villefranche.*

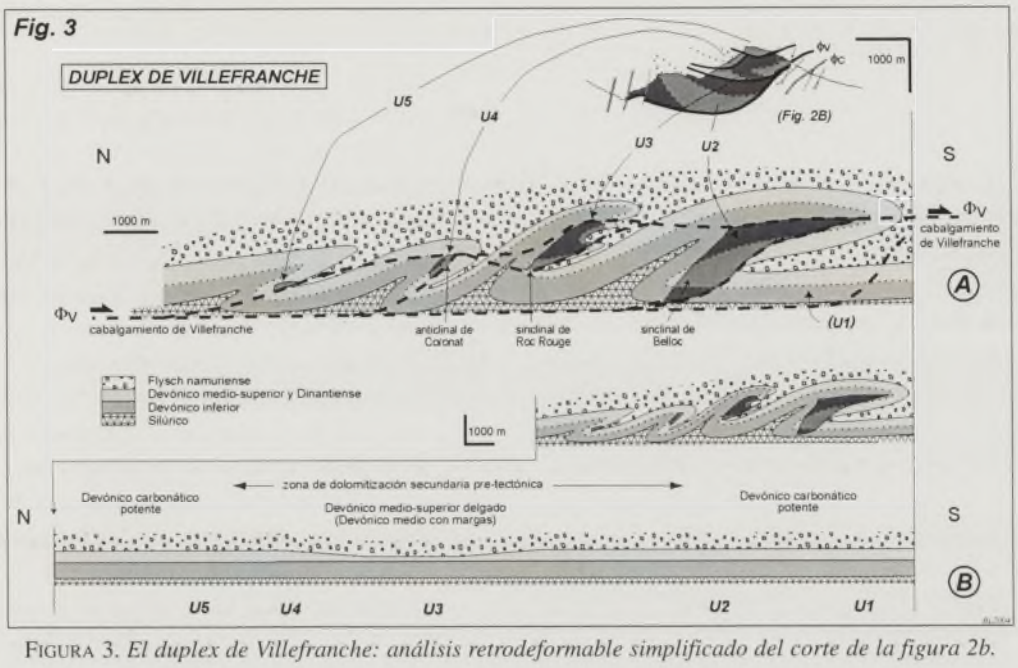


FIGURA 3. *El duplex de Villefranche: análisis retrodeformable simplificado del corte de la figura 2b.*

ACORTAMIENTOS

(i) El análisis retrodeformable del *duplex* de Villefranche (Fig. 3) evidencia un acortamiento de 22 km producido por los cabalgamientos (15 km) y los pliegues (7 km) a lo largo de un corte de 3 km solamente. Se reconstruyen dos dominios, con una potente sucesión de Devónico medio-superior, constituida casi completamente por calizas y dolomías, separados por un dominio estrecho donde el Devónico es más delgado, más margoso y se encuentra intensamente afectado por una dolomitización secundaria.

(ii) El acortamiento producido por el cabalgamiento de Puigmal (C3P) es de al menos 25 km y, como mínimo, de 5 km el debido al cabalgamiento de Conflent (C3C). El acortamiento asociado al cabalgamiento de Villefranche (CV) depende de la localización inicial de la unidad de Tossa, al norte o al sur del Devónico de Conflent. En el primer caso (Fig. 4b), que es el más probable, se reconstruye una única plataforma devónica al norte de la cuenca devónica de Conflent que es más profunda; en el segundo (Fig. 4c), se reconstruyen dos plataformas separadas por la cuenca de Conflent. (iii) En resumen, el acortamiento N-S

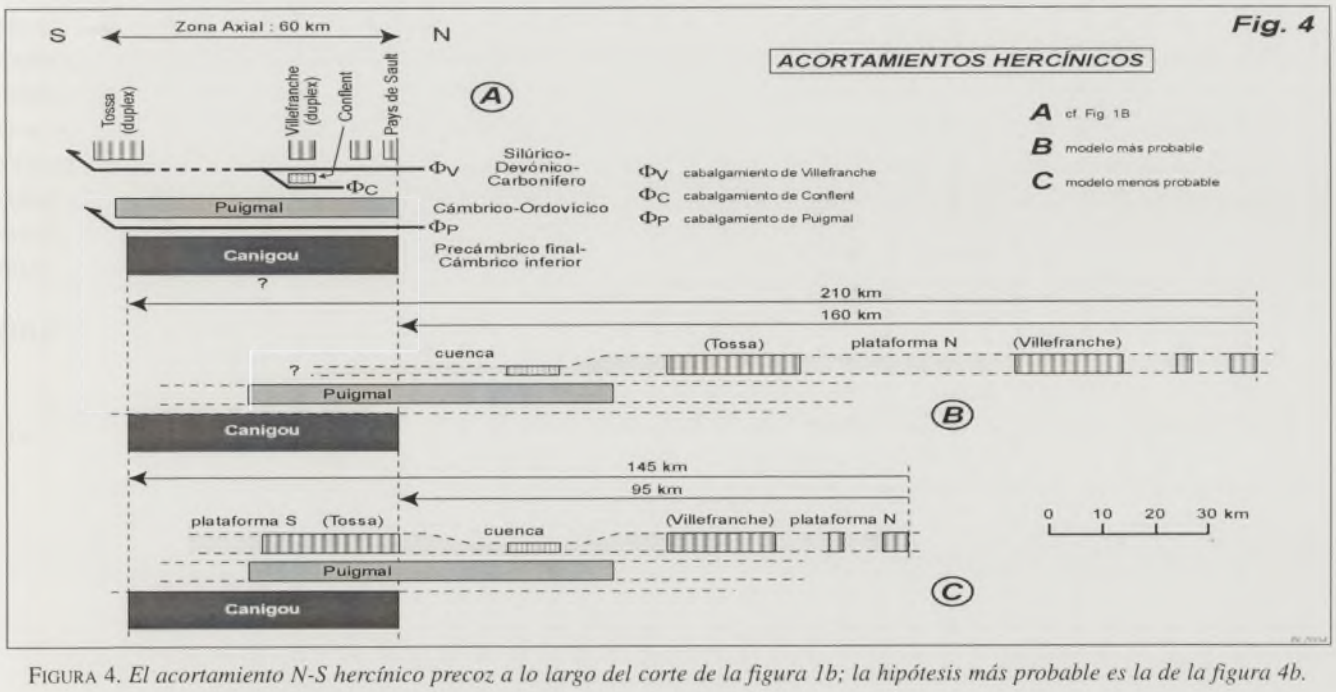


FIGURA 4. *El acortamiento N-S hercínico precoz a lo largo del corte de la figura 1b; la hipótesis más probable es la de la figura 4b.*

hercínico precoz (D1-D3), en la Zona Axial oriental, alcanza cerca de 150 km (sólo 100 km con la hipótesis de la figura 4c).

CONCLUSIÓN

Durante el (Namuriense-)Westfaliense, los Pirineos formaban parte de un *fold-and-thrust belt* situado en la parte sur de la cadena hercínica, entre las zonas internas situadas al norte y ya fuertemente estructuradas (Macizo Central francés) y un antepaís ahora oculto debajo de la Cuenca de Ebro (Laumonier, 2000); el autóctono relativo de Canigou puede corresponder a una parte del antepais que hacia el norte se encuentra cabalgada y intensamente deformada.

AGRADECIMIENTOS

A Gloria Senfaute (Nancy) y Joaquín García-Sansegundo (Oviedo) por la traducción.

REFERENCIAS

Guitard, G., Laumonier, B., Autran, A. y Bandet, Y. (1998): *Notice explicative de la carte géologique de la France (1:50.000), feuille Prades (1095).* BRGM, Orléans, 198 p.

Laumonier, B. (2000): Place and significance of the Pyrenees in the Late Carboniferous Variscan belt. En: *Variscan-Appalachian dynamics, the building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, 239-241.

Laumonier, B. y Autran, A. (2001): Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales : le chevauchement du Puigmal. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 332: 585-594.

Laumonier, B. y Guitard, G. (1978): Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales: le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche-de-Conflent. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 20: 177-211.

Mattauer, M., Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Vidal, J.C. (1967): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la Chaîne hercynienne: le « synclinal » paléozoïque de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées-Orientales). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (D) 265: 1361-1364.

Modelización 3D combinando los *software* gOcad y gOsed en dos sistemas turbidíticos del Grupo de Hecho: sistemas Banastón y Morillo (cuenca eocena surpirenaica central)

E. Remacha[1], R. Labourdette[2], F. Climent[1], F. Bolaño[1], P. Crumeyrolle[2], O. Oms[1] y G. Gual[1]

1 Dpto. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Edifici C, 08193 Bellaterra (Barcelona). eduard.remacha@uab.es, ferrancliment@hotmail.com, fbg78@hotmail.com, joseporiol.oms@uab.es, lagual@hotmail.com.

2 Total, Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex (France). richard.labourdette@total.com, philippe.crumeyrolle@total.com.

ABSTRACT

Classical facies models derived from outcrop studies are generally focused on depositional processes and generally don't link precisely the lateral variability of facies with the internal 3D architecture of sandy reservoirs. Facies are still commonly described independently from 3D seismic architecture in a stamp like collection approach. As a consequence the reserarch program sponsored by Total aimed to the study of the Aínsa basin outcrops to represent and understand the 3D geometrical architecture of the infill of several channelised turbidite reservoirs in relation with lateral facies variability. The work is particularly focused on the Banastón, Aínsa and Morillo turbidite systems, with the examples here repported taking the Banastón and the Morillo System. The architectural model was built using the gOsed software within the gOcad software modelling environment.

The final product is a field scale continuous gridded model with various size cells, which can be compared with the real small-scale geological observations made on the field. Outcrop geology can be compared with the coarse grid numerical model using 3D numerical orthophotos. The sedimentary modelling of the Aínsa basin provides a unique 3D model allowing interactive field trips for sedimentologist, reservoir engineers and geophysicists.

Key words: *3D modelling, Aínsa basin, Eocene, Hecho Group, Pyrenees.*

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La cuenca de Aínsa (Fig. 1), dentro del Grupo Hecho (Eoceno de la cuenca de antepaís Sur pirenaica), es un ejemplo de cuenca entre las pocas del mundo donde ha quedado expuesta una amplia asociación de sistemas turbidíticos conectados físicamente con sus sistemas fluvio-deltaicos asociados. En esta cuenca se pueden realizar de forma simultánea, tanto observaciones en 3D a escala sísmica como observaciones a escala de reservorio. A esta última escala, la cuenca de Aínsa presenta una amplia variedad de facies, geometrías y arquitecturas.

OBJETIVO DEL ESTUDIO

La realización del presente trabajo se ha llevado a cabo con la intención de resolver los siguientes aspectos:

- Entender la arquitectura a gran escala de los sistemas turbidíticos, utilizando una cartografía detallada elaborada a partir de fotografías aéreas y mediante la correlación de numerosas secciones estratigráficas realizadas.
- Describir las facies e interpretar los datos sedimentológicos observados en las secciones estratigráficas detalladas con el objetivo de entender y reconstruir la arquitectura del sistema turbidítico a escala de reservorio.
- Relacionar la geometría y distribución de las facies y los procesos deposicionales para llenar el vacío entre los datos sedimentológicos y los sísmicos.
- La geometría global de los sistemas turbidíticos ha sido modelizada finalmente con el *software* llamado gOsed.

El primer paso ha consistido en construir un modelo estructural 3D convencional semi-regional con el *software* gOcad, utilizando cartografía de campo detallada, cortes geológicos y secciones estratigráficas, así como las líneas sísmicas disponibles en esta zona.

Con el *software* gOsed se han modelizado las principales superficies geológicas regionales (Figs. 2 y 3), destacando las siguientes: 1) El techo del Cretácico Superior, 2) techo del Grupo Alveolina, 3) Grupo Fígols, 4) Grupo Castissent y 5) Santa Liestra, hasta el techo de los depósitos correspondientes al Delta del Sobrarbe (ver Mutti *et al.*, 1988, para ampliar el conocimiento regional de estos grupos). Este modelo estructural 3D ha sido utilizado como base para llevar a cabo una reconstrucción de las principales superficies deposicionales, para permitir un análisis

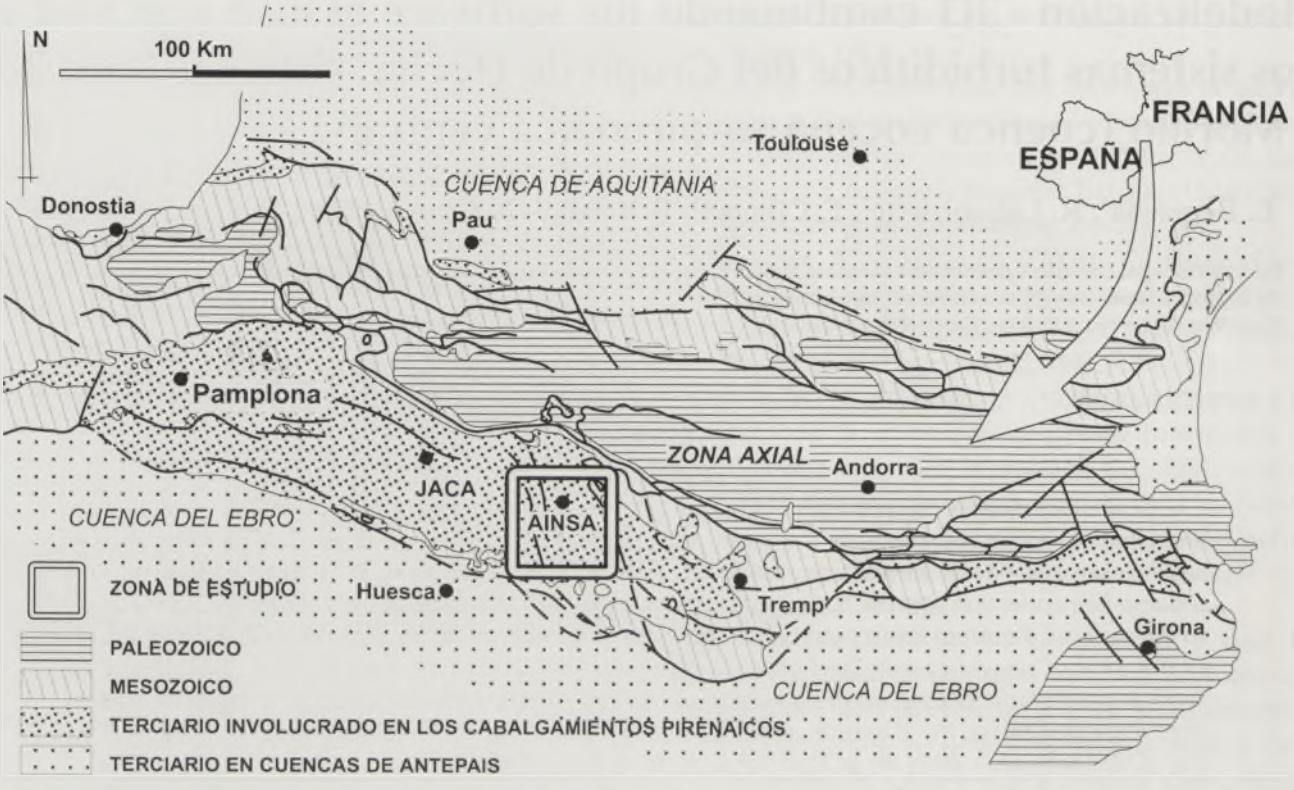


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado mostrando las principales unidades geológicas de los Pirineos.*

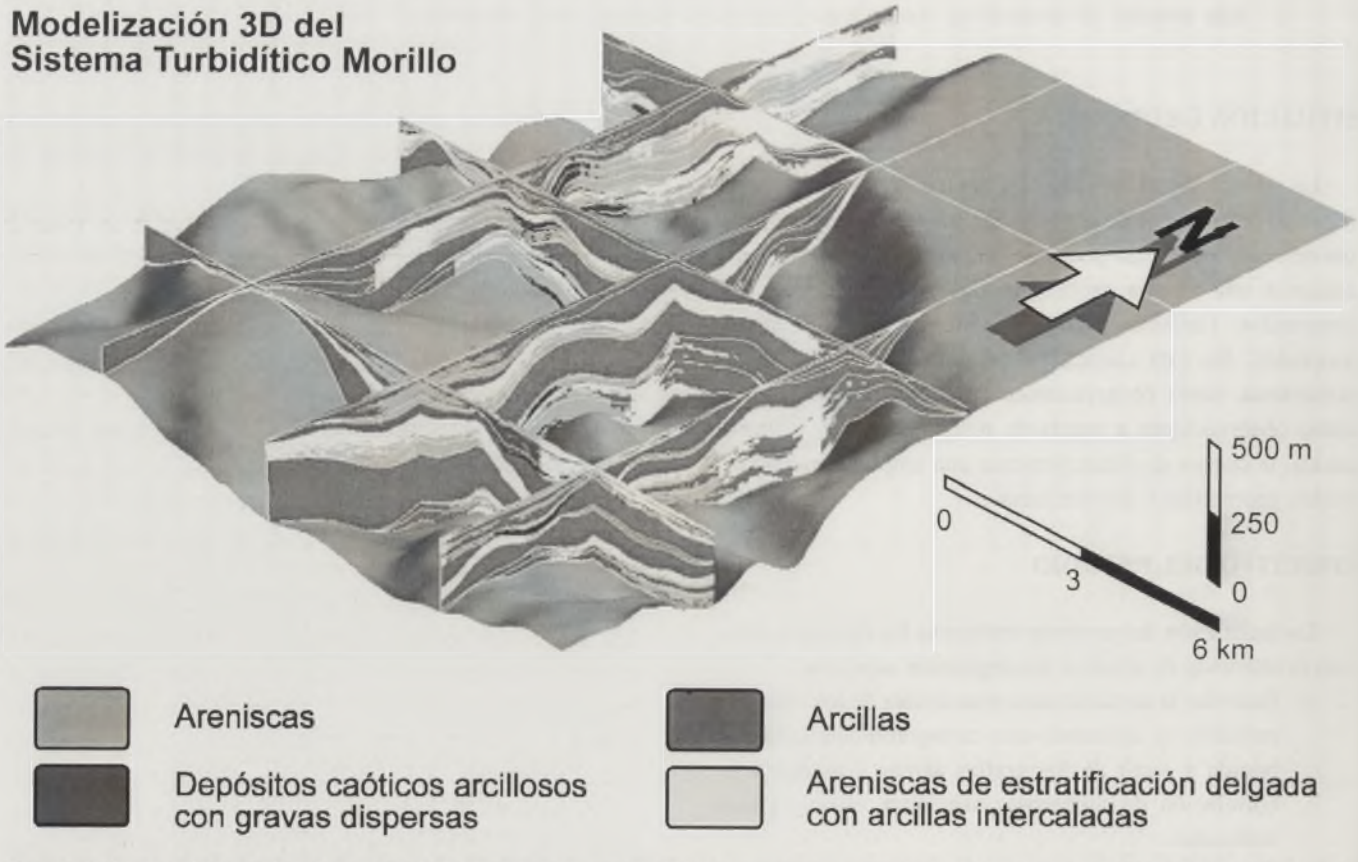


FIGURA 2. *Imagen del modelo 3D mostrando la distribución espacial de las asociaciones de facies del sistema turbidítico de Morillo. Escala vertical exagerada.*

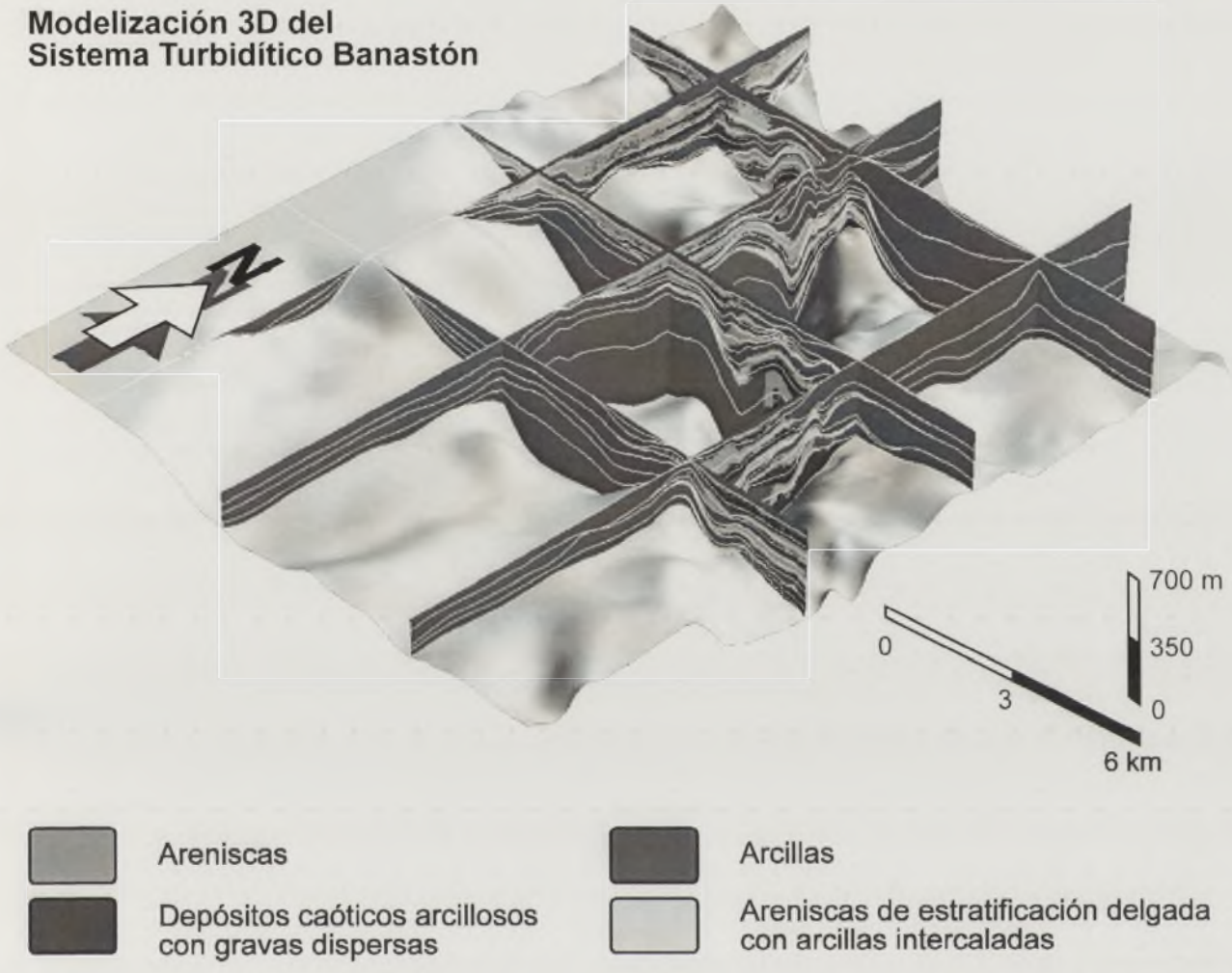


FIGURA 3. *Imagen del modelo 3D mostrando la distribución espacial de las asociaciones de facies del sistema turbidítico de Banastón. Escala vertical exagerada.*

cuantitativo de las relaciones entre tectónica y sedimentación. Posteriormente se ha seleccionado un área específica, construyendo un cubo 3D mediante el *software* gOsed (17 km x 12 km), que cubre toda la zona correspondiente al sinclinal de Santa María del Buil. El objetivo ha sido construir, a partir de este cubo, el modelo gOsed de los sistemas turbidíticos de la cuenca de Aínsa y modelizar la distribución de facies en 3D.

MODELIZACIÓN gOsed

El conjunto de opciones del software gOsed proporcionan a los sedimentólogos herramientas útiles para desenvolverse de modo eficaz, dentro del método de trabajo de la modelización de reservorios. Permite la integración de datos sedimentológicos y conceptos sedimentológicos de forma directa dentro del ambiente de la modelización en 3D.

Los resultados de las aproximaciones del software gOsed son modelos sedimentarios en 3D (Fig. 2 y 3) que retienen la heterogeneidad de pequeña escala en los pozos o información obtenida de las secciones estratigráficas medidas en los afloramientos y distribuye esta información a lo largo de todo el modelo. Los modelos tienen una apariencia realista ya que están bien controlados por los datos de los pozos, secciones estratigráficas, cortes geológicos o bien por conceptos u observaciones sedimentológicas observadas en el trabajo de campo, como en el caso de los ejemplos estudiados, los sistemas turbidíticos de Banastón, Aínsa y Morillo.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Total la subvención del trabajo de campo (mediante convenio UAB-Total) y el posterior tratamiento de datos en el centro de Total Pau (Francia) con el *software* gOsed.

REFERENCIAS

Mutti, E., Séguret, M. y Sgavetti, M. (1988): *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees*. Field trip 7, AAPG Mediterranean Basins Conference, Special Publication Universtiy of Parma, Italy, 157 p.

INGENIERÍA GEOLÓGICA

IngenieriaGeologica.com: portal de Internet para la comunidad ingeniero-geológica en España

A. Abellán Fernández

Departamento de Geodinámica y Geofísica, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. antonif@geo.ub.es

ABSTRACT

IngenieriaGeologica.com is a web site related to the engineering geologist community. In this article, we show the antecedents of the site for the last 3 years (2001-2004), the sector of the population to which it goes directed and the thematic areas of the site –theoretical and practical utilities, free software and discussion forum–. IngenieriaGeologica.com has become the greater web site in Internet in subjects related to Engineering Geology and Geotechnical Engineering in Spain and Spanish language countries. This affirmation is founded in the high stats visits of the site, the number of links that make reference to this site, and the ranking in the most prestigious national and international Internet searchers. -Google, AltaVista, Yahoo, etc.- Due the quality in the free contents, the specialization of these contents and the constant update of their forum of discussion, more than 300 people visit www.IngenieriaGeologica.com every day.

Key words: *Engineering Geology, Internet, Web site, discussion forum.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

IngenieríaGeologica.com (Abellán, 2004a) es un portal de Internet dirigido a la comunidad Ingeniero Geológica en España. Este portal fue creado en Septiembre del 2001 por un estudiante de Ingeniería Geológica de la Universidad de Alicante ante la falta de información existente en la red acerca de la carrera de Ingeniería Geológica en España -planes de estudios, lugares en donde se impartía la titulación, competencias profesionales, etc.-

En estos tres últimos años -2001-2004- el portal ha ido adaptándose a las nuevas necesidades de búsqueda de información por parte de la sociedad, incorporando secciones de descarga gratuita de manuales, artículos y programas informáticos de ingeniería y de geología aplicada, así como un foro de discusión técnica actualizado diariamente. La página web *www.IngenieriaGeologica.com* ha sido preseleccionada por el Consejo Iberoamericano en Honor a la Calidad Educativa (CIHCE) para participar en el "Premio Iberoamericano a la Excelencia Educativa 2004" y ha obtenido recientemente el premio concedido por la Editorial OX en la categoría de "Ciencia y Tecnología", por lo que el portal será recomendado en la segunda edición del libro "Internet en español" (Ferrer, 2001).

ESTRUCTURA DEL PORTAL

Los contenidos que ofrece el portal son de tipo teórico, práctico, aplicaciones informáticas así como de tipo participativo –foro de discusión–. A continuación explicaremos cada uno de ellos.

Contenidos teóricos y prácticos

Los contenidos teóricos y prácticos se ofrecen en el portal desde las secciones de "biblioteca", "apuntes", "enlaces" y "más información". Estos contenidos son básicamente de tipo:

- Manuales, informes técnicos y proyectos de consulta de interés ingeniero-geológico.
- Apuntes, ejercicios y exámenes de la carrera de Ingeniería Geológica en distintas universidades de España.
- Información útil acerca de la carrera de Ingeniería Geológica en España.
- Enlaces hacia otros portales de interés, clasificados desde un punto de vista temático.

Programas informáticos

Los programas informáticos que se ofrecen de manera gratuita en el portal son fundamentalmente de aplicaciones relacionadas con la mecánica de suelos y rocas, hidrología, geofísica, sondeos, cimentaciones, etc.

Foro de discusión técnico

El foro de discusión técnico del portal *www.IngenieriaGeologica.com* permite una participación activa de todos aquellos profesionales dedicados a la Ingeniería Geológica en cualquier parte del mundo. Sus contenidos son actualizados con una gran frecuencia, puesto que cada día surgen nuevos temas de debate y discusión. De este modo los usuarios del foro pueden mantenerse informados en "tiempo real".

El foro de discusión ha ido creciendo progresivamente hasta llegar a las más de 750 páginas consultadas diariamente (Miarroba Networks, 2004). Con motivo del elevado número de accesos y mensajes del actual foro -más de 2.850 mensajes en los últimos 10 meses (Miarroba Networks, 2004)-, en Enero del 2004 se decidió –a propuesta de uno de los usuarios del foro- la subdivisión del foro en diferentes salas de tipo técnico, tal y como se muestra a continuación (entre paréntesis se muestra el número de mensajes en la actualidad, Abellán, 2004b):

- Geotecnia y Cimientos (1.264)
- Estabilidad de Taludes (430)
- Hidrología y Medio Ambiente (211)
- Universidad (239)
- Temas de actualidad (491)
- Otras temáticas (453)
- Ocio (182)
- Acerca del funcionamiento del foro (56)

Esta subdivisión del foro en salas temáticas permite una lectura más ordenada y estructurada de los mensajes anteriores, así como una búsqueda de información desde un punto de vista temático más rápida y cómoda, tal y como se comenta en Sánchez (2004).

PÚBLICO AL QUE VA DIRIGIDO

El portal *www.IngenieriaGeologica.com* está dirigido principalmente a los profesionales dedicados a la Ingeniería Geológica en España -Ingenieros Geólogos, Licenciados en Geología, Ingenieros Civiles, Ingenieros de Minas, etc.- así como en otros países de habla hispana, tal y como se muestra a continuación.

Titulación

Durante los años 2003 y 2004 se está realizando una encuesta (Abellán, 2004c) en la página de inicio de *www.IngenieriaGeologica.com* acerca de la titulación de las personas que visitan el portal. Los resultados obtenidos son mostrados en la tabla 1.

La mayoría de personas que visitan el portal de *IngenieriaGeologica.com* son, por este orden, licenciados en Geología, Ingenieros en Geología, Ingenieros Civiles y estudiantes.

TABLA 1. *Encuesta sobre las distintas titulaciones de los usuarios de* IngenieriaGeologica.com *sobre una muestra total de 318 personas(según Abellán, 2004c).*

Titulación	%
Licenciado en Geología	28%
Ingeniero Civil	17%
Ingeniero en Geologia	19%
Ingeniero de Minas	11%
Estudiante	18%
Otros	6%
Total	100%

País de procedencia

Sobre una muestra poblacional de más de cien mil visitas a la página de inicio –25 de Febrero del 2004 (Nedstat, 2004a)– se obtuvo el país de procedencia de cada una de estas personas. Los resultados de este estudio se muestran en la tabla 2 y pueden consultarse de manera actualizada en Nedstat (2004b).

En dicha tabla se muestra como la mayoría de las visitas proceden de España, si bien también existe un número elevado de visitantes de países americanos (sudamericanos, centroamericanos y EEUU principalmente) (Nedstat, 2004b).

TABLA 2. *Países de procedencia de las personas que visitan el portal de internet* www.Ingenieria-Geologica.com, *en base a las direcciones I.P. de los ordenadores que accedieron a la página de inicio (Nedstat, 2004b). Muestra total: 105.828 visitas.*

Países de procedencia			
España	52,4%	Portugal	0,7%
México	7,6%	R. Dominicana	0,7%
Perú	7,4%	Uruguay	0,5%
Colombia	4,6%	Ecuador	0,4%
EE UU	4,5%	Costa Rica	0,3%
Venezuela	3,3%	Brasil	0,3%
Chile	3,2%	El Salvador	0,3%
Argentina	3,1%	Francia	0,3%
Bolivia	2,3%	Red	0,3%
Italia	2,1%	Guatemala	0,3%

RELEVANCIA DEL PORTAL

Con objeto de poder cuantificar la importancia o relevancia social que posee un portal de Internet, hemos analizado los siguientes indicadores:

- Posición en los buscadores más importantes.
- Número de portales que hacen referencia al portal analizado.
- Estadísticas de visitas del portal.
- Evolución temporal de las estadísticas de visitas.

Posición en buscadores

Generalmente una persona que realiza búsquedas por Internet suele acceder al primer o segundo portal que aparece en un buscador determinado, eligiendo en algunos casos entre los diez primeros. De ahí la importancia de una buena posición en los principales buscadores de la red.

Para este estudio se realizaron búsquedas en los principales motores de búsqueda internacional -*Google, Altavista, MSN, etc-* y nacional –*Yahoo y Terra.*- con las palabras de búsqueda "Ingeniería Geológica", obteniéndose los resultados mostrados en la tabla 3.

Tal y como puede observarse en la tabla *3*, en todos los buscadores analizados a nivel nacional e internacional en los que se introdujo la búsqueda por palabra clave -*Ingenie-*

ria Geologica-, el portal analizado (Abellán, 2004a) obtuvo la primera posición.

TABLA 3. *Posición de la página analizada (Abellán, 2004a) en los principales motores de búsqueda nacional e internacional.*

Buscador	Posición
Google	1º
Lycos	1º
Altavista	1º
MSN	1º
Yahoo España	1º
Terra España	1º

Número de portales que hacen referencia al portal analizado

Este indicador trata de cuantificar el número de enlaces en Internet que se dirigen hacia un determinado portal. Generalmente los portales de Internet que son citados por un mayor número de enlaces son aquellos que gozan de una mayor aceptación y grado de difusión en Internet. A modo de ejemplo, organismos públicos, universidades, etc son citados por un número de portales mucho más elevado que páginas personales de reciente creación o de escasa difusión.

Este indicador no debería analizarse únicamente de modo cuantitativo (número total de enlaces), sino también de modo cualitativo, teniendo en cuenta la importancia o *calidad* del lugar de procedencia de estos enlaces. Se muestra un estudio preliminar en el que se ha analizado el número de enlaces encontrados desde un punto de vista unicamente cuantitativo en los principales buscadores de Internet (Marketleap, 2004) a nivel internacional *(Google, Altavista, MSN, etc.)*. Los resultados pueden observarse en la tabla 4.

TABLA 4. *Número de enlaces al portal de Internet* IngenieriaGeologica.com *(Abellán, 2004a) según Marketleap (2004)*

Buscador empleado	Número de enlaces con la dirección del portal *IngenieriaGeologica.com*
Alltheweb	28
Altavista	43
Google	12
HotBot	48
MSN	43
Total	**174**

Estadísticas de visitas

Las estadísticas de visitas miden el número de personas que visitan un determinado portal. El portal *www.IngenieriaGeologica.com* ha sido consultado desde su creación (Septiembre 2001) hasta la actualidad (Febrero 2004) por más de ciento cincuenta mil personas (164.154 usuarios únicos; Vivendi Universal, 2004).

El número de visitas diario que posee un portal concreto puede medirse de dos modos, por medio del "nº de usuarios únicos" o del "nº de páginas consultadas". El "número de usuarios únicos diarios" es el número de personas distintas que visita un portal determinado en un día. El "número de páginas consultadas" es el total de páginas que han consultado todos los usuarios que han accedido al portal.

En el caso de la página de *IngenieriaGeologica.com*, las estadísticas de visitas correspondientes al mes de Enero del 2004 se muestran en la tabla 5. En ella se puede observar como el total de páginas consultadas entre los contenidos web y el foro de discusión es superior a las 40.000 páginas consultadas mensualmente, es decir, más de 1.250 consultas diarias.

TABLA 5. Estadísticas de visitas del portal de internet *www.IngenieriaGeologica.com* (según Vivendi Universal, 2004) y de su foro de discusión (según Miarroba Networks, 2004) correspondientes al mes de Enero del 2004.

	Usuarios únicos (Enero 2004)	*Páginas consultadas (Enero 2004)*
Contenidos web	*6.233*	*23.594*
Foro de discusión	*(desconocido)*	*18.824*
	Total:	**42.418**

Evolución temporal de las estadísticas de visitas

Es de gran interés para el administrador de un portal no sólo conocer el número de visitas sino también su evolución temporal, con objeto de estudiar el impacto que han tenido determinadas campañas comerciales, actualizaciones de contenidos e interés general que despierta la página en función de los cambios realizados. Para conocer esta evolución temporal, se consulta un contador de visitas insertado en el código fuente del portal (Vivendi Universal, 2004) y del foro de discusión (Miarroba Networks, 2004).

En la figura 1 se muestra a modo de ejemplo la evolución temporal en el número de visitas del foro de discusión durante los meses de Noviembre del 2003 a Enero del 2004 (Miarroba Networks, 2004).

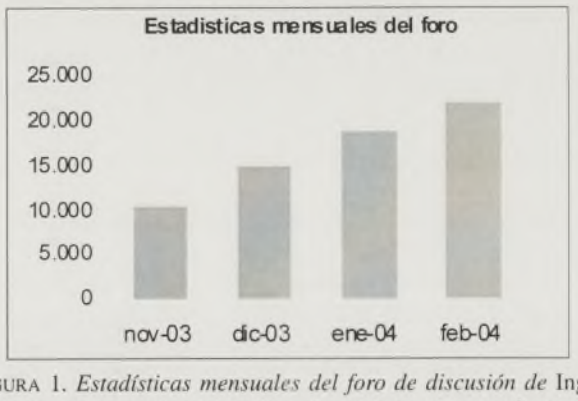


FIGURA 1. *Estadísticas mensuales del foro de discusión de* IngenieriaGeologica.com. *Estadística de visitas correspondientes al número de páginas consultadas durante el periodo Nov2003 – Feb 2004 (según Miarroba Networks, 2004).*

En estos últimos 4 meses (de Noviembre del 2003 a Febrero del 2004) el número de páginas consultadas en el foro de discusión de *IngenieriaGeologica.com* ha aumentado considerablemente, llegando incluso a duplicarse (más de 20.000 páginas consultadas en Febrero del 2004). Este incremento en el número de visitas se debe a la gran participación activa de los miembros del foro de discusión de *IngenieriaGeologica.com*. De este modo los usuarios del foro no son meros receptores de la información, sino que colaboran en la creación de sus contenidos en un proceso constante de retroalimentación. En base a esta experiencia, creemos que en los próximos años los portales diseñados con un lenguaje dinámico (php, asp, etc...) irán creciendo progresivamente, disminuyendo a su vez los actuales portales de Internet programados exclusivamente en *html*.

CONCLUSIONES

IngenieriaGeologica.com es un portal de Internet que consta de contenidos gratuitos (manuales e informes técnicos, información universitaria, software para descargar, etc) así como de un foro de discusión subdividido en distintas salas de debate técnico.

El objetivo principal de *IngenieriaGeologica.com* es el de servir de punto de encuentro en Internet para aquellos profesionales dedicados a la Ingeniería Geológica en España – y en países hispanohablantes-.

IngenieriaGeologica.com ha sido visitado por más de ciento cuenta mil personas desde la fecha de su creación - Sept 2001 a Feb 2004-, sus contenidos están enlazados por un gran número de portales de Internet, está posicionada en los primeros lugares en los buscadores de Internet más importantes a nivel nacional e internacional y ha sido nominada y premiada por sus contenidos en diversas ocasiones. Por todo ello se confirma que *IngenieriaGeologica.com* es unos de los lugares de Internet con mayor relevancia social en España e Ibero América en temas relacionados con la Ingeniería Geológico-geotécnica.

Durante los últimos meses, el foro de discusión de *IngenieriaGeologica.com* está experimentando un gran crecimiento como herramienta empleada por personas dedicadas a la Ingeniería Geológica. Pensamos que una página en donde se facilite una participación activa de las personas que la visitan enriquece considerablemente sus contenidos.

AGRADECIMIENTOS

A todas las personas y entidades que colaboran en la creación del portal de Internet *www.IngenieriaGeologica.com* y especialmente en su foro de discusión. A *JeSeM* y a *uy*- por su labor como administradores de la sala de "Hidrologia y Medio Ambiente" y "Geotecnia y cimientos" respectivamente.

REFERENCIAS

Abellán, A. (2004a): *Página de inicio* de *Ingenieria Geologica .com* [Soporte on-line]. Creada en Septiembre 2001. España. Disponible en <http://www.IngenieriaGeologica.com>

Abellán, A. (2004b): *Foro de discusión de Ingenieria Geologica.com* [Soporte on-line]. Creada en 2003, España. Consulta en Febrero 2004. Disponible en <http://www.IngenieriaGeologica.foros.st>

Abellán, A. (2004c): *¿Qué titulación universitaria posees en la actualidad?* [encuesta on-line]. Creada en Enero 2003. España, Consulta en Febrero del 2004. Disponible en <http://www.interrogantes.com/pregunta.asp?cod=69266&ver=1&back=1>

Ferrer, V. (2001): *Internet en Español.* Editorial OX, 214 p.

Marketleap (2004): *Link Popularity Check - Marketleap Search Engine Marketing Tools.* [Soporte on-line]. Creada en 1999, Estados Unidos. Consulta en Febrero 2004. Disponible en <http://www.marketleap.com/publinkpop>

Miarroba Networks, S.L. (2004):. *Estadísticas de acceso al foro de discusión de IngenieriaGeologica.com.* [Soporte on-line]. Creada en 2003, España. Consulta en Febrero del 2004. Disponible en <http://miarroba.com/foros/stats.php?id=82422>

Nedstat Basic (2004a): *Estadísticas de la página de inicio de www.IngenieriaGeologica.com.* [Soporte on-line]. Creada en Diciembre 2001, España. Consulta en Febrero 2004. Disponible en <http://www.nedstatbasic.net/s?tab=1&link=1&id=1347452>

Nedstat Basic (2004b): *Procedencia de las visitas a la página de inicio de www.IngenieriaGeologica.com.* [Soporte on-line]. Creada en Diciembre 2001, España. Consulta en Febrero 2004. Disponible en <http://www.nedstatbasic.net/s?tab=1&link=3&id=1347452>

Sánchez, J. (2004): *Propuesta al foro de discusión deIngenieriaGeologica.com* [Soporte on-line]. Creada en Diciembre 2003, España. Consulta en Febrero 2004. Disponible en <http://miarroba.com/foros/ver.php?temaid=1322203&foroid=267858>

Vivendi Universal (2004): *I España - Alojamiento gratuito y de pago - creación de sitios web.* [Soporte on-line]. Creación en 2001, España. Consulta en Febrero 2004. Disponible en <http://www.iespana.es/heberg/accueil>

Susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante) y sectores adyacentes

J. Delgado[1], J.A. Peláez[2], R. Tomás[3], C. López Casado[4], C. Doménech[5], A. Estévez[1], A. Cuenca[6] y J. Henares[4]

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. jose.delgado@ua.es, antonio.estevez@ua.es
2 Dpto. Física, Universidad de Jaén, C/ Virgen de la Cabeza 2, 23071 Jaén. japelaez@ujaen.es
3 Dpto. Expresión Gráfica y Cartografía, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. roberto.tomas@ua.es
4 Dpto. Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, 18071 Granada. clcasado@ugr.es
5 Instituto Técnico de la Construcción S.A., Av. Elche s/n, Alicante. geotecnia.alicante@itcsa.es
6 Laboratorio de Carreteras, COPUT, Generalitat Valenciana, Av. Orihuela s/n, Alicante. artemio.cuenca@coput.m400.gva.es

ABSTRACT

We present an approach developed to estimate the seismically-induced landslide susceptibility of the Alcoy (Alicante) area. It combines the Newmark's method of evaluation of slope stability with a seismic hazard study of the region through a GIS. The obtained results show that the distribution of susceptible areas is closely related to the position of river valleys, specially the Molinar and Serpis rivers. Due to Alcoy city has developed around these rivers, some zones of the city show moderate to high susceptibility, which is in accordance with historical data which describe the occurrence of seismically-induced landslides along these valleys. The results emphasize areas of susceptibility that actually are being occupied, thus pointing out the necessity of incorporating this information into the land use planning.

Key words: *landslides, seismic hazard, susceptibility maps, GIS.*

INTRODUCCIÓN

Terremotos recientes han puesto de manifiesto la importancia que la ocurrencia de inestabilidades de ladera sismoinducidas tiene en el cómputo global de daños. Algunos ejemplos, como el ocurrido en Santa Tecla (El Salvador), donde una inestabilidad produjo casi el 60% de las muertes ocasionadas por el terremoto de Enero de 2001 (M_w 7,6), demuestran la importancia de estos fenómenos y el riesgo que representan para la sociedad.

Actualmente, un método muy empleado para estudiar la estabilidad en condiciones dinámicas de un área extensa es el desarrollado por Newmark (1965). En él se trata a la posible masa inestable como un bloque rígido que puede deslizar sobre un plano inclinado, y calcula la aceleración mínima necesaria para que las fuerzas perturbadoras (componente del peso paralela al talud) igualen a la resistencia al corte del terreno. Asumiendo un equilibrio límite, esta aceleración (*Ac*) viene dada por:

$$Ac = (FS - 1)\, g \,\text{sen}\, \theta \qquad (1)$$

En esta expresión *FS* es el factor de seguridad de la ladera en condiciones estáticas, *g* la aceleración de la gravedad y θ la pendiente del talud. Dado que la aceleración debida al terremoto fluctúa en el tiempo, esporádicamente superará el valor crítico *Ac* y el talud sufrirá un desplazamiento irreversible. No obstante, un desplazamiento de pequeña magnitud no necesariamente implica inestabilidad. Es por ello que se considera que *Ac* es una medida de la susceptibilidad de la ladera a sufrir inestabilidad (Wilson y Keefer, 1985; Jibson *et al.*, 2000).

En este trabajo se presentan los resultados del análisis de susceptibilidad a movimientos de ladera sismoinducidos en el entorno de Alcoy (Alicante), un área caracterizada por haber sufrido este problema en el pasado (Ayala Carcedo *et al.*, 1990). Para ello se ha utilizado un Sistema de Información Geográfica (SIG) que ha permitido combinar el anterior criterio con un estudio de peligrosidad sísmica. Estos resultados son parte de una investigación en curso conducente a la obtención de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera desencadenados por terremotos.

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El área seleccionada para el presente estudio (Fig. 1) corresponde a la hoja 821-III del Mapa Topográfico Nacional de España a escala 1:25.000. El sector considerado es parte de la cuenca neógena de Alcoy. Dentro de ésta se han estudiado sólo aquellos materiales que geotécnicamente se pueden describir por la mecánica de suelos, concretamente las margas del Mioceno Medio-Superior, conocidas localmente como "*Tap*", y los sedimentos de las diversas generaciones de abanicos aluviales que parten de los relieves que rodean la cuenca.

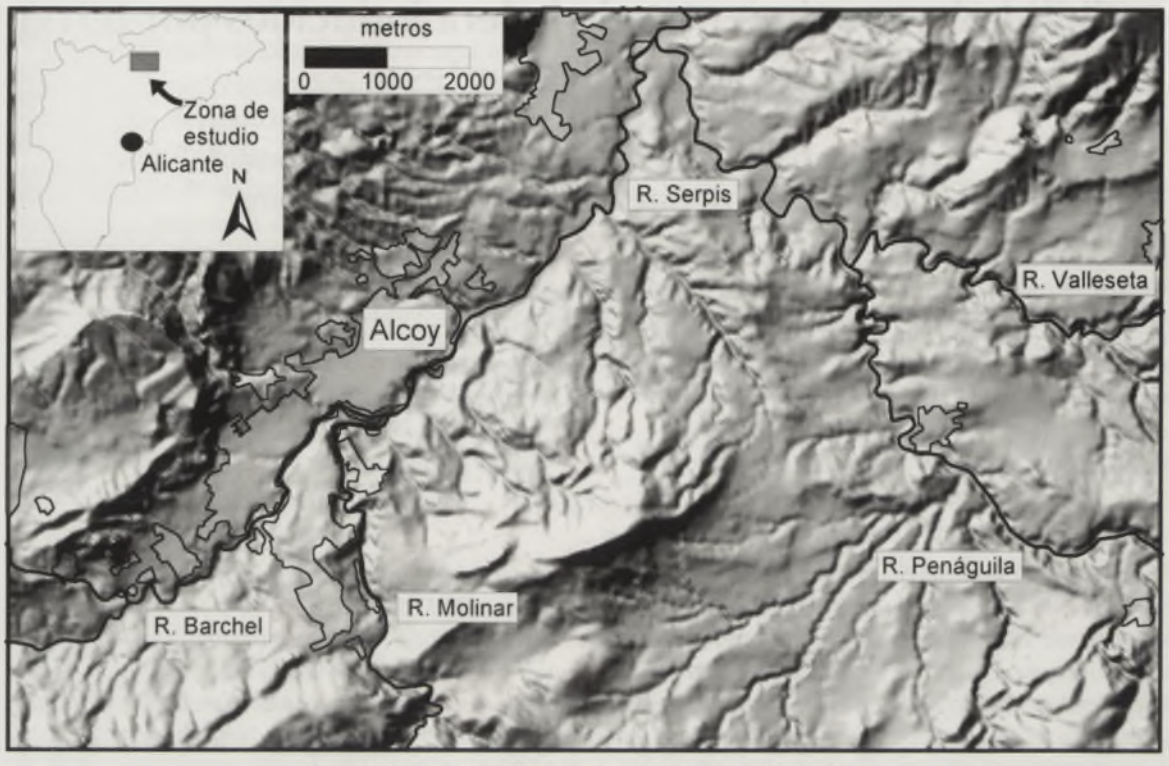


FIGURA 1. *Localización geográfica de la zona de estudio.*

El relieve se caracteriza por pendientes moderadas, generalmente inferiores a 10º. La elevación de los macizos que rodean la cuenca durante el Plioceno y Cuaternario (Goy *et al.*, 1989), así como la comunicación de la misma con el Mediterráneo a través del barranco del Infierno en el Pleistoceno (IGME, 1985), ha dado lugar a un rejuvenecimiento del relieve. Como consecuencia, los valles excavados por los ríos son profundos y con fuertes pendientes, donde son frecuentes los episodios de inestabilidad en condiciones estáticas que afectan, sobre todo, a las margas del *Tap*.

Al objeto de introducir la información geológica y topográfica en un SIG se ha digitalizado la cartografía geológica de la zona de estudio (Almela *et al.*, 1975), definiendo polígonos para cada formación cartografiada. Posteriormente los polígonos se han rasterizado según una rejilla (píxel) de 25 m de lado. Adicionalmente se ha elaborado un modelo digital del terreno con el cual se ha obtenido un mapa de pendientes.

Las propiedades geotécnicas de los materiales se han obtenido a partir de más de un centenar de informes geotécnicos que se han podido consultar. Para asignar propiedades a cada polígono resultante de la digitalización de la geología superficial, se localizaron los sondeos sobre el mapa litológico y promediaron las propiedades densidad (γ), cohesión efectiva (c') y ángulo de rozamiento efectivo (ϕ') de todos los ensayos efectuados sobre materiales de un mismo polígono. Un resumen de las propiedades de los diversos materiales considerados aparece en la tabla 1. Como consecuencia de este procedimiento ha resultado que polígonos de una misma litología pueden tener propiedades geotécnicas ligeramente diferentes entre sí.

MÉTODO DE CÁLCULO DE LA SUSCEPTIBILIDAD

Se ha definido la susceptibilidad a movimientos de ladera en condiciones dinámicas a partir de dos elementos. Por una parte se ha calculado la *Ac* derivada del método de Newmark y, por otra, se ha considerado la peligrosidad sísmica de la región (aceleración pico, PGA).

TABLA 1. *Propiedades geotécnicas de los suelos de la cuenca de Alcoy.*

Material / Unidad	Edad	Propiedades		
		Cohesión, c' (KPa)	Áng. rozamiento, ϕ (º)	Densidad, γ (KN/m^3)
Margas (*Tap*)	Mioceno Medio-Sup.	25 - 33	26,8 – 28,0	18,0 – 20,5
Abanicos aluviales	Pleistoceno Inf.-Med.*	10	32	19,5
Abanicos aluviales	Pleistoceno Medio*	10	34	21,3
Abanicos aluviales	Pleistoceno Med.-Sup.*	9 – 18	31,3 - 36	17,9 – 21,6
Llanural aluvial	Holoceno*	10	31	20,5

(*) Según Goy *et al.* (1989)

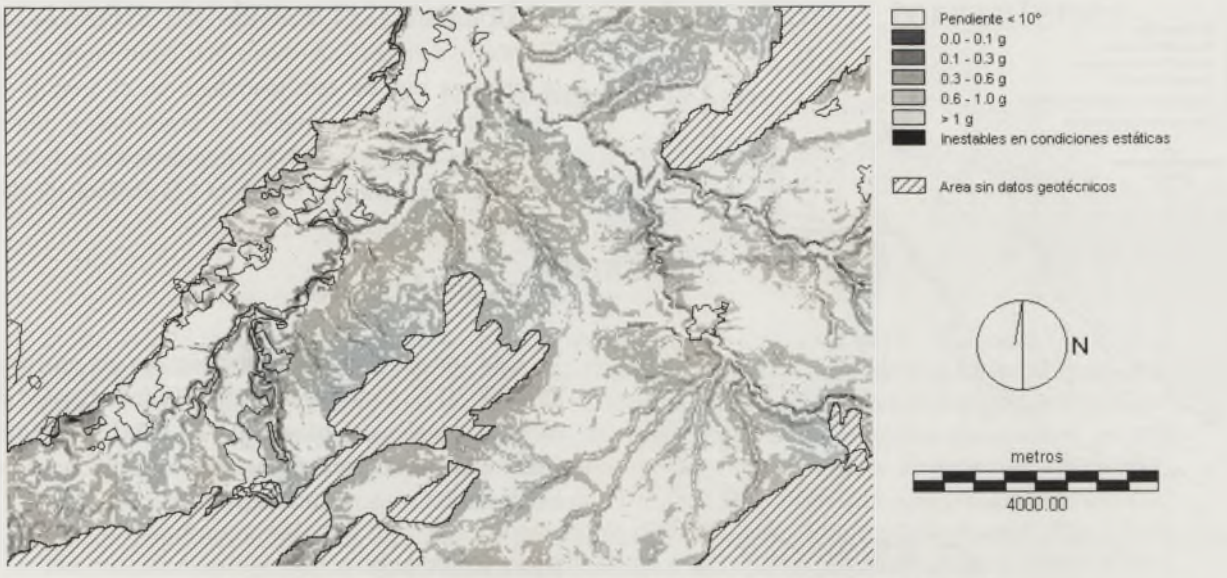


FIGURA 2. *Aceleración crítica (en g) resultante de aplicar el método de Newmark.*

El valor de *Ac* es constante y característico de cada punto (píxel) investigado, función de las propiedades geotécnicas de los materiales y de la pendiente de la ladera, mientras que la *PGA* varía en función del período de retorno. Se ha realizado una clasificación del territorio según el criterio: Susceptible (Ac ≤ PGA(T)) y No Susceptible (Ac > PGA(T)), siendo *T* el período de retorno considerado (100, 475 y 1000 años, respectivamente). Como quiera que la PGA aumenta con el período de retorno, la porción de territorio susceptible, según la anterior condición, también lo hará. Al objeto de definir grados de susceptibilidad, se han establecido cuatro categorías: No susceptible, Susceptibilidad baja (Ac < PGA(1000 años)), Moderada (Ac < PGA(475 años)) y Alta (Ac < PGA(100 años)).

Para el cálculo de *Ac* es necesario determinar previamente el *FS* de la ladera. Para ello se ha utilizado el modelo del talud infinito, de fácil implementación en los SIG. Dicho factor queda definido como:

$$FS = \frac{c'}{\gamma Z \sin\theta} + \frac{\tan\phi'}{\tan\theta} \qquad (2)$$

en donde *Z* es el espesor del material inestable. Para el presente trabajo *Z* se ha fijado en 2,5 m, espesor de material típico observado en diversas inestabilidades actuales. Los valores de *FS* obtenidos varían entre 0,8 y más de 7 para las zonas más llanas (no se han considerado zonas de pendiente inferior a 10º en el análisis). Se ha realizado un chequeo de aquellos puntos donde *FS* < 1 y comprobado que tal condición se corresponde con movimientos de ladera actuales o recientes. Aquellos píxeles donde ocurre esta condición no han sido tenidos en cuenta en análisis posteriores. Los valores de *FS* obtenidos se han utilizado para determinar *Ac* a partir de la expresión (1), resultando valores que varían entre 0 y 1,1 *g* (Fig. 2)

Los valores de peligrosidad sísmica (PGA) utilizados en este trabajo han sido obtenidos utilizando el método de la sismicidad suavizada espacialmente (Peláez y López Casado, 2002). Con este método se tratan de combinar las ventajas de los clásicos métodos paramétricos y no paramétricos. El resultado obtenido con esta evaluación tiene en cuenta tanto los terremotos históricos como la reciente sismicidad instrumental, combinando para ello cuatro modelos de sismicidad que llegan a incluir hasta los terremotos más energéticos de los últimos 700 años. El catálogo utilizado ha sido el del área Ibero-Mogrebí compilado por el Instituto Geográfico Nacional y actualizado a 1999. La figura 3 presenta las curvas de peligrosidad para los vértices y centro de la zona de estudio. Las curvas muestran un incremento de la peligrosidad hacia el N de la zona de estudio como consecuencia de los terremotos históricos energéticos acaecidos en ese sector (terremotos de 18/12/1396 de Tavernes de la Valldigna, de 19/06/1644 de Muro de Alcoy, o de 23/03/1748 de Estubeny).

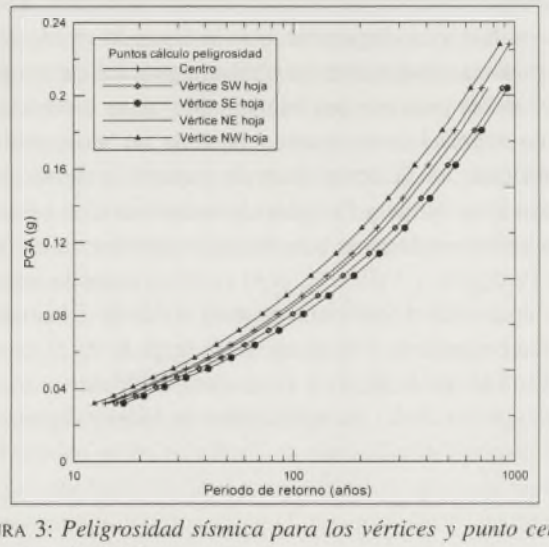


FIGURA 3: *Peligrosidad sísmica para los vértices y punto central de la zona de estudio.*

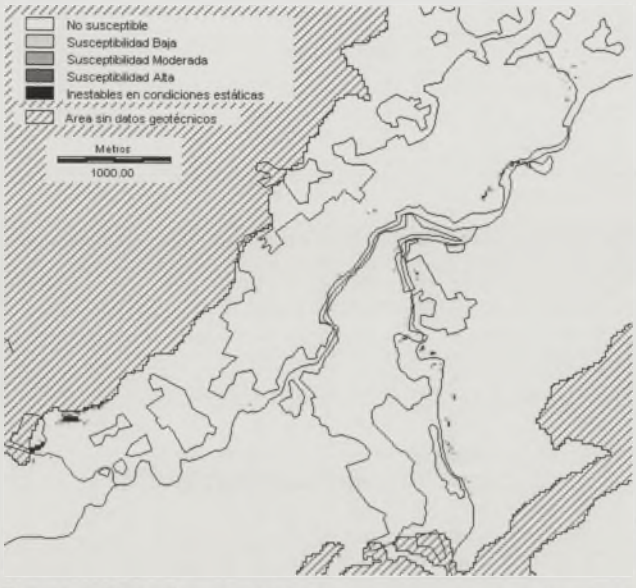


FIGURA 4. *Mapa de susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos del casco urbano de Alcoy.*

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los mapas resultantes de la superposición de los dos datos de base, *Ac* y *PGA(T)*, muestran que la localización geográfica de las zonas susceptibles a movimientos de ladera sismoinducidos está muy controlada por la posición de los valles de los ríos, especialmente en sus cursos altos, donde las laderas tienen pendientes elevadas, tal y como sucede a lo largo del curso del río Molinar en las inmediaciones de Alcoy (Fig. 4). Es importante señalar que para este valle, la estabilidad de las laderas es muy precaria. En condiciones estáticas existen varios procesos de inestabilidad que amenazan, incluso, el casco antiguo de la ciudad y algunas fábricas a lo largo del curso del río. Esta situación se agrava al introducir las condiciones dinámicas, de manera que la mayor parte del valle resulta ser de susceptibilidad moderada. Estos datos están en consonancia con la información histórica disponible (Ayala Carcedo *et al.*, 1990). Las mismas conclusiones se obtienen para los cursos de los ríos Barchel y Serpis, que también atraviesan Alcoy ciudad, siendo especialmente notable la zona de susceptibilidad identificada en la actual área de expansión de la ciudad (barrio Zona Norte y Polígono Industrial de Cotes Baixes). Resultados similares se han obtenido para los valles de los ríos Penáguila y Valleseta, pero en estos casos la amenaza que representa el fenómeno es menor, debido a la ausencia de núcleos urbanos importantes a lo largo de estos cauces.

El mapa de la figura 4 representa un primer paso en la investigación de las inestabilidades de ladera sismoinducidas, delimitando aquellas zonas más propensas a sufrirlas. El estudio detallado de estas zonas contribuirá a establecer la amenaza real de este fenómeno en el área de estudio, información que actualmente no poseemos, y a una mejor gestión del riesgo sísmico, facilitando la toma de decisiones acerca del potencial uso del suelo y la elaboración de planes de ordenación urbana.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CTI-DIB/2002/177. Contribución 03/2004 de la *Unidad de Ingeniería Geológica* del grupo AVCiT – GRUPOS 03/085 de la Generalitat Valenciana. Se agradece la colaboración de las empresas ITC S.A. y GEOSCAN S.A.

REFERENCIAS

Almela, A., Gómez, E., Quintero, I. y Mansilla H. (1975): Mapa geológico de España E:1/50.000, Hoja 821 - Alcoy. 2ª serie. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 31 p.

Goy, J.L., Zazo, C., Silva, P. y T. Bardají (1989): Actividad neotectónica cuaternaria en la cuenca neógena de Alcoy (España). Aplicación de criterios geomorfológicos. En: *2ª Reunión sobre el Cuaternario Ibérico*, Resúmenes.

IGME (1985). *Mapa geotécnico y de riesgos geológicos para la ordenación urbana de Alcoy. Mapa de riesgos geológicos E:1/25.000, 1/2.500 y 1/1.000*. Memoria. Ministerio de Industria y Energía. Madrid, 165 p.

Ayala Carcedo, F.J., Barettino, D., Mulas Peña, J., Laín Huerta, P., Burillo, J., Soria, J.M., Conconi, G.O., Gracia Bernal, A., Perez Picayo, M.A., Grao, J.A. y Rico, J. (1990): *Estudio de riesgos naturales en la ciudad de Alcoy. Riesgo de avenidas. Vulnerabilidad y riesgo sísmico.* Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 214 p. y 3 planos.

Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A. (2000): A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58: 271-289.

Newmark, N.M. (1965): Effects of earthquakes on dams and embankments. *Géotechnique*, 15: 139-160.

Peláez, J.A. y López Casado, C. (2002): Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 159: 2699-2713.

Wilson, R.C. y Keefer, D.K. (1985): Predicting areal limits of earthquake-induced landslides. En: *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region – An Earth Science Perspective* (J.I. Ziony, Ed.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, 317-345.

Aplicación de los criterios de isosaturación a terraplenes

F. Fernández de la Llave

Demarcación de Carreteras del Estado en Extremadura, Plaza de los Golfines 6, 10071 Cáceres. ffdelallave@eresmas.com

ABSTRACT

In this article the approval criteria for the embankment from the new Details of General Technique Prescriptions for Road and Bridge Works (PG-3) are described. A concise exposition is made stating the new moisture setting into work prescriptions with the explanation of the saturation conditions that compact soils must have, so that its resistance and deformation parameters are the appropriate, defining the validity area in the Humidity-Density diagram for its approval. Three practical cases of the use of soils are commented on. They are soils from different groups (permissible, selected and marginal) and they will be placed in different areas in the embankment, that is why the moisture setting into work and compacting criteria, according to what has been stated above, are different in each case. Finally, some conclusions for a better use of the materials from the point of view of their moisture contents are presented.

Key words: *embankment, compaction, moisture.*

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se hace una presentación de las innovaciones, en lo referente a la humedad de puesta en obra de los suelos, que la nueva normativa introduce en el artículo de rellenos tipo terraplén en obras de carreteras.

En el nuevo artículo, además de las prescripciones relativas a la densidad, se pide que el punto representativo del suelo en el diagrama de humedad-densidad seca ha de encontrarse dentro de la zona de validez que se define cómo la comprendida entre la densidad seca referida y las líneas de isosaturación correspondientes a los puntos de la curva de referencia relativos a las humedades límites exigidas.

Por último, se exponen una serie de ejemplos de casos reales, con suelos de diferente naturaleza, que han sido aplicados en varias obras.

TERRAPLENES. NUEVAS PRESCRIPCIONES

La modificación del Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para obras de Carreteras y Puentes (PG 3), tuvo lugar con la publicación en el B.O.E. nº 139 de 11 de junio de 2002 de la ORDEN FOM/1382/2002 de 16 de mayo.

La publicación actualiza determinados artículos del pliego, relativos a la construcción de explanaciones, drenajes y cimentaciones, entre los que figura el artículo 330 "Terraplenes". En este artículo son varios los cambios introducidos, como son: añadir nuevos parámetros en la clasificación de suelos, creación de un nuevo grupo (denominado suelo marginal), nuevas prescripciones en los criterios de aceptación y recomendaciones de puesta en obra, etc.

Dentro de las nuevas prescripciones técnicas para la aceptación de una tongada, se define lo referente a la humedad de puesta en obra. En este sentido se fijan unos criterios con la idea de tener asegurados unos ciertos estados de saturación en los suelos compactados, para el cual se establecen unos incrementos de humedad respecto a la óptima del proctor de referencia, a partir de los cuales se determinan las líneas de isosaturación que establecerán la zona de validez o aceptación de la compactación del suelo.

VARIACIÓN DE PARÁMETROS GEOTÉCNICOS EN EL DIAGRAMA DE COMPACTACIÓN

Cuando se plantea compactar un suelo es con el propósito de obtener un nuevo material (suelo compactado), que presente un comportamiento de resistencia y rigidez adecuado a las funciones asignadas a la estructura de tierra. Para obtener estas propiedades geotécnicas, de un suelo, hay que tener en cuenta el conjunto de parámetros que intervienen en el proceso de compactación, como son: la densidad seca mínima requerida, la humedad de puesta en obra y sus posibles variaciones y energía empleada en la compactación.

Se ha comprobado (Espinace y Oteo, 1983) como varía el módulo de deformación aparente y el ángulo de rozamiento interno en función de la densidad seca, la humedad y la energía de compactación (Fig. 1).

También se ha estudiado la variación del potencial de colapso por humectación, comprobándose que este parámetro permanece casi constante al moverse paralelamente a la línea de saturación (Fig. 2).

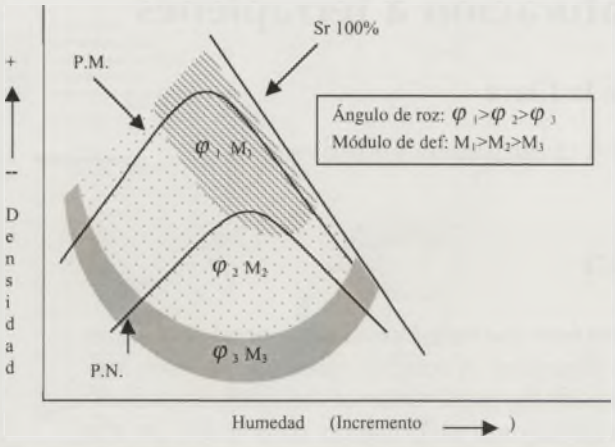


FIGURA 1. *Zonas con igual resistencia y rigidez (simplificado de Espinace y Oteo, 1983).*

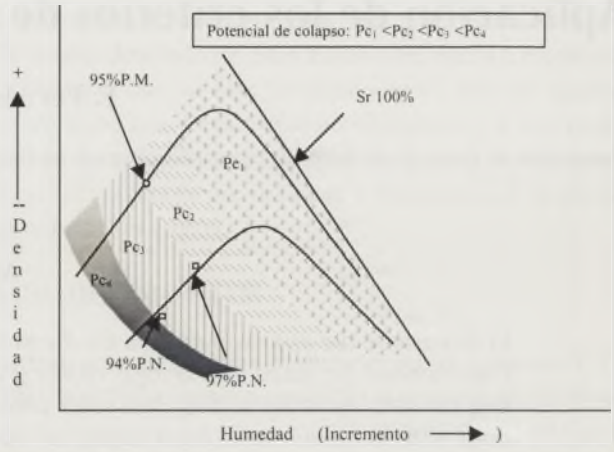


FIGURA 2. *Zonas con igual potencial de colapso (simplificado de Oteo, 1994).*

DETERMINACIÓN DE LA HUMEDAD DE PUESTA EN OBRA

La humedad de puesta en obra debe establecerse teniendo en cuenta los siguientes criterios:

a) La necesidad de obtener la densidad y el grado de saturación exigidos en el Pliego de Prescripciones Técnicas.

b) El comportamiento del material a largo plazo ante posibles cambios de dicha humedad (p.e. expansividad, colapso).

c) La humedad del material al excavarlo (en su yacimiento original) y su evolución durante la puesta en obra (condiciones climáticas y manipulación).

Teniendo en cuenta estos requisitos la humedad, inmediatamente después de la compactación, debe ser tal que el grado de saturación en ese instante se encuentre comprendido entre los valores del grado de saturación correspondientes, en el ensayo Próctor de Referencia, a humedades de menos dos por ciento (-2%) y de más uno por ciento (+1%) de la óptima de dicho ensayo Próctor de Referencia (preferentemente Próctor Modificado P.M.). En el caso de suelos expansivos o colapsables, los límites de saturación indicados, se aconseja que sean los correspondientes a humedades de menos uno por ciento (-1%) y de más tres por ciento (+3%) de la óptima del ensayo del Próctor de Referencia (preferentemente Próctor Normal P.N.).

El grado de saturación queda definido por:

$$\rho_d = \rho_S \cdot \frac{S_r}{\omega \frac{\rho_S}{\rho_w} + S_r}$$

y las líneas de isosaturación por:

$$S_r = \omega \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \frac{\rho_d}{\rho_S - \rho_d}$$

siendo S_r = Grado de saturación, ω = Humedad del suelo, ρ_d = Densidad seca del suelo, ρ_w = Densidad del agua y ρ_s = Densidad de las partículas del suelo.

APLICACIÓN DE CASOS REALES

A continuación se exponen tres ejemplos de suelos utilizados en rellenos tipo terraplén, en obras de carreteras de la provincia de Cáceres. Cada uno de ellos representa una tipología de suelo y de puesta en obra distinta y por tanto han requerido de unas prescripciones de colocación y aceptación diferentes.

Aluvial: arena arcillosa con algo de gravas

En estos materiales el grado de compactación mínimo requerido es 95% P.M. Es un material utilizado en núcleo de terraplén y tiene una humedad de puesta en obra de H.op.+1y H.op.-2. En la tabla 1 se muestran las características geotécnicas de estos materiales y en la figura 3 el gráfico humedad-densidad del material. En este caso la zona de validez está reflejada en la figura 3 por aquellos puntos que quedan dentro del área definida por la intersección de: 1) la densidad mínima requerida (95% P.M.), es decir, 1,891; 2) la curva de isosaturación para H.op-2 del P.M. (71,1%) y 3) la curva de isosaturación para H.op+1 (96,8%).

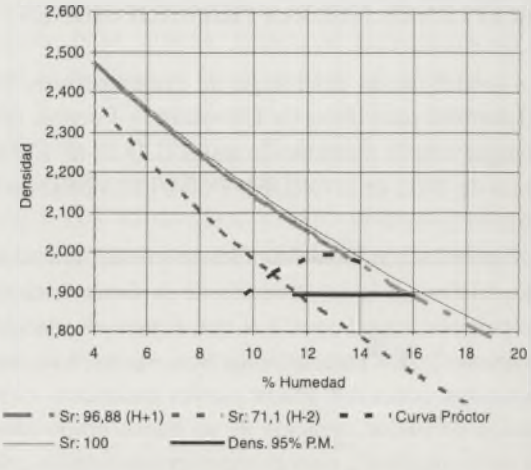


FIGURA 3. *Zona de validez del suelo aluvial.*

TABLA 1. *Características geotécnicas del suelo aluvial.*

Finos %	L.L.	I.P.	Hinch. libre %	Colapso %	Clasificación s/PG3	P.e. de las partículas	Densidad máxima P.M.	Hum. opt.
27,9	27,06	10,34	0,03	0,05	Tolerable	2,750	1,990	12,7 %

TABLA 2. *Características geotécnicas del suelo eluvial granítico.*

Finos %	L.L.	I.P.	Hinch. libre %	Colapso %	Clasificación s/PG3	P.e. de las partículas	Densidad máxima P.M.	Hum. opt.
20,1	27,3	7,5	0,0	0,0	Seleccionado	2,750	2,037	9,83%

TABLA 3. *Características geotécnicas del suelo de arcillas miocenas.*

Finos %	L.L.	I.P.	Hinch. libre %	Colapso %	Clasificación s/PG3	P.e. de las partículas	Densidad máxima P.M.	Hum. opt.
85,1	37,8	17,9	4,10	–	Marginal	2,665	1,740	12,95%

Eluvial granítico: arena gruesa con algo de gravas y limos

En estos materiales el grado de compactación mínimo es 100% P.M. Es un material utilizado en coronación de terraplén y tiene una humedad de puesta en obra comprendida entre H.op.+1y H.op.-2. En la tabla 2 se muestran las características geotécnicas de estos materiales y en la figura 4 el gráfico humedad-densidad del material. En este caso la zona de validez está reflejada en la figura 4 por aquellos puntos que quedan dentro del área definida por la intersección de: 1) la densidad mínima requerida (100% P.M.), es decir, 2,037; 2) la curva de isosaturación para H.op-2 del P.M. (56,18%) y 3) la curva de isosaturación para H.op+1 (83,81%).

Arcillas miocenas: arcillas algo arenosas

En estos materiales el grado de compactación mínimo requerido es 95% P.N. Es un material utilizado en núcleo de terraplén y tiene una humedad de puesta en obra comprendida entre H.op.+3 y H.op.-1 debido a su carácter "potencialmente expansivo". En la tabla 3 se muestran las características geotécnicas de estos materiales y en la figura 5 el gráfico humedad-densidad del material. En este caso, de suelo marginal, la zona de validez está reflejada en la figura 5 por aquellos puntos que quedan dentro del área definida por la intersección de: 1) la densidad mínima requerida (95% P.N.) es decir 1,653; 2) la curva de isosaturación para H.op-1 del P.N. (58,44%) y 3) la curva de isosaturación para H.op+3 (76,36%).

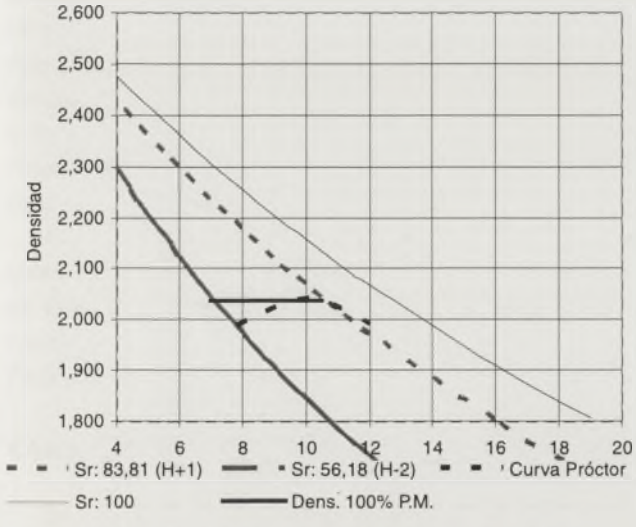


FIGURA 4. *Zona de validez del suelo eluvial granítico.*

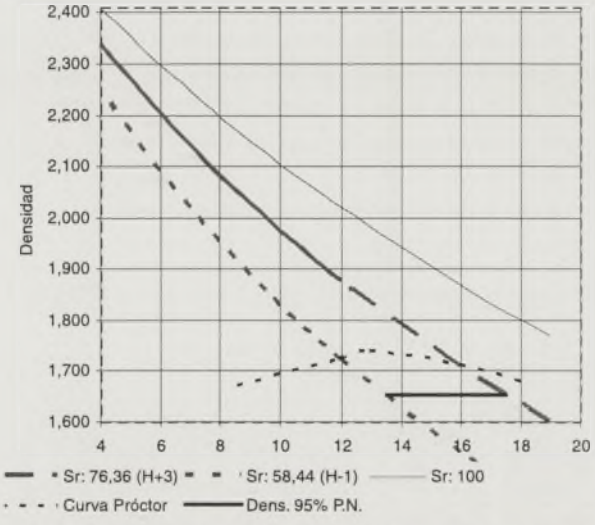


FIGURA 5. *Zona de validez del suelo de arcillas miocenas.*

CONCLUSIONES

Una de las peculiaridades de los suelos no saturados es su potencial deformabilidad volumétrica al modificarse su grado de su saturación, esto pone de manifiesto la gran importancia que tiene la ejecución de la compactación con una humedad de puesta adecuada de acuerdo a los criterios de saturación.

Como se desprende de las gráficas, en el caso de humedades naturales muy bajas el cumplimiento de la condición relativa al grado de saturación, puede conseguirse tanto aumentando el contenido de agua como aumentando la energía de compactación.

Una buena práctica, para el mejor aprovechamiento de los materiales desde el punto de vista de su contenido de humedad, es usar las técnicas de extracción, transporte, acopio, riego u oreo, y extensión adecuadas para mejorar las condiciones del material en su yacimiento original.

REFERENCIAS

B.O.E. (2002): N^o *139 de 11 de junio: ORDEN FOM/1382/2002, de 16 de mayo, por la que se actualizan determinados artículos del pliego de prescripciones técnicas generales para obras de carreteras y puentes relativos a la construcción de explanaciones, drenajes y cimentaciones*: 20948-20953.

Espinace, R. y Oteo, C. (1983): Influencia del grado de compactación de rellenos arenosos en su deformabilidad bajo acciones estáticas y cíclicas. *Cuadernos de Investigación*. C-10 CEDEX.

Ministerio de Fomento (2000): *CEDEX: Jornadas de presentación de la O.C. 326/00 (PG-3 Geotecnia Vial).*

Ministerio de Fomento (2000). *Dirección General de Carreteras: Orden Circular 326/00 sobre geotecnia vial en lo referente a materiales para la construcción de explanaciones y drenajes.*

MOPU (1975): *Dirección General de Carreteras: Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para obras de carreteras y puentes PG-3.*

Oteo, C. (1994): Reglas generales de proyecto. En: *III Simposio Nacional de Geotecnia Vial*, Asociación Técnica de Carreteras: 183-205.

Santamaría, J. (2001): Principales innovaciones en el PG-3 sobre geotecnia vial y drenaje. *Rutas*, 84: 15-28.

Aproximación al comportamiento geotécnico de las Ignimbritas *ash and pumice* a partir de análisis químico-mineralógicos

A. González Losa[1], F.J. Pérez Torrado[2] y A. Lomoschitz Mora Figueroa[3]

1 C/ Olof Palme 45, 7ºB, 35010 Las Palmas de Gran Canaria. aglosa@servical.net
2 Dpto. Física-Geología, ULPGC, 35080 Las Palmas de Gran Canaria. fperez@dfis.ulpgc.es
3 Dpto. de Ingeniería Civil, Escuela Universitaria Politécnica, ULPGC, 35080 Las Palmas de Gran Canaria. alomoschitz@dic.ulpgc.es

ABSTRACT

Geological factors controlling the engineering properties of the Miocene (ca. 8,3 Ma) ash and pumice phonolitic ignimbrites in Gran Canaria island have been analysed. Emphasis has been placed on the influence of chemical and mineralogical changes on the strength and deformation properties. Optical microscopy, X-ray diffraction and X-ray fluorescence techniques have been used for characterization of the geochemistry and mineralogy of these pyroclastic flow deposits. Several physical and mechanical tests (classification tests, uniaxial compression, etc.) have been carried out to determinate the geotechnical behaviour. The alteration degree of vitreous phase is the most important factor for explaining the decrease of quality in the geotechnical properties of these soft rocks.

Key words: *ash and pumice phonolitic ignimbrites, geochemical alteration, geotechnical behaviour, Miocene, Gran Canaria.*

INTRODUCCIÓN

Los materiales conocidos como tobas fonolíticas (genéticamente ignimbritas tipo *ash and pumice*) pertenecientes a la Formación Fonolítica de edad miocena (Balcells y Barrera, 1990), constituyen uno de los basamentos principales sobre los que se construye una parte de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria y su red de comunicaciones. Estos materiales de tonalidades generalmente claras (blanco, amarillo, beige claro) cuando se hayan en banco y en estado seco, tienen un buen comportamiento como cimiento y en talud. Sin embargo, con presencia de alteración geoquímica adquieren tonalidades más oscuras (naranja, ocre e incluso verde), tacto jabonoso y consistencia semisólida a plástica (Lomoschitz, 1996). Por otro lado, la necesidad de áridos para rellenos de terraplén, en determinadas zonas, ha llevado a comprobar sus propiedades mecánicas mediante ensayos. Los resultados han sido negativos: una vez excavado este material, troceado, regado y apisonado, pierde sus propiedades iniciales y se convierte en un material cohesivo y pastoso, no apto para rellenos de carretera.

El objeto del presente trabajo es aportar nuevos datos sobre las propiedades mecánicas de estas tobas fonolíticas, así como establecer una posible relación causa-efecto entre cambios químico-mineralógicos y variaciones en sus propiedades mecánicas.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y GEOTÉCNICA

El muestreo para los diferentes estudios realizados, se hizo en tres afloramientos representativos en el Norte de la isla de Gran Canaria (A, B y C de la figura 1), dentro del término municipal de Las Palmas de Gran Canaria. Se tomaron cuatro muestras, dos en superficie (M2 en el punto A y M4 en el punto B) y otras dos mediante sondeos (M1 en el punto B y M3 en el punto C).

Por un lado, se determinó la composición química y mineralógica de las cuatro muestras mediante microscopia óptica, fluorescencia de rayos X y difracción de rayos X, aplicando estas dos últimas técnicas sobre submuestras tomadas de la matriz y de las pómez. Por otra parte, las propiedades geotécnicas se determinaron trabajando con muestras inalteradas (aquellas que conservan la estructura y humedad que poseen en su estado natural) y alteradas mecánicamente (aquellas en que, al realizar la toma, se han variado su estructura y condiciones naturales) mediante granulometrías, determinación de los límites líquido y plástico, densidad relativa de las partículas, proctor normal, proctor modificado, resistencia a compresión uniaxial, resistencia al corte, hinchamiento libre, densidad aparente y porosidad.

Al microscopio petrográfico todas las muestras presentan texturas y componentes similares entre sí, típicas de depósitos piroclásticos tipo ignimbritas *ash and pumice*. Se trata de texturas clásticas en las que las fracciones juveniles, líticos y cristales se encuentran siempre rodeadas por una matriz cinerítica que constituye, por tanto, el armazón de estas rocas. Las proporciones de cada una de estas fracciones oscilan entre un 35–50% para la matriz cinerítica, un 20-45% para los juveniles (pómez), 15-30% para los líticos y 2-8% para los cristales (feldespatos alcalinos, opacos, anfíboles y clinopiroxenos). Los análisis geoquímicos arro-

TABLA 1. *Cuadro resumen de resultados de identificación mineralógica deducidos de las láminas delgadas y de la difracción de rayos X.*

	MUESTRAS DE SONDEOS				MUESTRAS SUPERFICIALES			
MUESTRAS / MINERAL	M-1 POMEZ	M-3 POMEZ	M-1 MATRIZ	M-3 MATRIZ	M-2 POMEZ	M-4 POMEZ	M-2 MATRIZ	M-4 MATRIZ
ALBITA	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	NO
SANIDINA	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI
ANORTOCLASA	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI	SI
ANFÍBOLES	SI	NO	SI	NO	SI	NO	SI	NO
OPACOS (ÓXIDOS DE Fe)	SI	NO	SI	NO	SI	NO	SI	NO
CLINOPIROXENOS	SI	NO	SI	NO	SI	NO	SI	NO
PHILIPSITA	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	NO
SERICITA	SI	SI	SI	SI	NO	NO	NO	NO
CHABACITA	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO	NO
MONTMORILLONITA	NO	NO	NO	NO	SI	SI	SI	SI
CAOLINITA	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO

jan valores similares tanto en la matriz como en los juveniles de todas las muestras. Se observa una fuerte pérdida por ignición (correspondiente a fases volátiles, H_2O y CO_2) del orden de un 10 a 15%, incluso en las muestras más frescas tomadas en los sondeos. Asimismo, muestran valores de Na_2O y K_2O por debajo de los normales para magmas fonolíticos. Todo ello indica que todos estos depósitos muestran una cierta alteración geoquímica, ligeramente mayor en las muestras M-2 y M-4 recogidas en superficie que en las muestras M-1 y M-3 de los sondeos.

Por lo que respecta a la difracción de rayos X (Tabla 1), se observa la existencia de minerales secundarios pertenecientes a los grupos de las zeolitas (phillipsita y chabacita) y las arcillas (sericita, montmorillonita y caolinita) tanto en la fracción matriz como en los juveniles (pómez). Sin embargo, es importante destacar la existencia de asociaciones paragenéticas diferentes entre las muestras superficiales (M-2 y M-4), con mayor grado de alteración geoquímica, y las muestras tomadas en sondeo (M-1 y M-3), más frescas.

Los resultados de los ensayos físico-mecánicos realizados se resumen en la tabla 2. Como cabría esperar, existe una gran diferencia entre los resultados de las muestras alteradas e inalteradas mecánicamente, según la definición descrita anteriormente. Asimismo, se observa que los resultados indican un peor comportamiento mecánico en las muestras superficiales que en las obtenidas mediante sondeos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los altos valores de fases volátiles (H_2O y CO_2) en las muestras, los valores bajos en los álcalis y la presencia de minerales de los grupos de las zeolitas y arcillas, permiten

TABLA 2. *Cuadro resumen de resultados de los ensayos geotécnicos tanto en muestras inalteradas como alteradas mecánicamente.*

ENSAYOS	MUESTRAS	Muestras inalteradas mecanicamente				Muestras alteradas mecanicamente	
		M-1	M-3	M-2	M-4	M-2	M-4
Granulometría	% Pasa tamiz UNE 5	–	–	–	–	86	99
	% Pasa tamiz UNE 0,080	–	–	–	–	66	65
Plasticidad	Límite líquido	–	–	–	–	126	110
	Límite plástico	–	–	–	–	58	58
	Índice de plasticidad	–	–	–	–	68	52
Densidad relativa de las partículas (kg/m³)	–	2642	2620	2600	2601	2600	2601
Ensayo Proctor normal	Densidad seca máx. (kg/m³)	–	–	–	–	1162	1128
	Humedad óptima (%)	–	–	–	–	42,2	38,9
Ensayo Proctor modificado	Densidad seca máx. (kg/m³)	–	–	–	–	1302	1314
	Humedad óptima (%)	–	–	–	–	32,2	33,3
Resistencia a compresión (MPa)		5,2	4,8	2,5	2,1	0,3	0,3
Resistencia al corte	Angulo de rozamiento (°)	28	29	22	23	18	16
	Cohesión (MPa)	0,05	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01
Hinchamiento libre (%)	–	0,5	0,5	0,7	0,6	1,2	1,3
Densidad aparente (kg/m³)	–	2250	2233	2119	2090	–	–
Porosidad (%)	–	15,1	14,8	18,5	19,7	40	40,3

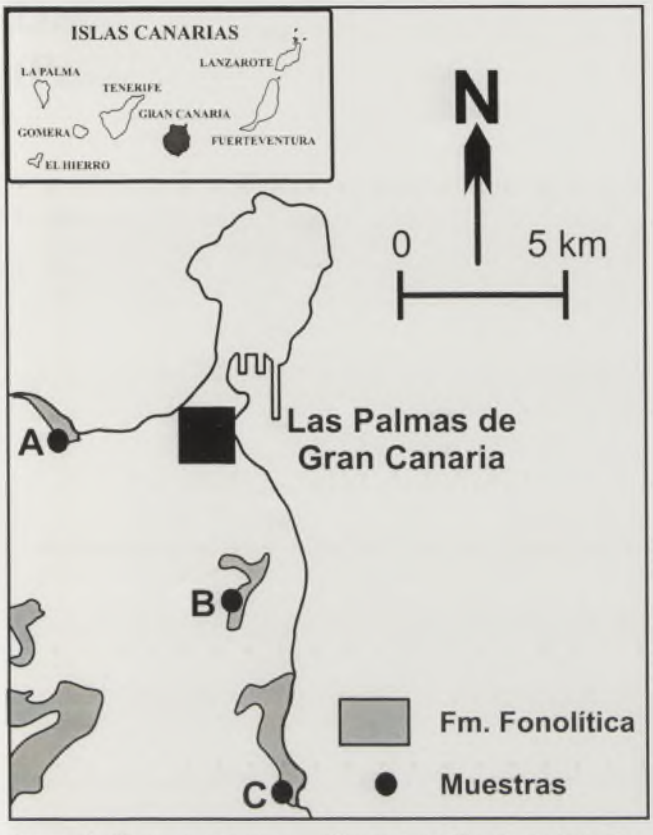


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado (modificado de Balcells y Barrera, 1990) de la Formación Fonolítica en el área NE de Gran Canaria y localización de las muestras estudiadas. En A, muestra M-2; en B, muestras M-1 y M-4; en C, muestra M-3.*

pensar en un proceso de desvitrificación y neoformación de minerales secundarios a costa del componente vítreo original volcánico (presente en la matriz cinerítica y en los fragmentos pumíticos) de composición fonolítica. La existencia de paragénesis diferentes de esos minerales neoformados en muestras de diferente procedencia indica que, o bien la alteración química del componente vítreo original se desarrolló en dos etapas (en la primera con neoformación de phillipsita y sericita, y en la segunda de chabacita, montmorillonita y caolinita), o bien el grado de meteorización química en muestras superficiales y profundas (sondeos) es diferente.

En cuanto a los resultados de los ensayos geotécnicos, las tobas pumíticas se pueden clasificar como Roca Blanda R_1 (resistencia a compresión simple, 5<qu<25 MPa), según la clasificación del I.S.R.M. (International Society on Rock Mechanics, 1980), cuando no se produce ningún tipo de modificación física de su estructura. Sin embargo, cuando se modifica esa estructura por alteración mecánica pasan a pertenecer al tipo CH (arcillas inorgánicas de alta plasticidad) según la clasificación U.S.C.S. (Lambe y Whitman,1981). Conviene destacar que el grado de hinchamiento, superior en muestras superficiales, es aún mayor cuando la estructura de la roca se modifica con medios mecánicos. Este hinchamiento es debido a la presencia de montmorillonita, con una gran capacidad de intercambio iónico. La naturaleza expansiva de su red cristalina influye mucho en la viscosidad, el hinchamiento, la plasticidad y otras propiedades físico-químicas.

Los resultados de los ensayos de corte directo indican que, una vez alcanzada la tensión tangencial máxima, la resistencia movilizada disminuye de forma muy marcada. Esto supone que para deformaciones elevadas disminuye la tensión tangencial de pico, por lo que bajo carga pueden producirse roturas a cortante del suelo, por ejemplo, bajo cimentaciones próximas a taludes.

Por todo ello, puede concluirse que a medida que la muestra está más alterada (en términos químico-mineralógicos), los valores geotécnicos obtenidos indican un descenso en la calidad de la roca: menor resistencia a compresión, ángulos de rozamiento y cohesión más bajos, menor densidad de las partículas, mayor plasticidad y mayor hinchamiento y porosidad.

Para finalizar, en cuanto al posible uso de las tobas pumíticas como relleno de terraplén, tienen propiedades de suelo marginal a inadecuado, según la clasificación del PG3 (Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, 1975; Ministerio de Fomento, 2002). Por ello, su uso debe ser controlado y las recomendaciones establecidas por este Pliego han de ser seguidas.

REFERENCIAS

Balcells, R. y Barrera, J.L. (1990): Plan MAGNA. Memorias y mapas geológicos de España a escala 1:25.000. Hoja nº: 1101-I-II (Las Palmas de Gran Canaria). ITGE, Madrid.

International Society on Rock Mechanics (1980): Basic geotechnical description of rock masses. Commission on classification of Rocks and Rock Masses, 92-93.

Lambe, T.W. y Whitman, R.W. (1981): Características de los conjuntos de partículas – Clasificación de suelos. En: *Mecánica de Suelos*. Limusa, México, 46-48.

Lomoschitz, A. (1996): *Caracterización geotécnica del terreno, con ejemplos de Gran Canaria y Tenerife*. E.T.S. de Arquitectura de Las Palmas, Dpto. de Construcción Arquitectónica, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 36 p. (inédito).

Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (1975): *Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para Obras de Carreteras y de Puentes (PG3/1975)*

Ministerio de Fomento (2002): *Modificación del Artículo 330 del Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para Obras de Carreteras y de Puentes por OM 1382/2002*.

Datación mediante 14C del deslizamiento de Hontoria de Cerato (Palencia, Cuenca del Duero Central)

S. Monterrubio Pérez[1], M. Yenes Ortega[1] y J.F. Charfole de Juan[2]

1 Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Universidad de Salamanca, Avenida de Requejo 33, 49022 Zamora. sera@usal.es, myo@usal.es

2 Dpto. de Ingeniería Cartográfica y del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Universidad de Salamanca, Avenida de Requejo 33, 49022 Zamora. charfole@usal.es

ABSTRACT

Close to Hontoria de Cerrato village (Palencia province, Spain, Central Duero Basin) there is a large multiple rotational soil landslide which covers an area of 36 Hm² and involves more than 5 106 m3. It shows evidence of recent reactivation close to the foot, but there is no record of its age. Nevertheless, geomorphic features, such as relatively fresh main and secondary scarps and internally drained basins, indicate a modern origin, since it has not been significantly modified by weathering. The largest of the internally drained basins cover a depressed area of 16000 m². It is situated at the foot of the main scarp and has a pond at its bottom. During a dry period, we sampled sediments with organic matter from the floor of this little sedimentary basin. C-14 dating of these samples indicates an age close to 2000 years.

Key words: *C-14 dating, landslide, Duero Basin, Geomorphology, Miocene.*

INTRODUCCIÓN

En la zona central de la Cuenca del Duero y, concretamente en el valle del Pisuerga, se ha observado la existencia de numerosos deslizamientos rotacionales múltiples (Tariego, Reinoso, Cabezón de Pisuerga, Hontoria, etc.), algunos de los cuales son actualmente activos o han tenido actividad reciente (Yenes *et al.*, 2001). El valle del Pisuerga, como muchos otros valles de la Cuenca del Duero, muestra disimetría de pendientes, siendo muy acusadas en el margen izquierdo (20º a 30º) y suaves en el derecho. En consecuencia, en el margen izquierdo y debido, entre otras causas, a la elevada pendiente, se desarrollan grandes deslizamientos rotacionales múltiples.

La mayor parte de estos deslizamientos son antiguos, no históricos, aunque algunos han tenido reactivaciones recientes. En este trabajo se ha datado el deslizamiento de Hontoria mediante ^{14}C, utilizando sedimentos con materia orgánica depositados en el fondo de una zona endorreica originada durante la formación inicial del deslizamiento.

ENCUADRE GEOLÓGICO

La zona de Hontoria se sitúa en la parte central de la Cuenca del Duero, cuya geomorfología está definida por tres unidades: los Páramos, las Cuestas y los Valles. Los Páramos ocupan las cotas más elevadas, son relieves tabulares desarrollados sobre materiales carbonatados y siliciclásticos de edad Mioceno Superior y Plioceno (Alberdi *et al.*, 1981; Mediavilla *et al.*, 1995), estos materiales originan escarpes netos hacia las vertientes que se desarrollan a su pie. Las Cuestas se caracterizan por presentar una regularización de pendiente entre el Páramo y los Valles; se desarrollan sobre el substrato mioceno formado en ambiente sedimentario continental, e incluyen de abajo a arriba las facies Dueñas, Tierra de Campos y Cuestas, de edad Mioceno Inferior-Medio a Mioceno Superior (López Martínez *et al.*, 1986).

La Facies Dueñas aflora en la zona del deslizamiento a partir del nivel encajamiento del Pisuerga (705 m) con potencia visible de 45 a 50 m, las litologías predominantes son, por este orden, arcillas, arcillas margosas, margas y niveles de yeso macrocristalino. La Facies Tierra de Campos presenta una potencia en la zona de 20 a 30 m y está constituida por depósitos de color ocre de naturaleza siliciclástica formados por limos, arenas y arcillas, con algunos niveles de arenas microconglomeráticas y gravas. Por último la Facies Cuestas alcanza una potencia de 80 m aproximadamente y está compuesta de margas, arcillas margosas, yesos, calizas y dolomías.

DESCRIPCIÓN DEL DESLIZAMIENTO

El deslizamiento de Hontoria se localiza al Oeste de la hoja nº 312 (Baltanás) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, 2 km al Norte de Hontoria de Cerrato (Fig. 1). Su morfología en planta es próxima a un cuadrado de 600 x 600 m, ocupando una superficie de aproximadamente 36

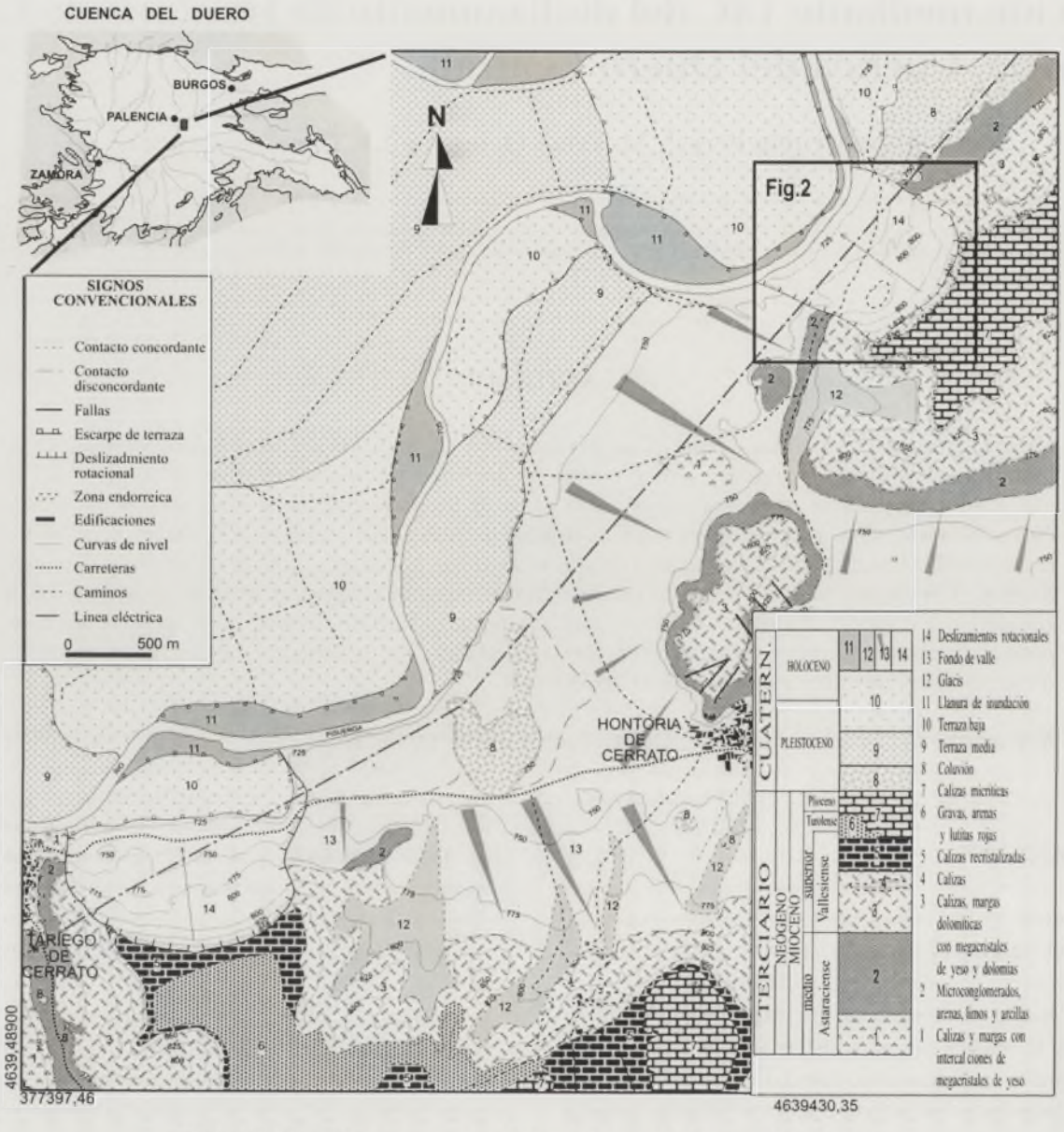


FIGURA 1. *Situación y esquema geológico de la zona de Hontoria de Cerrato.*

Hm^2 y movilizando un volumen de terreno superior a los 5 Hm^3. El escarpe superior se sitúa a 880 m de altitud, afectando a la Caliza del Páramo, y el pie de talud coincide con el nivel del río Pisuerga a aproximadamente 705 m de altitud, dentro de la Facies Dueñas. Se trata de un gran deslizamiento rotacional múltiple, según la clasificación de Varners (1978).

Dentro de la masa deslizada se observan gran cantidad de escarpes menores evidenciando que se trata de un deslizamiento múltiple. Todo el conjunto deslizado se halla muy desorganizado, no siendo posible en muchos casos observar su estructura. Cuando es posible observar direcciones y buzamientos de capas, se ve que son muy variables, desde subhorizontales a subverticales, tanto a favor como en contra de la ladera. La figura 2 representa un esquema geológico del entorno del deslizamiento y las litologías predominantes de las masas deslizadas, con la estructura en los puntos donde ha sido observada. En la figura 3a se aprecia una panorámica del mismo.

Los rasgos geomorfológicos del deslizamiento como son escarpes poco erosionados, fuertes pendientes de los escarpes, abundancia de zonas endorreicas junto con y el hecho de que el pie del talud se encuentre al mismo nivel que el río Pisuerga, son indicativos de un origen relativamente reciente.

En cuanto a actividad reciente, en el deslizamiento se observan evidencias de reactivaciones en las zonas situadas en el tercio noroeste del deslizamiento, es decir la zona más próxima al pie del deslizamiento y al río. Estas evidencias son (Monterrubio *et al.*, 2001) cimentaciones de torres de líneas eléctricas desplazadas, árboles inclinados y movimientos observados en los escarpes más próximos al río, que han tenido lugar en los últimos años (2001 y 2003), asociados a las fuertes crecidas del río Pisuerga.

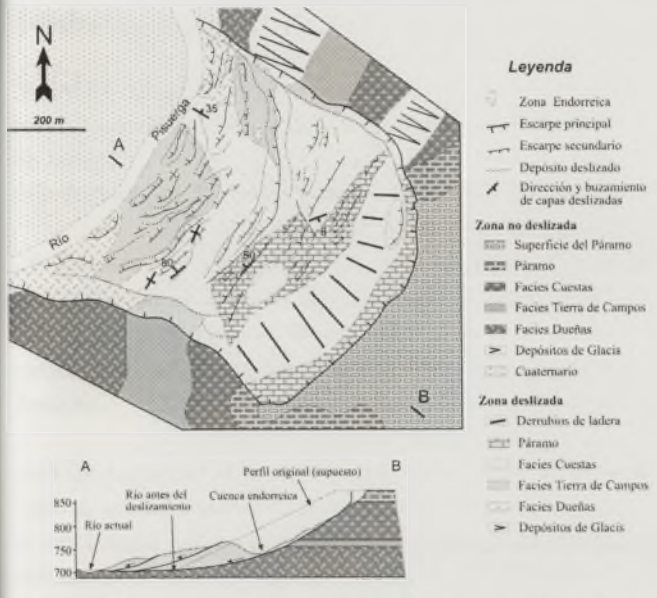


FIGURA 2. *Esquema geológico del deslizamiento de Hontoria de Cerrato.*

DATACIÓN MEDIANTE C-14

En varias zonas del deslizamiento están presentes cuencas endorreicas de tamaño variado y asociadas tanto al escarpe principal como a escarpes secundarios. La principal cuenca endorreica, tanto por tamaño como por profundidad, está asociada al escarpe principal (Fig. 2). La zona deprimida ocupa una superficie superior a los 15.000 m^2 y profundidad próxima a los 15 m. En su fondo se halla una charca o laguna de forma elíptica, alargada en la misma dirección que el escarpe principal y dimensiones aproximadas de 50x15 m. La charca está colonizada por plantas acuáticas y se deseca en épocas de sequía. Su fondo está constituido por materia orgánica procedente de las plantas y sedimentos margosos con bloques de caliza caídos del escarpe principal.

Debido a que la cuenca endorreica se halla asociada al escarpe principal y por tanto debió originarse a la vez que el deslizamiento, los primeros sedimentos depositados en el fondo de esta cuenca tendrán la edad del deslizamiento o muy ligeramente posterior. De este modo, si se consigue datar materia orgánica asociada con esos sedimentos, se tendrá la edad aproximada del deslizamiento. Para ello, cuando la laguna estuvo seca, se procedió a la realización de 3 catas en el fondo de la misma hasta una profundidad entre 3 y 4 m (Fig. 3b).

En la zona central de laguna y hasta profundidades de 3 m predominan margas muy blandas grisáceas y verdosas, correspondientes a depósitos lagunares, en las que a veces se observaron laminaciones horizontales. Inmersos en estos depósitos lagunares se hallan bloques calizos y margoso-yesíferos. Hacia los bordes de la laguna predominan bloques calizos y margoso-yesíferos junto con derrubios de margas y yesos. En toda la zona, a partir de aproximadamente 3 m de profundidad, dominan bloques calizos y margoso-yesíferos. Al llegar la excavadora a esta profundidad se producía una importante afluencia de agua hacia la excavación que inundaba el fondo de la cata. Sobre la figura 3b se ha sobre impuesto un esquema interpretativo del conjunto de las catas.

La presencia de niveles con sedimentos más oscuros, evidenciando presencia de materia orgánica, fue escasa. No obstante en dos de las muestras tomadas a 3,5 m en la cata 3 y 2,6 m en la cata 1 se consiguieron concentraciones entre el 1 y 2%. Las muestras margosas con materia orgánica se dataron mediante técnicas AMS (*accelator mass spectrometry*) en los laboratorios de la Universidad de Uppsala (Suecia) obteniéndose edades de 2050 ±40 B.P., para la muestra más profunda (3,5 m) y 1780 ± 35 B.P., para la situada a 2,6 m.

La edad más antigua obtenida representa evidentemente una edad mínima del deslizamiento, ya que no tenemos la certeza absoluta de que los sedimentos con materia orgánica analizados correspondan a los primeros depositados tras la formación de la cuenca endorreica y por tanto del deslizamiento. No obstante, dadas las características descritas en las catas, con mayor abundancia de bloques y afluencia de agua en profundidad, inducen

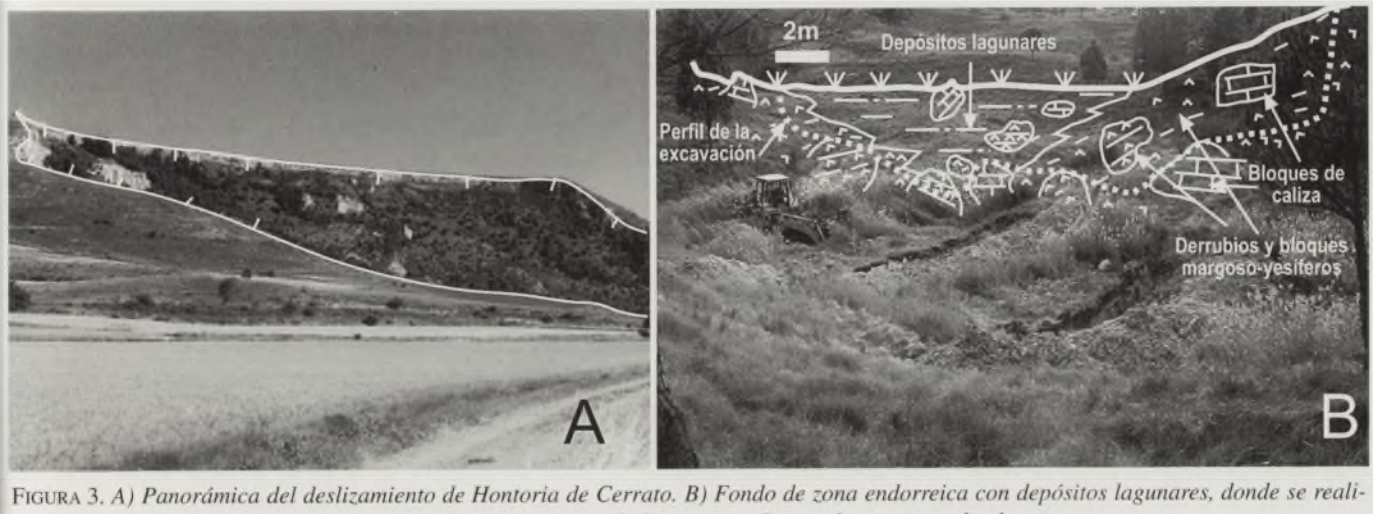


FIGURA 3. *A) Panorámica del deslizamiento de Hontoria de Cerrato. B) Fondo de zona endorreica con depósitos lagunares, donde se realizaron las catas. Se ha superpuesto un esquema interpretativo de las mismas. La escala corresponde al esquema.*

a pensar que estamos en esos primeros sedimentos o muy próximos a ellos. Por otra parte la edad, relativamente reciente, del deslizamiento es coherente con las características geomorfológicas del mismo, previamente descritas.

CONCLUSIONES

El deslizamiento de Hontoria de Cerrato es un gran deslizamiento rotacional múltiple del que no se tiene constancia histórica de su formación, pero cuyos rasgos geomorfológicos (escarpes poco erosionados, fuertes pendientes de los escarpes, abundancia de zonas endorreicas y el hecho de que el pie del talud se encuentre al mismo nivel que el río Pisuerga) indican un origen relativamente reciente. La presencia de una cuenca endorreica originada con el deslizamiento y próxima al escarpe principal del deslizamiento ha permitido datar mediante ^{14}C los sedimentos con materia orgánica situados en su fondo, indicando una edad próxima a los 2000 años.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación de la Junta de Castilla y León SA076/02

REFERENCIAS

Alberdi, M.T., López, N., Morales, J., Sese, C. y Soria, D. (1981): Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de Los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geológicos*, 37: 503-511.

López Martínez, N., García Moreno, E. y Álvarez Sierra, A. (1986): Paleontología y bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Stvdia Geologica Salmanticiencia Universidad de Salamanca*, 22: 191-212.

Mediavilla, R.M., Alcalá, L., Santisteban, J.I., Alberdi, T., De Luque, L., Mazo, A., De Miguel, I., Morales, J. y Pérez, B. (1995): Estratigrafía y paleontología del Mioceno superior del sur de la provincia de Palencia (sector central de la cuenca del Duero). En: *XIII Congreso Español de Sedimentología*, 153-154.

Monterrubio, S., Yenes, M., Sánchez, J. Blanco, J.A., Fernández, B. y Santos, G. (2001): Características geotécnicas de la facies Dueñas en el sector central de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la formación de los grandes deslizamientos rotacionales de la zona. En: *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Vol. I*, 149-160.

Varnes, D.J. (1978): Slope movement types and processes. En: *Landslides Analysis and Control.* Transportation Research Board. National Academy of Sciences. Special Report nº 176. Washington D. C. 11-28.

Yenes, M., Monterrubio, S., Fernández, B., Blanco, J.A., y Santos, G. (2001): Inventario de deslizamientos del centro de la Cuenca del Duero. En: *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Vol. II*, 511-526.

Inestabilidad de laderas al noreste de Cabezón de Pisuerga (Valladolid, Cuenca del Duero Central)

S. Monterrubio Pérez[1], M. Yenes Ortega[1], J.F. Charfole de Juan[2], M. Delgado Pascual[2], B. Fernández Macarro[1], J. Nespereira Jato[3] y G. Santos Delgado[4]

1 Dpto. de Geología, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Universidad de Salamanca, Avenida de Requejo 33, 49022 Zamora. seramp@usal.es, myo@usal.es, begom@usal.es
2 Dpto. de Ingeniería Cartográfica y del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Universidad de Salamanca, Avenida de Requejo 33, 49022 Zamora. charfole@usal.es, mercedp@usal.es
3 Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008, Salamanca. jnj@usal.es
4 Dpto. de Ingeniería Cartográfica y del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Calle Santo Tomás s/n, 05003 Ávila. gsd@usal.es

ABSTRACT

A hillside about 5 km long and 160 m high is situated to the northeast of Cabezón de Pisuerga village (Valladolid province, Spain, Duero Central Basin). The subsurface geology consists mainly of Miocene horizontal clays, marls and sands, with limestones at the top. This defines a typical tabular morphology of the Central Duero Basin. The Pisuerga river erosion has originated big slopes in the hillside and frequent soil instability problems namely: rotational soil slides, which involve from a few hundreds cubic meters up to more than two million of cubic meters; soil topple and/or soil collapse in vertical cliffs up to 80 metres high and small mud flows. The areas with present-day or recent instability match mainly with the ones in which the three Pisuerga meanders approach the hillside. Historic records of instabilities affecting Cabezón de Pisuerga and destroying several buildings are described.

Key words: *landslide, Duero Basin, Geomorphology, Miocene.*

INTRODUCCIÓN

En las proximidades de la localidad de Cabezón de Pisuerga (Valladolid) comienza una ladera que se extiende durante casi cinco kilómetros en dirección noreste, coincidiendo con la traza general del río Pisuerga en la zona (Fig. 1). Esta ladera tiene un desnivel superior a 150 m, extendiéndose desde el páramo a una altitud media de 850 m hasta el río Pisuerga a aproximadamente 690 m sobre el nivel del mar. La erosión del Pisuerga contra la ladera ha originado fuertes pendientes en su margen izquierda y los consiguientes fenómenos de inestabilidad de laderas. Actualmente hay tres meandros del río en este tramo que están incidiendo contra la ladera y que están generando inestabilidades (Fig. 1). En este trabajo se describen la tipología de los movimientos de ladera observados así como las zonas inestables actualmente activas.

ENCUADRE GEOLÓGICO

La geomorfología de la zona central de la Cuenca del Duero está definida por los Páramos, las Cuestas y los Valles. Los Páramos constituyen una superficie plana que se sitúa en las cotas más altas. Están formados por materiales carbonatados que, al ser más resistentes a la erosión que las series infrayacentes, originan escarpes netos que limitan las vertientes desarrolladas a su pie: las Cuestas. Éstas se caracterizan por presentar una regularización generalizada entre el páramo y los valles, que se manifiesta por un conjunto de detritus que las tapizan, impidiendo, en muchos casos, la observación directa del sustrato mioceno.

Desde el punto de vista estratigráfico, la zona de estudio está formada por materiales sedimentarios detríticos y carbonatados depositados durante el Neógeno (Mioceno dominantemente y Plioceno) en un ambiente continental y formaciones superficiales de edad cuaternaria. En la zona de Cabezón los materiales neógenos los constituyen las denominadas "Facies Dueñas" (conjunto basal con 50 m de potencia visible, formada por arcillas, arcillas margosas, margas y niveles de yeso), "Facies Tierra de Campos" (arenas, gravas y lutitas de colores ocres y rojizos, con intercalaciones de calcretas y paleosuelos cuya potencia apenas supera los 25 m), *Facies Cuestas* (70 m de margas, arcillas, yesos, calizas, dolomías y niveles con materia orgánica) y "Calizas del Páramo" (calizas karstificadas, depósitos siliciclásticos rojizos y calizas micríticas) (López Martínez *et al.*, 1986; Olmo y Portero, 1982)

DESCRIPCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS

La figura 1 corresponde a un esquema geomorfológico en el que se han representado las áreas donde se han detectado inestabilidades que se describen a continuación.

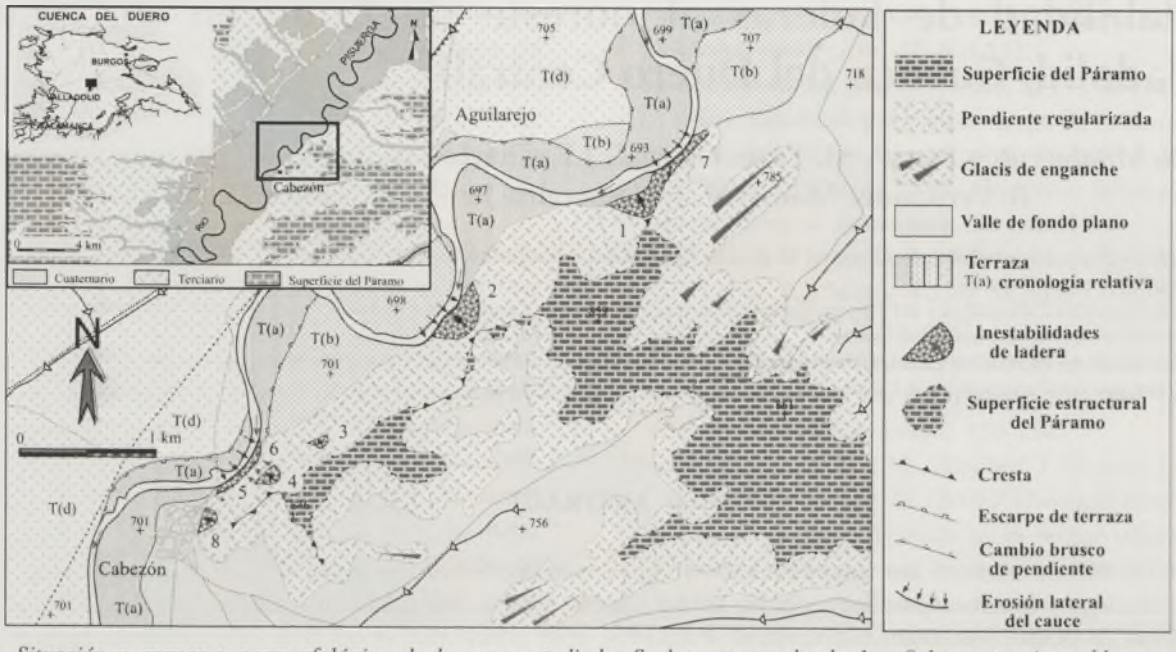


FIGURA 1. *Situación y esquema geomorfológico de la zona estudiada. Se han numerado de 1 a 8 las zonas inestables reconocidas. Descripción en el texto.*

Deslizamientos rotacionales sencillos y múltiples

Corresponden a *rotational slides* de la clasificación de Varnes (1978). Constituyen el tipo de inestabilidad más frecuente en el conjunto de la ladera, con un total de 5 deslizamientos de dimensiones variables (Fig. 2, números 1 a 5).

Los dos deslizamientos de mayor tamaño (Fig. 1, números 1y 2) afectan a gran parte de la serie miocena e incluye las facies Dueñas, Tierra de Campos y Cuestas (Fig. 2a), situándose el pie en las proximidades del río. Ocupan superficies de 10 y 11 Hm^2 y movilizan respectivamente 1 y 2,5 Hm^3. La generación de estos grandes deslizamientos, al igual que otros de la zona central de la Cuenca del Duero, parece estar condicionada por la conjunción de varios factores (Yenes *et al.*, 2001; Monterrubio *et al.*, 2001): (a) nivel de erosión de los grandes ríos de la zona situado 150 m aproximadamente bajo las mesas de los páramos; (b) fuerte pendiente originada por la erosión progresiva de los grandes ríos de la zona; (c) época de fuertes lluvias y baja resistencia al corte de los materiales arcillosos de la Facies Dueñas.

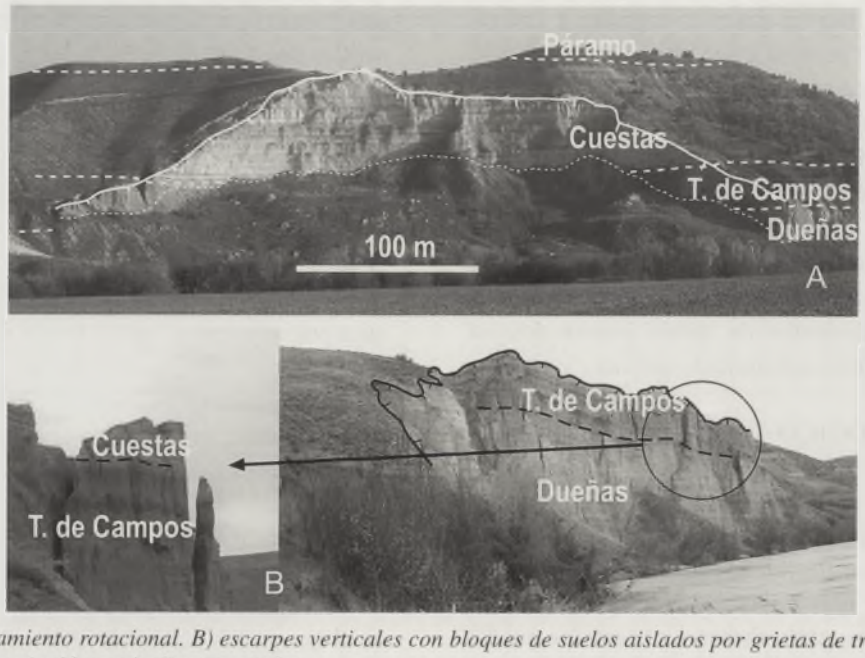


FIGURA 2. *A) Gran deslizamiento rotacional. B) escarpes verticales con bloques de suelos aislados por grietas de tracción y próximos a desprenderse bien por colapso (caída vertical) o por vuelco.*

Existen otros tres deslizamientos rotacionales de tamaño mucho menor, dos situados a media ladera (Fig. 1, números 3 y 4) y que afectan a la parte inferior de la facies Cuestas y a Tierra de Campos y otro que apenas moviliza entre 1000 y 2000 m^3, situado junto al río y que afecta a un camino agrícola, lo que obliga a continuas reparaciones (Fig. 1, número 5).

Desprendimientos y/o vuelcos de suelos

Corresponden a *earth falls* o *earth topple* de la clasificación de Varnes (1978). Estas inestabilidades se localizan en el extremo noreste de la ladera (Fig. 1, número 7), a lo largo de algo más de 350 m, en una zona en la que el páramo ha sido erosionado y el terreno se eleva algo más de 80 m sobre el nivel del río. La serie aquí está formada por la Facies Dueñas, Tierra de Campos y los primeros metros de la Facies Cuestas. En estas condiciones la incidencia del meandro del río origina escarpes verticales en los que se originan grietas de tracción que aíslan bloques, los cuales, terminan desprendiéndose bien por colapso (caída vertical) bien por vuelco (Fig. 2b).

Flujos o coladas de barro

Corresponden a *earth flows* de la clasificación de Varnes (1978). En las zonas donde las arcillas de la facies Dueñas están con escasa o nula cobertera vegetal (bien por erosión del río u otros factores) es frecuente que en las épocas de lluvias intensas se produzcan pequeños flujos de barro que en ocasiones afectan a los caminos (Fig. 1, número 6).

Otras inestabilidades

Se incluyen en este apartado fenómenos de inestabilidad de los que se ha tenido noticia tras revisar la hemeroteca de "El Norte de Castilla" en las fechas en la que se tenía constancia de lluvias intensas. En una noticia del 19 de abril de 1936 se dice *"A consecuencia del pasado temporal de lluvias se produjo un corrimiento en la tierra de las laderas de uno de los cerros de la vecina villa (Cabezón de Pisuerga), que motivó el derrumbamiento de quince modestas viviendas enclavadas en aquel lugar"*. Inspeccionada la zona y hechas las oportunas averiguaciones se comprobó que el corrimiento al que hace referencia la noticia se sitúa en una zona de la ladera en la que predominan arenas y arcillas de Tierra de Campos y derrubios (Fig. 1, número 8). Las "modestas viviendas" correspondían a "cuevas" excavadas en ese material, que posteriormente en la década de los años 50 fueron demolidas.

Posiblemente la tipología de estos movimientos correspondió a pequeños deslizamientos rotacionales o deslizamientos traslacionales planos en suelos, que pudieron generar flujos de barro hacia el pie de los mismos. En la zona se observan actualmente pequeños escarpes, en los cuales es frecuente ver huecos excavados de las antiguas viviendas. Esos escarpes se pudieron formar como consecuencia de los deslizamientos o como resultado de la destrucción de las viviendas.

Si se hace un análisis de estabilidad de una rotura plana indefinida o rotura circular de radio grande, en el supuesto de nivel freático próximo a la superficie -en esa época se sucedieron en la zona 6 meses de intensas lluvias, en los que se triplicó la media habitual (Yenes *et al.*, 1991)- se obtiene que el terreno desliza con pendientes en torno a los 15°, lo cual es coherente con las pendientes observadas en el entorno.

Otro síntoma de inestabilidad en las proximidades de Cabezón, dentro de la misma zona anterior, lo constituye un antiguo depósito de agua, abandonado debido a que cedió el cimiento, bien por pequeños movimientos del terreno o por asientos diferenciales.

ACTIVIDAD RECIENTE

Gran parte de las inestabilidades descritas se sitúan en las tres zonas donde los meandros del río Pisuerga contactan actualmente con la ladera. En todas estas áreas existen evidencias de actividad reciente por lo que podemos afirmar que estamos ante una ladera actualmente activa.

En la zona del meandro situado más al noreste existen bloques aislados, separados por grietas de tracción y a punto de colapsar, en los que se observan restos de cerámica y muros de mampostería. En esa misma zona la apertura de un camino agrícola ha reactivado un deslizamiento que obliga a continuos trabajos de reconstrucción después de cada invierno.

Se tienen noticias de que el gran deslizamiento situado a 2 km al noreste de Cabezón (Fig. 2a), en la zona del meandro central, se produjo en la década de los años 30 (Peña *et al.*, 1984). Indagaciones realizadas, en el Ayuntamiento y entre los vecinos afectados de la localidad de Cabezón, lo sitúan en algún invierno de los años 1933 a 1936. Si tenemos en cuenta que entre los meses de diciembre de 1935 y mayo de 1936 hubo una fuerte anomalía pluviométrica, con valores medios mensuales de más de 100 l/m^2, cuando la media mensual de los años anteriores apenas superó los 30 l/m^2, se concluye que fue probablemente en esa fecha cuando se produjo el deslizamiento.

Por último, en las inmediaciones del pueblo de Cabezón, además del derrumbe de viviendas en los años 30, la incidencia del meandro origina inestabilidades frecuentes (Fig. 2, números 5 y 6).

CONCLUSIONES

La erosión lateral del río Pisuerga contra la ladera situada al noreste de Cabezón de Pisuerga (Valladolid) ha propiciado fuertes pendientes y los consiguientes fenómenos de inestabilidad. Dentro de estas inestabilidades se han

descrito: desprendimientos por colapso y/o vuelco de bloques de suelo; pequeñas coladas de barro y deslizamientos rotacionales de tamaño muy diverso, que movilizan desde unos pocos cientos hasta más de 2 10^6 m^3. Existen evidencias de movimientos actuales o del pasado reciente, alguno de los cuales ha afectado a la localidad Cabezón, lo que demuestra que se trata de una ladera actualmente activa, particularmente en las áreas de contacto del río con la ladera.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación de la Junta de Castilla y León SA076/02.

REFERENCIAS

López, N., García, E. y Álvarez, A. (1986): Paleontología y bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Stvdia Geologica Salmanticiencia. Universidad de Salamanca,* 22: 191-212.

Monterrubio, S., Yenes, M., Sánchez, J. Blanco, J.A., Fernández, B. y Santos, G. (2001): Características geotécnicas de la facies Dueñas en el sector central de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la formación de los grandes deslizamientos rotacionales de la zona. En: *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Vol. I*, 149-160.

Olmo, P. y Portero, J.M. (1982): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. nº 343 (Cigales).* I.G.M.E., Madrid, 55 p.

Peña, J.L., Fresno, F., Monterde, J. y Pernía, J.M. (1984): *Mapa geotécnico para la ordenación territorial y urbana de Valladolid. Escalas 1:25.000 y 1:5.000.* I.G.M.E., Madrid, 137 p.

Varnes, D. J. (1978): Slope movement types and processes. En: *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board. National Academy of Sciences. Special Report nº 176. Washington D. C., 11-28.

Yenes, M., Monterrubio, S., Fernández, B., Blanco, J.A., y Santos, G. (2001): Inventario de deslizamientos del centro de la Cuenca del Duero. En: *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Vol. II*, 511-526.

Los materiales yesíferos del Terciario de Oviedo y su problemática geotécnica

L. Pando, M. Gutiérrez Claverol, M. Torres y F. Martínez

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España. claverol@geol.uniovi.es

ABSTRACT

The subsoil of Oviedo consists of sediments of Cretaceous and Tertiary age, with an unconformity between them. The Tertiary series presents typical deposits of lacustrine origin which in several areas of the city consists of evaporites (gypsum). This rock causes geotechnical problems for foundations, since i) its solubility is very high forming cavities and ii) it attacks chemically the structural concrete. In Oviedo several zones with high concentration of gypsum can be differentiated. Its presence is more prominent at Ventanielles-La Tenderina area, where a massive gypsum level up to 18 m thick appears. This level is karstified creating a dense net of superposed caves, which has provoked locally ground collapses and subsidence. A clear example is the structural ruin of several buildings in 1998 in the Ventanielles neighbourhood. Ground settlements whose origin relates to the construction of an undergroung parking lot in the proximities of the affected zone provoked a notable alteration in the conditions of water balance into the subsoil when Tertiary gypsum was cut during the excavation.

Key words: *Tertiary, gypsum, karstification, subsidence, foundations.*

INTRODUCCIÓN

El Terciario de la cuenca de Oviedo está formado por sedimentos continentales de origen fluvio-lacustre discordantes sobre un marcado paleorrelieve cretácico. Estos depósitos no fueron diferenciados de los cretácicos hasta que Barrois (1878) menciona la presencia de gasterópodos eocenos. El descubrimiento de un importante yacimiento de vertebrados en la zona de Llamaquique (González Regueral y Gómez de Llarena, 1926; Royo y Gómez, 1927) ratificó la asignación cronológica de estos depósitos ovetenses al Cenozoico. Años después Karrenberg (1934) realiza la primera cartografía del Terciario, experimentando el conocimiento de estos materiales un gran avance en las décadas siguientes, especialmente a partir del trabajo de Llopis Lladó (1957). Otras aportaciones sobre el Terciario ovetense son debidas a Almela y Ríos (1962), Truyols y García-Ramos (1991), Gutiérrez Claverol y Torres (1995), García-Ramos y Gutiérrez Claverol (1995) y Pulgar *et al.* (1999).

En el Terciario de Oviedo pueden diferenciarse tres tramos litológicos que en conjunto apenas sobrepasan los 200 m de potencia. El inferior, de carácter carbonatado, está constituido por una serie margo-calcárea lacustre con eventuales niveles arcillosos, mostrando los sedimentos tonos blanquecinos, verdosos y rosáceos. La sucesión suele comenzar con un conglomerado basal de cantos cretácicos.

El tramo intermedio está formado por margas abigarradas y arcillas versicolores con horizontes arenosos, y el superior mayoritariamente por arcillas arenosas de tonos pardo-rojizos con intercalaciones de calizas blanquecinas, areniscas y conglomerados. La tipología de las facies y su distribución evocan una cuenca endorreica, al menos durante el Paleógeno. Este régimen lacustre se hace localmente evaporítico en varias zonas de Oviedo, con la consecuente aparición de sedimentación química de carácter yesífero.

De la presencia de yeso en el subsuelo de la ciudad se tiene constancia desde antaño, con documentos que atestiguan su explotación ya en el s. XVI, utilizándose para construcción civil. Con el crecimiento de la ciudad y la densificación de su trama urbana se produjo la ocupación de zonas con elevado contenido yesífero, surgiendo problemas de índole geotécnica a causa del deficiente comportamiento de estos depósitos para la cimentación de estructuras.

PRINCIPALES ZONAS YESÍFERAS

Los materiales yesíferos se concentran en tres lugares de la ciudad, que albergan casi en exclusiva la problemática geotécnica derivada de la presencia de sulfatos. Estas tres áreas (Fig. 1) son:

Zona de Bermúdez de Castro-Milán

Pertenece a los barrios de Teatinos y Pumarín. En el entorno de la C/ Bermúdez de Castro (Fig. 2a) se localizan margas yesíferas y calizas margosas con cristales aislados de yeso puntualmente dispuestos como hiladas de hasta 1 cm de espesor. En las cercanías, sector occidental del Campus Uni-

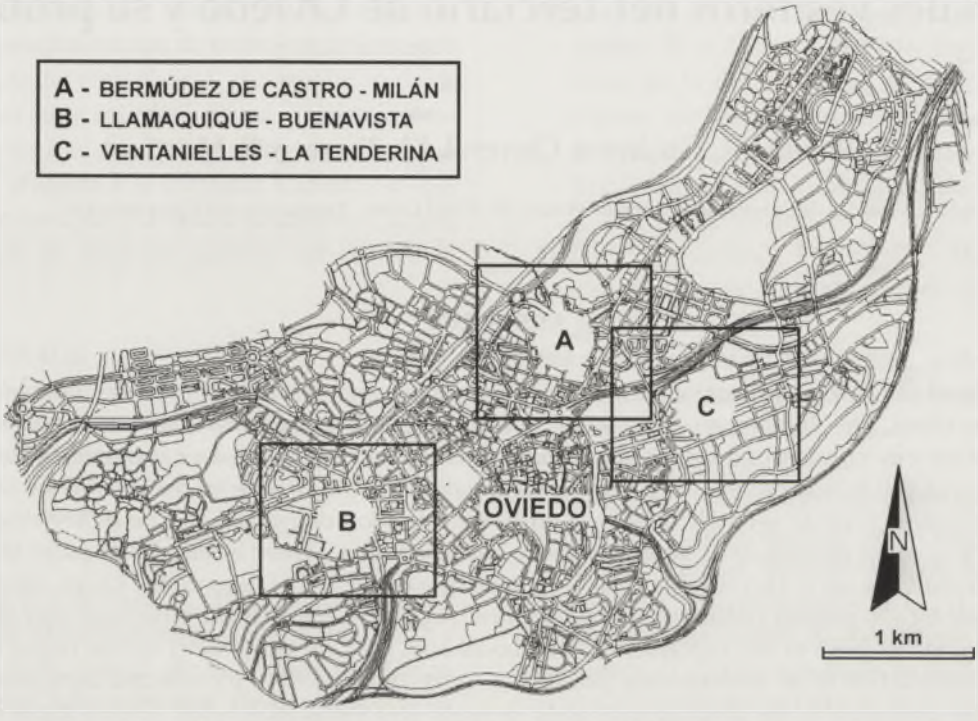


FIGURA 1. *Mapa de situación de las zonas yesíferas estudiadas.*

versitario del Milán (Fig. 2b), destaca un nivel yesífero intercalado en limos verdosos. El yeso aparece como cristales centimétricos dispersos o en forma de aglomerado cristalino, llegando a constituir niveles blanquecinos de varios milímetros hasta 4-5 cm de potencia. Se ha definido también yeso masivo alabastrino formando capas con espesores de 20-40 cm.

Zona de Llamaquique-Buenavista

Área de gran potencial yesífero y otrora objeto de actividades extractivas. La serie estratigráfica presenta importantes niveles de calizas margosas y margas yesíferas verdosas (Fig. 3). En general, el yeso aparece como cristales aislados en ambas litologías, siendo más pequeños y frecuentes en las margas. Acompañando a estas últimas se ha encontrado un potente nivel de cuatro metros de alabastro compacto con geodas y abundante fauna paleógena. En la sucesión se han identificado también arcillas blanquecinas y verdosas veteadas con yesos.

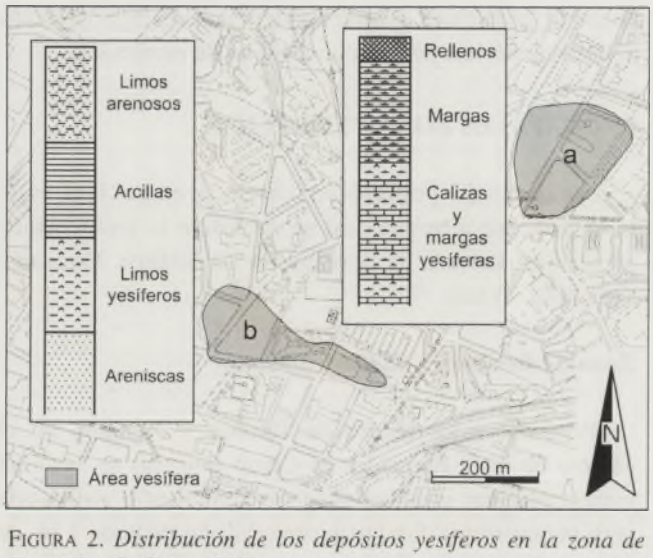


FIGURA 2. *Distribución de los depósitos yesíferos en la zona de Bermúdez de Castro-Milán.*

Zona de Ventanielles-La Tenderina

Barrios orientales de Oviedo en cuyo subsuelo se encuentran los depósitos más importantes, a profundidades entre 8 y 20 m. Aunque su distribución y espesor no es uniforme, se ha cortado en sondeos yeso masivo de hasta 18 m de potencia (Figs. 4 y 5). Se trata de un yeso compacto pero debido a la existencia de niveles acuíferos, está afectado por una intensa karstificación, que alcanza puntualmente valores por encima del 80% (Fig. 5), creándose una importante red de cuevas superpuestas, algunas con alturas superiores a los cuatro metros. Este nivel parece corresponderse lateralmente con el existente en la zona de Llamaquique donde, sin embargo, no sobrepasa los 4-5 m de espesor.

PROBLEMÁTICA GEOTÉCNICA EN CIMENTACIONES

En el mapa de zonación geotécnica de Oviedo (Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995) ya se diferencia el denominado "área con presencia de materiales agresivos",

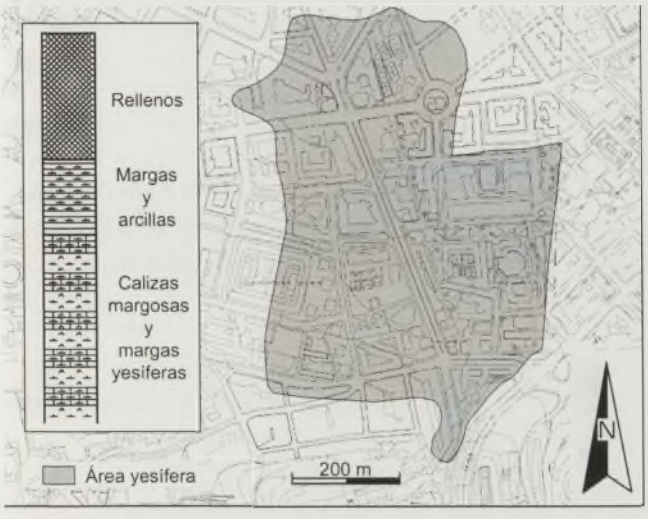


FIGURA 3. *Distribución de los depósitos yesíferos en la zona de Llamaquique-Buenavista.*

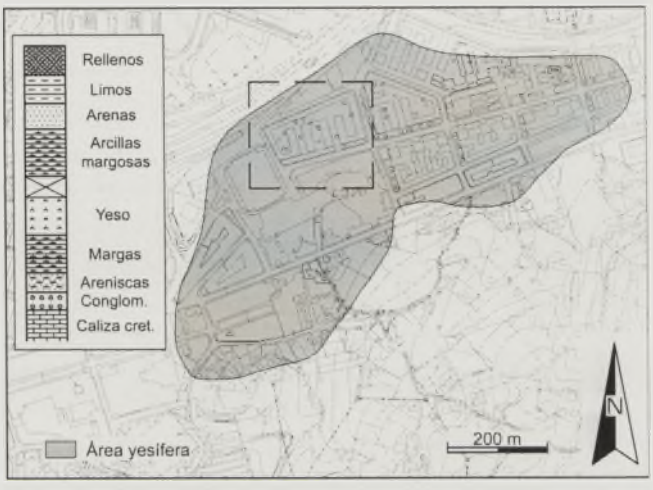


FIGURA 4. *Distribución de los depósitos yesíferos en la zona de Ventanielles-La Tenderina (ver detalles geológicos de recuadro en la figura 5).*

en relación con los sedimentos que nos ocupan. No obstante dada la variedad en la distribución de los sulfatos según la ubicación geográfica, su estratigrafía y las condiciones del entorno (acuíferos, rellenos antrópicos,...), los problemas constructivos varían sustancialmente.

En las zonas de Bermúdez de Castro y Llamaquique-Buenavista, donde hay litologías carbonatadas con yeso, éste aparece como cristales aislados, no existiendo problemas geotécnicos ni en cimentaciones ni en excavaciones de poca entidad, salvo la posible agresividad por lixiviados. Los ensayos de permeabilidad en los carbonatos han mostrado su baja transmisividad hidráulica y las pruebas de resistencia a compresión les otorgan resistencias elevadas, indicando que la presencia de los yesos no conlleva una merma sensible en la calidad geomecánica de estos materiales. Además por la escasa permeabilidad y el parcial aislamiento de los cristales el riesgo de ataque químico al hormigón es bajo. Únicamente en las margas, en puntos localizados, se han encontrado valores bajos de RQD, hecho asociado a concentraciones elevadas de cristales de yeso, de escasa influencia.

En el Milán la serie yesífera tiene un espesor máximo de unos 3 m y se sitúa a una profundidad considerable, por debajo del área de influencia de las cimentaciones superficiales. El problema radica en el deficiente comportamiento de los materiales suprayacentes a esta serie -limos y arcillas- con cambios laterales de facies y baja capacidad portante e inductores, por tanto, de asientos diferenciales. Ello implica la búsqueda de apoyos de cimentación en profundidad. Desaconsejado el nivel yesífero, se utilizan niveles areniscosos inferiores, de forma que la estructura de fundación profunda escogida (p. ej.: pilotes) debe atravesar los sulfatos. Si bien la granulometría de los depósitos terrígenos no favorece la existencia de niveles piezométricos, resulta esencial el uso de cementos sulfatorresistentes a fin de evitar cualquier deterioro del hormigón estructural.

En el subsuelo de Ventanielles-La Tenderina, como se ha indicado, el yeso masivo alcanza potencias métricas. Su resistencia a compresión simple es elevada (> 250 kp/cm^2) y suficiente para las solicitaciones tensionales de cualquier cimentación superficial. El inconveniente surge al proceder los niveles acuíferos a su disolución, quedando descartado como firme bajo el nivel freático o sus oscilaciones. Incluso cimentando en seco puede existir un aporte de agua al terreno por parte de la estructura, filtraciones u otras causas. De cualquier modo en el barrio de Ventanielles el mayor problema no es la agresividad química sino las enormes cavidades que se desarrollan, responsables de fracasos zonales de las cimentaciones, ya que aunque la estructura se apoye en niveles superiores, el bulbo de tensiones de los cimientos (zapatas, pilotes,...) puede afectarles y provocar subsidencias o colapsos.

A este respecto hay varios ejemplos, caso del hundimiento de una zapata en la cimentación de un centro comercial de las proximidades. No obstante existe un antecedente destacable por su importancia y alcance; la intensa karstificación y circulación hídrica que presentan los yesos tuvo un papel fundamental en la demolición de varios edificios del barrio. En el verano de 1998 aparecieron grietas en algunas edificaciones y debido al rápido deterioro fue necesario desalojar 362 viviendas ante el riesgo de colapso estructural. Se advirtió una relación de causalidad directa entre este suceso y la construcción de un aparcamiento subterráneo cercano. Al cortar durante la excavación el nivel de yesos comenzó a manar agua artesiana que fue bombeada, provocando drenaje e interconexión de los acuíferos superpuestos; este proceso se vio favorecido al presentar los rellenos antrópicos de la zona una morfología embudiforme ("dolina de subsidencia" por disolución de yesos), configurando una depresión natural hacia la que converge el drenaje. Como resultado se produjo una notable alteración en el equilibrio hídrico del

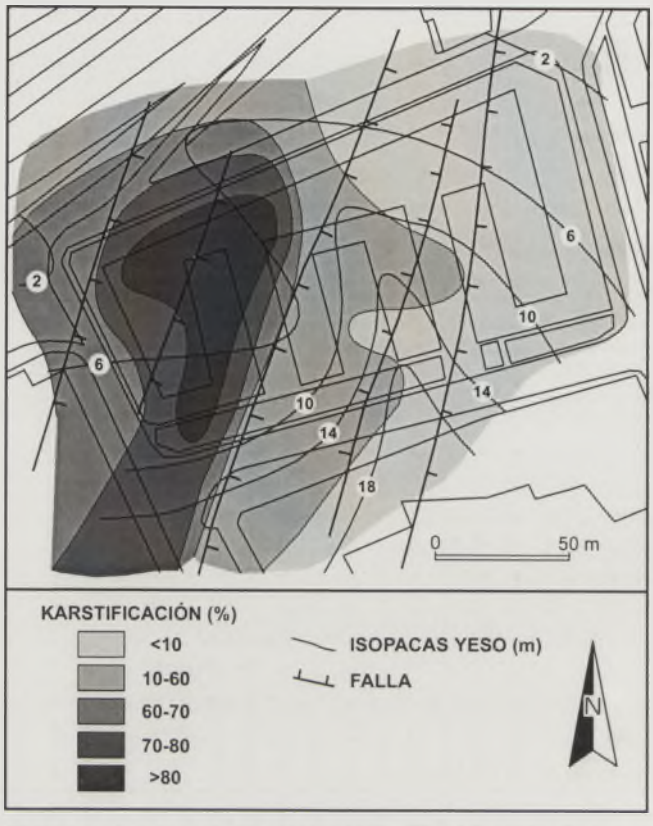


FIGURA 5. *Espesor y grado de karstificación del nivel de yeso en Ventanielles (ver situación en las figura 4).*

subsuelo con el consiguiente abatimiento del nivel piezométrico local, produciéndose asentamientos en superficie de magnitud en ningún modo asumible por las edificaciones, y que supusieron su ruina estructural y posterior derribo.

CONCLUSIONES

La presencia de depósitos yesíferos es abundante en Oviedo, siendo las tres zonas comentadas las que plantean mayores inconvenientes. Aunque los problemas surgidos suelen tener incidencias puntuales y localizadas (cementos especiales, hundimientos de zapatas,...), Ventanielles-La Tenderina supone un área compleja donde la presencia de sulfatos resulta un elemento condicionante ante cualquier obra, máxime si se tiene en cuenta que este problema se superpone a otros endémicos de esta zona como son la presencia de materia orgánica, rellenos de baja compactación, arcillas de escasa capacidad portante, etc, y que hacen de ella la más problemática de la ciudad para las cimentaciones.

Al analizar la relación existente entre las áreas con potencial riesgo yesífero y la expansión urbana de Oviedo no se esperan problemas geotécnicos importantes a corto plazo, ya que el crecimiento natural de la ciudad se orienta hacia zonas donde la profundidad a la que aparecen los yesos dista en demasía del área de influencia de cualquier cimentación, caso del reciente barrio de La Corredoria donde se han cortado los yesos en sondeos a más de un centenar de metros de profundidad. De cualquier modo en el casco urbano aún están en fase o proyecto de urbanización áreas en las que es previsible un contenido elevado de sulfatos a poca profundidad, con el consiguiente riesgo y necesidad de adopción de medidas correctoras que en su caso se deberán estudiar.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Antonio Casas por la revisión del manuscrito original y las sugerencias aportadas para su mejora.

REFERENCIAS

Almela, A. y Ríos, J.M. (1962): *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto).* Publ. Empresa Nacional "Adaro" de Investigaciones Mineras, Madrid, 179 p.

Barrois, Ch. (1878): Sur le terrain crétacé de la province d'Oviedo (Espagne). *Annales Société Géologique du Nord*, 10: 1-40.

García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995): La cobertera mesozoico-terciaria. En *Geología de Asturias* (F. Bastida y C. Aramburu, Eds.). *Editorial Trea*, 81-94.

González Regueral, J. y Gómez de Llarena, J. (1926): Hallazgo de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo. *Boletín Real Sociedad Española Historia. Natural*, 26: 399-407.

Gutiérrez Claverol, M. y Torres Alonso, M. (1995): *Geología de Oviedo. Descripción, recursos y aplicaciones.* Ed. Paraíso, 276 p.

Karrenberg, H. (1934): La evolución postvaríscica de la cordillera Cántabro-astúrica. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, 3: 104-224, Madrid (1946).

Llopis Lladó, N. (1957): El Terciario continental de los alrededores de Oviedo. *Estudios Geológicos,* 14(35-36): 287-304.

Pulgar, J.A., Gutiérrez Claverol, M. y Torres Alonso, M. (1999): Constitución geológica y características geotécnicas del subsuelo urbano de La Tenderina-Ventanielles (Oviedo). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo*, 21: 295-307.

Royo y Gómez, J. (1927): Découvertes des restes de *Palaeotherium magnum* dans la Péninsule Ibérique. *Comptes Rendus sommaire Société Géologique de France*, 3: 25-27.

Truyols, J. y García–Ramos, J.C. (1991): El Terciario de la cuenca de Oviedo y el yacimiento de vertebrados de Llamaquique. *Boletín Ciencias de la Naturaleza (RIDEA)*, 41: 77-99.

Intensidad Arias probabilística en el Sureste de España, para un período de retorno de 475 años, como paso previo a estudios de movimientos de ladera inducidos por terremotos

J.A. Peláez[1], J. Delgado[2], C. López Casado[3] y J. Henares[3]

1 Dpto. de Física, Universidad de Jaén, Virgen de la Cabeza 2, 23071 Jaén. japelaez@ujaen.es
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. de Correos 99, 03080 Alicante. jose.delgado@ua.es
3 Dpto. de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Avda. Severo Ochoa s/n, 18071 Granada. clcasado@ugr.es, neehman@hotmail.com

ABSTRACT

In this work we present some results of a recent appraisal of the seismic hazard in southeastern Spain in terms of Arias intensity. The main aim of this work is to show, for a certain return period, which are the seismically triggered landslide prone areas in this region, from a probabilistic point of view. Also, for a certain location, the worst likely landslide category. This work is a first stage in a future process of landslide spatial prediction. As a significant result, for a return period of 475 years, we have obtained seismic hazard values above 0.1 m/s for the Arias intensity in almost the Betic Cordilleras. This can be considered as a typical value of a region with moderate seismic hazard values. In the Granada Basin, for the same return period, we have obtained seismic hazard values of the order of 0.4 m/s for shallow soils and 0.3 m/s for deep soils.

Key words: *seismic hazard, Arias intensity, landslides, spatially-smoothed seismicity approach.*

INTRODUCCIÓN

Todos los recientes estudios de peligrosidad de movimientos de ladera inducidos por terremotos se basan en una u otra forma en la metodología propuesta por Newmark (1965). A partir de la llamada aceleración crítica, la mínima aceleración del terreno requerida para producir inestabilidad, junto con alguna variable que nos mida la sacudida sísmica, podemos calcular mediante ecuaciones de regresión empíricas el llamado desplazamiento de Newmark, es decir, el desplazamiento permanente inducido en el terreno por el terremoto. Conocido éste, podemos obtener la probabilidad de que se produzca un movimiento de ladera en una determinada localización utilizando, por ejemplo, la metodología propuesta por Jibson *et al.* (2000). En esta metodología, la variable utilizada para describir la sacudida es la llamada intensidad Arias (1970), la cual es una medida de la intensidad del terremoto basada en registros instrumentales. Realmente, esta variable es la más utilizada en estudios de movimientos de ladera inducidos por terremotos, ya que está fuertemente relacionada, entre otros, con la ocurrencia de los diferentes tipos de movimientos, con el potencial de licuefacción y los desplazamientos observados.

En este trabajo presentamos sucintamente la metodología y resultados, para el sureste de España, de la evaluación de la peligrosidad sísmica en términos de esta variable, la intensidad Arias. Pretendemos que los resultados sean un primer paso en la evaluación de la peligrosidad sísmica probabilística de movimientos de ladera inducidos por terremotos, es decir, en un proceso de predicción espacial de movimientos de ladera en esta región.

La metodología que hemos utilizado en la evaluación de la peligrosidad ya fue utilizada por los autores de este trabajo en estudios previos de la peligrosidad sísmica en todo el ámbito de la Península Ibérica (Peláez y López Casado, 2002).

MÉTODO Y RESULTADOS

El método empleado en la evaluación de la peligrosidad sísmica es el llamado de la sismicidad suavizada espacialmente (Frankel, 1995), una metodología que trata de combinar las ventajas de los clásicos métodos paramétricos y no paramétricos. Se consideran fuentes sísmicas, en donde los parámetros b (representa en cierta forma la proporción entre grandes y pequeños terremotos en una región) y m_{max} (magnitud máxima) de las relaciones de recurrencia de terremotos son constantes, como en los métodos paramétricos. Sin embargo, se considera la sismicidad allí donde se ha producido, como en los no paramétricos. Aún así, se suaviza espacialmente el número acumulativo de terremotos a la hora de tener en cuenta la incertidumbre en la localización de los epicentros y que el proceso de generación de terremotos no es puntual. Los detalles de la metodología pueden consultarse, por ejemplo, en Frankel (1995) y Peláez y López Casado (2002).

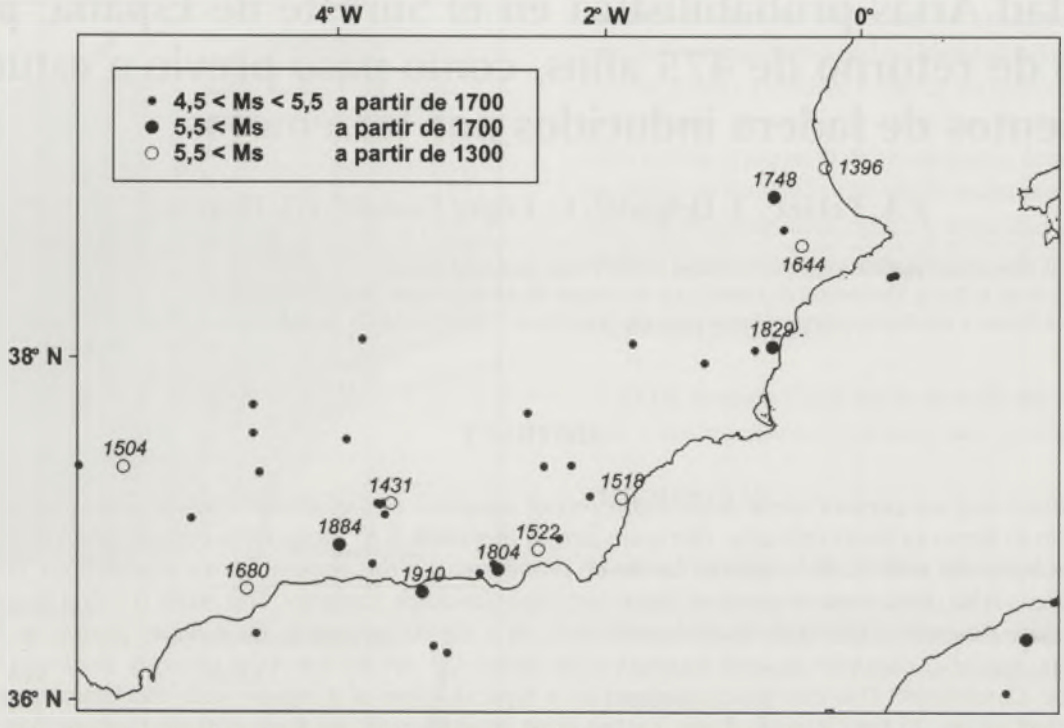


FIGURA 1. *Mapa donde se muestran los terremotos más importantes de la región de estudio en los últimos 700 años incluidos en la evaluación de la peligrosidad sísmica.*

Hemos trabajado con el catálogo sísmico nacional (Mezcua y Martínez Solares, 1983) actualizado a 1999, incluyendo diversas reevaluaciones de terremotos. Se han utilizado cuatro modelos de sismicidad completos y Poissonianos: *a)* los terremotos con magnitud superior a 5,5 M_S a partir de 1300, *b)* los de magnitud superior a 4,5 M_S a partir de 1700, *c)* los de magnitud superior a 3,5 M_S a partir de 1920, y *d)* los de magnitud superior a 2,5 M_S a partir de 1960. La sismicidad incluida en los dos primeros modelos citados, la más energética, puede observarse en la figura 1. Tras calcular la peligrosidad con cada uno de los modelos de sismicidad, el resultado final se ha obtenido promediando los resultados parciales. Para ello, cada uno de los modelos contribuye con diferente peso, atendiendo al período de retorno que se considera y al tiempo que abarca cada uno de los modelos.

La relación de atenuación utilizada ha sido la propuesta por Sabetta y Pugliese (1996). Esta relación, con expresión

$$\log I_a = a + b\,M + c \log (R^2 + h_0^2)^{1/2} + e_1 S_1 + e_2 S_2 \qquad (1)$$

relaciona la intensidad Arias (I_a) con la magnitud (M) y la distancia epicentral (R) o distancia a la falla. S_1 y S_2 son variables mudas, que se consideran para incluir una clasificación del tipo de suelo, y a, b, c, h_o , e_1 y e_2 son parámetros. Los tres tipos de suelo que los autores consideran a través de esta relación son los siguientes: *a)* suelo rocoso ($V_S > 800$ m/s), *b)* suelo blando ($400 < V_S < 800$ m/s) superficial ($h < 20$ m), y *c)* suelo blando ($400 < V_S < 800$ m/s) profundo ($h > 20$ m). La denominación de suelo rocoso se corresponde con el terreno tipo I (roca compacta, suelo cementado o granular muy denso), y el blando con el terreno tipo II (roca muy fracturada, suelos granulares densos o cohesivos duros), considerados en la vigente norma de construcción sismorresistente española.

Aquí mostramos algunos de los resultados obtenidos, concretamente, dos mapas de intensidad Arias (Fig. 2) con una probabilidad de superación del 10% en 50 años, es decir, para un período de retorno de 475 años, período de tiempo utilizado convencionalmente en estudios de Ingeniería Sísmica.

Para los dos tipos de suelos blandos que hemos tenido en cuenta, los de mayor interés en este tipo de estudios por ser los que más fácilmente pueden experimentar este tipo de movimientos, observamos una misma morfología en los mapas, aunque alcanzándose diferentes valores. En ambos casos, los máximos valores se observan en la Cuenca de Granada y en el suroeste de la provincia de Almería. Por ejemplo, para suelos blandos superficiales llegan a alcanzarse valores de 0,38 y 0,33 m/s, respectivamente, en las zonas citadas. En el caso de suelos blandos profundos estos valores son ligeramente inferiores, de 0,30 y 0,26 m/s, respectivamente. En conjunto, los valores encontrados en las Béticas son los típicos de una región con peligrosidad sísmica moderada, es decir, valores probabilísticos de intensidad Arias por encima de 0,1 m/s para un período de retorno de 475 años.

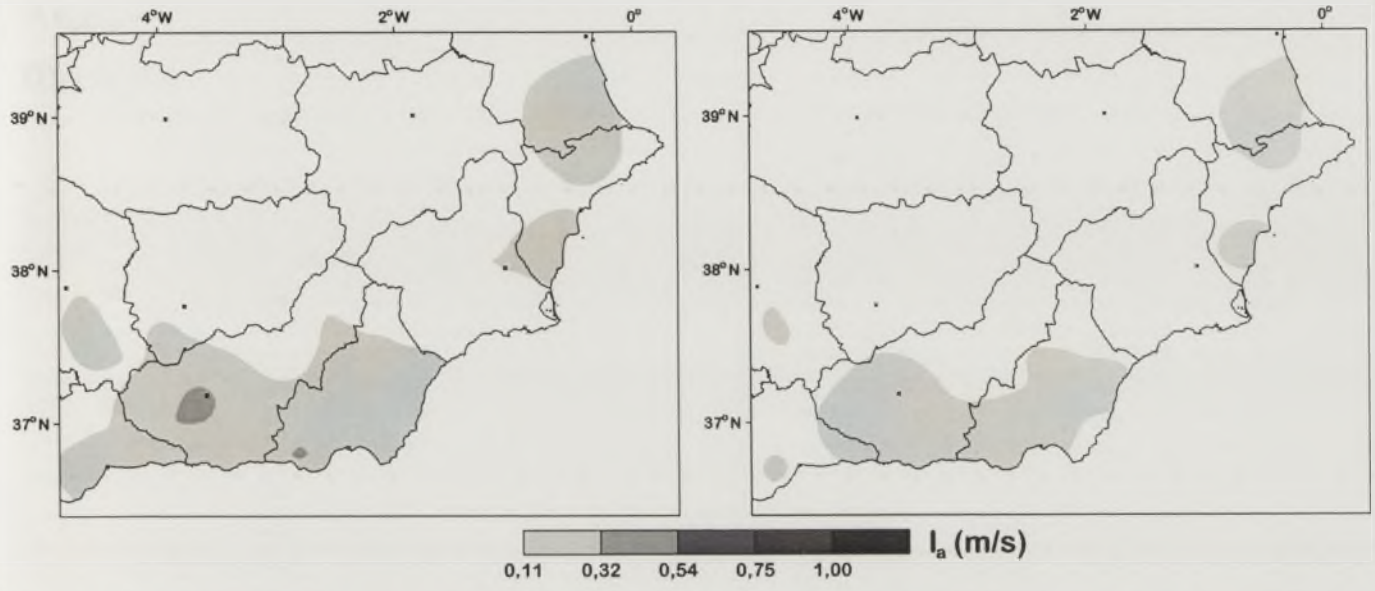


FIGURA 2. *Mapas de peligrosidad sísmica en términos de la intensidad Arias, con una probabilidad de superación del 10% en 50 años, es decir, para un período de retorno de 475 años. Se muestran los resultados para suelo blando (400 < V_S < 800 m/s), a la izquierda para los superficiales (h < 20 m) y a la derecha para los profundos (h > 20 m).*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los valores utilizados en el curvado de los mapas de la figura 2 requieren una explicación detallada. Los valores de intensidad Arias de 0,11, 0,32 y 0,54 m/s son los comúnmente aceptados (Keefer y Wilson, 1989) como los que desencadenan, respectivamente, los siguientes tipos de movimientos de ladera: 0,11 m/s los desprendimientos, deslizamientos y avalanchas; 0,32 m/s los desplomes, deslizamientos de bloques y flujos de tierras, y 0,54 m/s las extensiones laterales y flujos. Como se observa en la figura 2, el valor de 0,54 m/s no llega a alcanzarse en ningún caso en esta región, desde un punto de vista probabilístico, para un período de retorno de 475 años. El valor de 0,32 m/s sólo se alcanza en la Cuenca de Granada y en el suroeste de Almería (zona epicentral de los terremotos de Adra-Mar de Aborán, con intensidad máxima VII-VIII, y Dalías, con intensidad epicentral VIII-IX, ambos de 1804) para el caso de suelos blandos superficiales. El valor de 0,11 m/s se alcanza en un área extensa, tanto en el caso de suelos blandos superficiales como en el de profundos.

Estos mapas probabilísticos de intensidad Arias, aunque no lo son en sí, podrían considerarse como mapas "probabilísticos" de susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos. Nos indican en cada caso, en función del tipo de suelo, probabilísticamente el área que podría verse afectada, para un período de retorno de 475 años, por los diferentes tipos de movimientos de ladera inducidos por terremotos citados con anterioridad. Evidentemente, esto será así siempre y cuando las características geológicas y geomorfológicas sean las convenientes. En cualquier caso, lo que sí nos detallan de forma inmediata son las áreas en las que no son probables, para dicho período de retorno, movimientos de ladera inducidos por terremotos.

REFERENCIAS

Arias, A. (1970): A measure of earthquake intensity. En: *Seismic design for nuclear power plants* (R.J. Hansen, Ed.). The Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, 438-483.

Frankel, A. (1995): Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States. *Seismological Research Letters*, 66: 8-21.

Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A. (2000): A method for producing digital probabilistic seismic landslides hazard maps. *Engineering Geology*, 58: 271-289.

Keefer, D.K. y Wilson, R.C. (1989): Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. En: *Landslides in a semi-arid environment* (P.M. Sadler y D.M. Morton, Eds.). Inland Geological Society, Vol. 2: 118-149.

Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983): *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí.* Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 300 p.

Newmark, N.M. (1965): Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15: 139-160.

Peláez, J.A. y López Casado, C. (2002): Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 159: 2699-2713.

Sabetta, F. y Pugliese, A. (1996): Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86: 337-352.

Análisis de alterabilidad y estabilidad de taludes en las arcillas-margosas y arenas del Mioceno de Villalonquejar (Burgos)

R. Rodríguez Escribano[1] y M. Tsige[2]

1 Geoprin, S.A., Mesena 39, 1ª Planta, 28033 Madrid. rrodriguez@geoprin.es
2 Dpto. de Geodinámica, Fac. de Ciencias Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. meaza@geo.ucm.es

ABSTRACT

This study attempts a comprehensive review of the casual factors, which are controlling the frequent slope failures in the Miocene sediments at the Villalonquejar area (Burgos). For the purpose, an extensive study of both field and laboratory study of weathered and unweathered material was undertaken. The study involved insitu observation of both natural and artificially cut slopes, (mechanism, typologies and failure condition) as well as a survey of some of their engineering properties. The effect of this process has been estimated using, laboratory test and slope stability analysis considering a circular failure. The results have shown that the main process of slope instability in these sediments is degradation and erosion due to wetting-drying cycles.

Key words: *slope stability, wetting-drying cycles, progressive weathering, marly clays.*

INTRODUCCIÓN

Las laderas naturales y taludes excavados en suelos a lo largo del tiempo quedan expuestos a los agentes atmosféricos, lo que produce su degradación progresiva. En la mayoría de las ocasiones esto puede provocar una inestabilidad de laderas naturales y taludes de desmontes que se manifiesta como deslizamientos superficiales y como profundos, en ocasiones de grandes dimensiones. Este fenómeno es muy frecuente en los taludes y laderas naturales de los materiales que afloran en el área de estudio (Monterrubio *et al.*, 2001; Yenes *et al.*, 2001; Rodríguez, 2003).

Los mecanismos que producen la degradación de los taludes en suelos son principalmente la meteorización física, asociada a los ciclos de humedad-sequedad que afecta fundamentalmente a materiales arcillosos, y, por otro lado, la erosionabilidad que afecta a los suelos no cohesivos o granulares. Estos constituyen un proceso importante en materiales similares (rocas blandas o suelos duros poco cementados o sin cementación química). El efecto de estos procesos es la modificación de las características geotécnicas de los materiales, especialmente la reducción de los parámetros resistentes y un aumento de la deformabilidad (Chandler, 1972; Lempp, 1981; Tsige, 1999). Frecuentemente, en los diseños de taludes no se tienen en cuenta estos procesos, y los cálculos de estabilidad se realizan con los parámetros geomecánicos del suelo sano o valores en términos de pico. El objetivo de esta comunicación es, por una parte, señalar los factores más importante de la reducción de la resistencia de los materiales del mioceno, en la comarca de Villalonquejar (Burgos) y, por otra, analizar la estabilidad de los taludes empleando tanto parámetros del sedimento en estado sano como teniendo en cuenta las modificaciones introducidas por los procesos externos (parámetros de resistencia de los materiales en estado de máxima alteración). En ella también se hace una comparación de los factores de seguridad obtenidos en los dos estados.

MATERIALES Y METODOLOGÍA

Los materiales estudiados se engloban desde un punto de vista geológico regional en el conjunto de las formaciones de arcillas-margosas yesíferas del Mioceno Inferior-Medio de la Cuenca del Duero (Burgos). Estas formaciones son depósitos de origen fluvio-lacustre y afloran en toda la cuenca terciaria ocupando una gran extensión (Fig. 1). En la zona de estudio se han reconocido las unidades geológico-geotécnicas que de muro a techo se describen de la siguiente forma: Arcillas o lutitas-margosas yesíferas duras con intercalaciones de yeso masivo laminar y cristales de yeso en punta de flecha (UG-4), Arcillas margosas-yesíferas (UG-3), Arenas limo-arcillosas (UG-2) y por último Arcillas y arenas rojas (UG-1). En los inventariados de taludes realizados tanto en laderas naturales como en taludes excavados se han identificado los siguientes aspectos: tipología de rotura y estado del talud, mecanismos de rotura, factores condicionantes (litología, grado de alteración presencia de agua etc.). Junto a ello se ha evaluado el grado y mecanismo de meteorización física, así como la erosionabilidad de los frentes de los taludes siguiendo el método de De Belle (1971). El detalle de la metodología seguida para el estudio de los taludes de la zona se recoge de forma amplia en el trabajo de Rodríguez (2003).

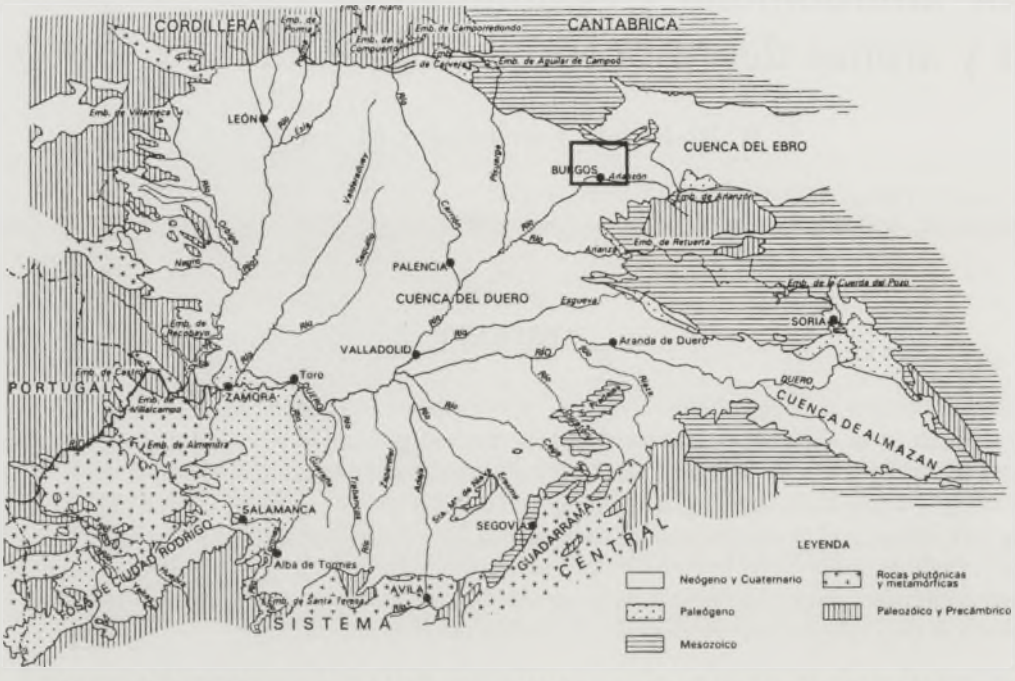


FIGURA 1. *Mapa de encuadre geológico general de la zona de estudio (Pineda et al., 1997).*

Los parámetros de resistencia al corte efectiva considerados para el análisis de talud a largo plazo se han obtenido en el ensayo de corte directo tipo Consolidado y Drenado (CD) tanto en muestras inalteradas (que representan el estado sano de los materiales) como en muestras tratadas con ciclos de humedad-sequedad (que representan el estado de máxima alteración física). En este último caso, los parámetros de resistencia han sido medidos para muestras tratadas con 2 y 5 ciclos de humedad-sequedad. Los tratamientos de humedad-sequedad se han realizado con una presión de confinamiento de 0,2 kg/cm^2.

Por último, se ha realizado el calculo del factor de seguridad (F.S.) empleando el programa *Slide v 4.0, Rocscience* para el perfil tipo de la figura 2, que se ha establecido en función de los datos de campo y datos de sondeo. El método de cálculo empleado es el de equilibrio límite de Bishop Modificado (Bishop, 1955) para una rotura circular. La situación de nivel freático considerada para el calculo (estado semi-saturado) es debido a la localización intermedia del nivel freático en el talud general.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las observaciones de campo han revelado que en los taludes del área de estudio la mayor parte de las inestabilidades están asociadas a dos procesos de alteración. En los niveles de materiales areno-arcillosos superficiales el proceso más significativo es la erosionabilidad, en forma de regueros y surcos, llegando al grado de cárcavas (De Belle, 1971), mientras que en las capas formadas por las arcillas margosas yesíferas y los yesos el proceso más importante en la mayoría de los taludes lo desempeña la meteorización física (ciclos de humedad-sequedad). Esta alterabilidad en ocasiones afecta materiales de hasta 1 m en la vertical y más de 4 m en el frente de los taludes. El efecto de dichos procesos en los materiales estudiados se manifiesta en la pérdida de la resistencia y aumento de la deformabilidad en el conjunto del talud produciendo las numerosas inestabilidades de taludes observadas en esta zona (Monterrubio *et al.*, 2001; Rodríguez, 2003). Este hecho, también se ve al comparar los valores de cohesión y ángulo de rozamiento interno efectivos obtenidos en las muestras de las unidades UG-3 y UG-4 donde se aprecian diferencias de los parámetros mecánicos en función de la alteración, mostrando claramente comportamientos distintos. En estado sano, los materiales presentan características de materiales competentes propio de estos tipos de sedimentos. Estos parámetros se van reduciendo de forma importante con los ciclos de humedad-sequedad (h-s) y la erosión. Esta reducción puede alcanzar hasta el 35% con solo dos ciclos h-s para alcanzar los valores residuales a los cinco ciclos de h-s. Los parámetros resistentes del sedimento sano arrojan valores medios de cohesión y ángulo de rozamiento interno de 0,55-1,0 kg/cm^2 y 26º-29º, respectivamente, mientras que las muestras tratadas con cinco ciclos h-s (que representan el estado de máxima alteración) poseen valores de cohesión 0,1 kg/cm^2 y ángulo de rozamiento interno de 14º-16º, acercándose a los valores residuales. En este estado de alteración, se puede producir una rotura dependiente del tiempo que se encuadra dentro de una rotura retardada, es decir, mecanismo que incluye los procesos que ocasionan el deterioro progresivo de los taludes al reducir los parámetros resistentes a lo largo del tiempo (López Jimeno,

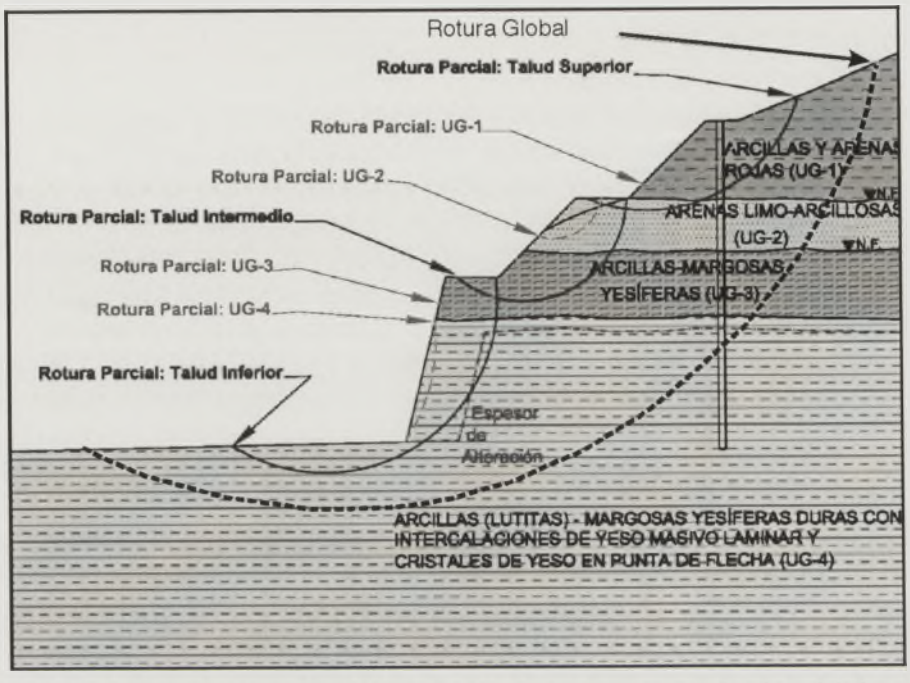


FIGURA 2. *Perfil geológico-geotécnico tipo de cálculo y tipologías de roturas analizadas: global y parciales.*

1999). Si esto se compra con los resultados obtenidos en el análisis retrospectivo de los grandes deslizamientos (Monterrubio *et al.*, 2001) se puede afirmar, que el límite de la estabilidad de estos terrenos está controlado por los parámetros en estado de máxima alteración, que está muy cerca de los valores residuales.

Este aspecto también se puede ver en el análisis cuantitativo de la estabilidad de taludes realizado para el perfil tipo de la figura 2. Después de varios análisis de estabilidad, empleando las características resistentes de muestras sanas y muestras tratadas y con la posición del nivel freático a la altura del límite entre las UG3 y UG4 se obtienen factores de seguridad muy distintos tanto para roturas parciales como para roturas globales (Fig. 3). Por lo general, los análisis realizados empleando los parámetros de las muestras sanas dan valores del FS muy superior a la unidad: sin embargo si empleamos los parámetros de resistencia de las muestras alteradas el FS está cerca o es inferior a la unidad, siendo esta reducción muy acusada en el caso de las arcillas margosas yesíferas.

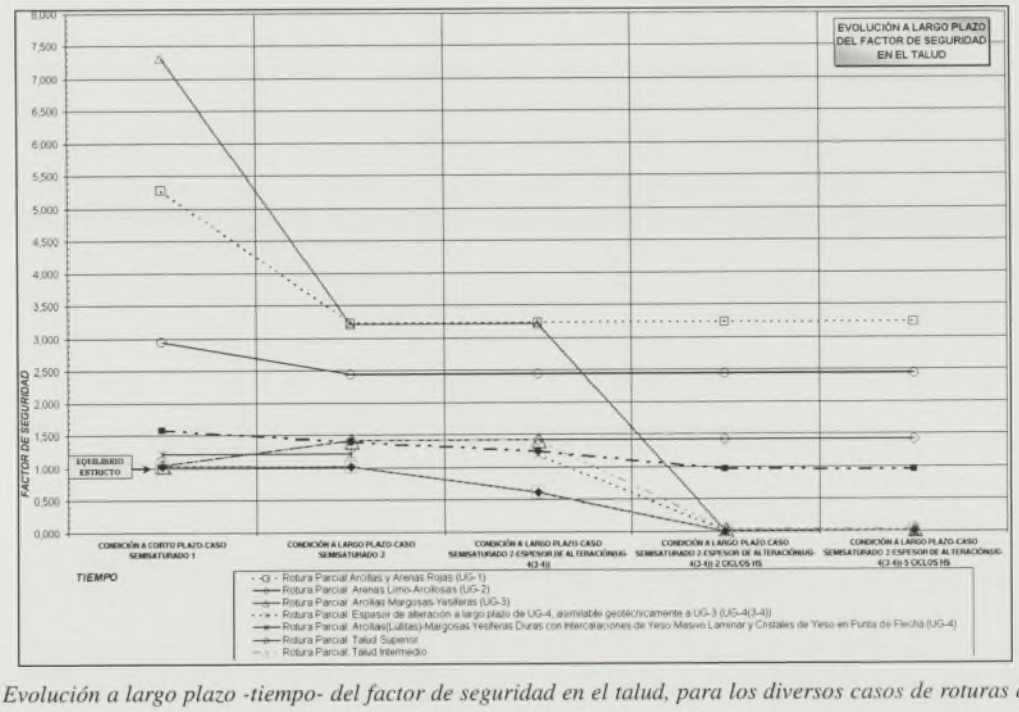


FIGURA 3. *Evolución a largo plazo -tiempo- del factor de seguridad en el talud, para los diversos casos de roturas analizados.*

CONCLUSIONES

La evaluación de la erosionabilidad y alterabilidad, principalmente debido a ciclos de sequedad-humedad, ha puesto de manifiesto una importante reducción de los parámetros geotécnicos (ángulo de fricción interna y cohesión) hasta valores residuales en los materiales del Mioceno de la zona de Villalonquejar (Burgos).

Comprando los resultados obtenidos en el análisis retrospectivo de los grandes deslizamientos, se puede afirmar que el límite de la estabilidad de estos terrenos en taludes a largo plazo está controlado por los parámetros en estado de máxima alteración, que están cerca de los valores residuales.

En un primer instante los taludes y laderas experimentan un proceso de erosión que evoluciona hacia una erosión regresiva, que al acumular sedimentos al pie, aumenta las fuerzas estabilizadoras, sin embargo, a largo plazo se produce el mecanismo de rotura retardada en el cual la meteorización progresiva produce la reducción de los parámetros resistentes hasta valores prácticamente residuales, pudiendo provocar la rotura generalizada global del talud.

AGRADECIMIENTOS

Los autores, agradecen la colaboración prestada en Laboratorio de Ingeniería Geológica del Dpto. de Geodinámica de la Facultad de CC. Geológicas de la U.C.M., y a la empresa GEOPRIN, S.A. (grupo PROINTEC, S.A.) por los datos de Sondeo.

REFERENCIAS

Bishop, A.W. (1955): The use of slip circle in the stability of slopes. *Geotechnique*, 5: 7-17.

Chandler, R.J. (1972): Lias clay. Weathering processes and their effect on shear strength. *Geotechnique*, 22: 403-431.

De Belle, G. 1971: *Roadside erosion and resource implications in Prince Edward Island: with special reference to western Prince County*. Monograph: Information Canada, Ottowa. 25 p.

Lempp, CH. (1981): Weatherability of overconsolidated pelitic rocks of the Keuper and Jurassic in Southwestern Germany. *BIAEG*, 23, 201-108.

López Jimeno, C., Ed. (1999): *Manual de estabilización y revegetación de taludes*. Madrid, 704 p.

Monterrubio, S., Yenes Ortega, M., Sánchez Matias, J., Blanco Sánchez, J.A., Fernández Macarro, B. y Santos Delgado, G. (2001): Características geotécnicas de la facies Dueñas en el sector central de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la formación de los grandes deslizamientos rotacionales en la zona. En: *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Madrid, Vol. I, 149-160.

Pineda, A., Arce, J.M. *et al.* (1997): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 200 (Burgos)*. IGME, Madrid.

Rodríguez Escribano, R. (2003): *Análisis de la durabilidad y estabilidad de taludes naturales y artificales en suelos: aplicación a un talud en Villalonquejar (Burgos)*. Trabajo de DEA. Universidad Complutense de Madrid.

Tsige M. (1999): *Micrófabrica y mineralogía de las arcillas azules del Guadalquivir y influencia en sus propiedades geotecnicas*. Ministerio de Fomento, CEDEX, Monografía nº 64, 294 p.

Yenes, M., Monterrubio, S., Fernández, B., Blanco, J.A. y Santos, G. (2001): Inventario de Deslizamientos del Centro de la Cuenca del Duero. En: *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, Madrid ,Vol. II, 511-523.

Comportamiento geomecánico según la superficie de clivaje en pizarras del Sinclinal de Truchas (Orense-León, NO de España)

M.A. Rodríguez Sastre[1], M. Gutiérrez Claverol[1], M. Torres Alonso[1] y L.F. Rodríguez Bouzo[2]

1 Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. marsast@hotmail.com, claverol@geol.uniovi.es, mtorres@geol.uniovi.es

2 Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Sto. Tomás s/n, 05003 Ávila. loreto@gugu.usal.es

ABSTRACT

The Truchas Synclinal (NW Iberian Variscan Belt) consist of a slate domain built up by metamorphic rocks (dominantly slates and sandstones) under low grade metamorphic conditions that of Casaio, Rozadais and Losadilla formations. The main tectonic structures are subsequent to the three main deformative phases of the Variscan Orogeny in the area. Geotechnical tests carried on samples with cleavage parallel to the main strength applied are compared to know the effect of that cleavage on the behaviour of these rocks. Cleavage has an important control in the facility to split slates, which is the most important property, and who determinates the industrial application of these rocks. Uniaxial and triaxial stress conditions, point load and indirect tensile strength have been measured in these materials. Ultrasonic propagation velocities measured are observed to be the best test to classified slates into classes of facility to split.

Key words: *Central Iberian Zone, Truchas Synclinal, slates, geomechanical tests, cleavage.*

INTRODUCCIÓN

El Sinclinal de Truchas se encuentra en el SO de la provincia de León y comprende el límite del borde NE de la provincia de Orense, abarcando las comarcas naturales de La Cabrera dentro de la provincia leonesa y Valdeorras en la orensana. Los principales niveles que se explotan para la comercialización de las pizarras se reducen básicamente a los afloramientos ubicados en las formaciones definidas como Casaio y Rozadais (Barros Lorenzo, 1989).

La principal característica para la aplicación industrial de los bloques que se extraen en cantera es la fisibilidad, o facilidad a la hienda, de manera que no todos los materiales pizarrosos presentes en esta región pueden emplearse para su transformación en placas de techar.

La tradicional explotación de pizarras en el Sinclinal de Truchas lleva asociada una fuerte actividad económica, inherente al sector de la construcción, que le imprime un carácter relevante a nivel mundial.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Geológicamente, el Sinclinal de Truchas se sitúa al NO de la Zona Centroibérica (Fig. 1), constituyendo esta estructura una única lámina cabalgante poco compartimentada según las interpretaciones de Catalán *et al.* (1992), emplazada en el borde septentrional del Anticlinorio del Ollo de Sapo. La traza axial de esta megaestructura presenta una dirección aproximada NO-SE, presentando cierre periclinal hacia el E.

La secuencia estratigráfica que constituye el sinclinal es de edad Ordovícica, abarcando desde cuarcitas masivas en facies Armonicana del Arenig a materiales del Ordovícico Superior correspondientes a las formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla de edad Hirnantiense dentro del Asghill, en base a las dataciones llevadas a cabo por Sarmiento *et al.* (1999).

Durante la deformación varisca estas rocas sufrieron un intenso plegamiento y la formación de pliegues mayores y menores asociados a la primera etapa, con fracturación durante la segunda y plegamiento suave durante la tercera, originándose por último pliegues tipo *kink-band* y fallas en las etapas tardi o postvariscas.

Además, estos terrenos paleozoicos se vieron sometidos a presiones y temperaturas características de la zona de la clorita, imprimiendo en los mismos un metamorfismo mesozonal de bajo grado (Gallastegui y Heredia, 1994). Destaca la escasa presencia de afloramientos graníticos, apareciendo sólo dos pequeñas intrusiones al SO de la zona.

Estas rocas se clasifican como metapelitas de grano fino al haber estado sometidas a condiciones metamórficas de bajo grado y con desarrollo de un clivaje pizarroso o foliación bien definidos, de carácter penetrativo. La mineralogía principal está constituida por cuarzo, clorita, moscovita e illita. Los minerales accesorios están representados por plagioclasas, cuarzo de blástesis metamórfica, feldespatos muy alterados y minerales opacos en proporción variable, además destaca la presencia de carbonatos, más abundantemente en las pizarras pertenecientes a la Formación Rozadais. Los minerales secundarios más comunes son turmalina, rutilo y circón, junto con

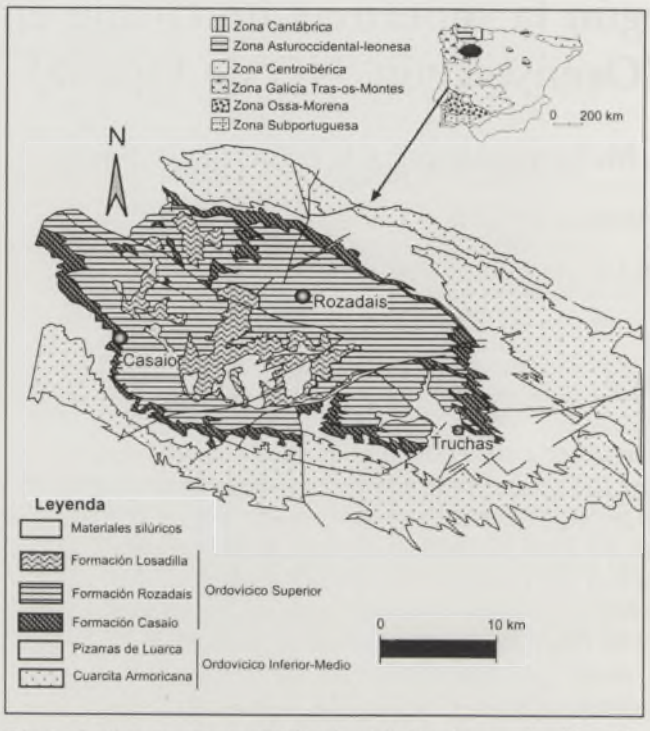


FIGURA 1. *Mapa geológico del Sinclinal de Truchas con la ubicación de los afloramientos objeto de estudio (basado en Arias et al., 2002).*

otros indiferenciados de naturaleza arcillosa. Los minerales opacos presentes en las pizarras de la Formación Casaio son principalmente: pirrotina, calcopirita, magnetita e ilmenita, apareciendo esporádicamente pirita y rutilo. La fábrica que definen estas rocas es de tipo planar, determinándose que la lineación de máximo estiramiento mineral es paralelo a la lineación de intersección de la estratificación con la superficie de foliación metamórfica observada en el campo.

Desde el punto de vista geoquímico las pizarras se caracterizan por presentar elevados contenidos en SiO_2 (>60%), entre el 20 y 40% de Al_2O_3 y proporciones menores al 10% en K_2O. Además, se ha comprobado la diferenciación geoquímica existente entre las formaciones Casaio y Rozadais, presentando los mayores contenidos en Al_2O_3 y Fe_2O_3 en la unidad de Rozadais, mientras que los mayores contenidos en K_2O corresponde a Casaio. A partir de los diagramas de variación geoquímica entre Al_2O_3 y TiO_2 se establece que la Formación Rozadais presenta mayor contenido en TiO_2 que la Formación Casaio (Rodríguez Sastre, 2003).

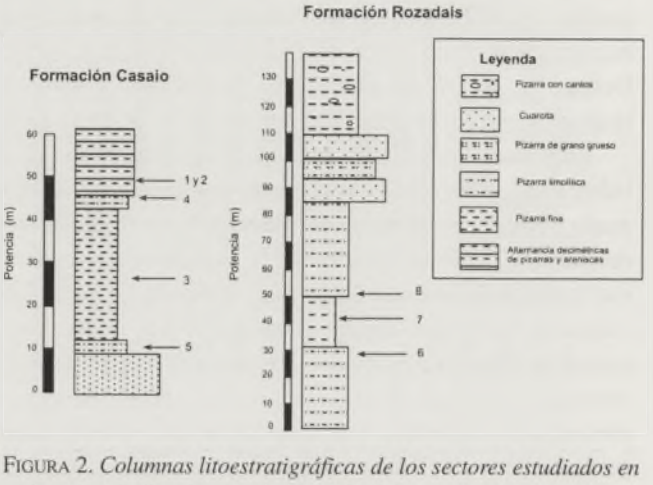


FIGURA 2. *Columnas litoestratigráficas de los sectores estudiados en el Sinclinal de Truchas con indicación de las muestras ensayadas.*

METODOLOGÍA Y MUESTREO

Para la realización de los ensayos geomecánicos se tomaron muestras representativas de las principales formaciones (Casaio y Rozadais), considerando, para todos los casos, el estudio de la roca fresca y en condiciones de saturación en agua. Se obtuvieron muestras talladas (de 54 mm de diámetro y distintas relaciones altura/diámetro) y el número de muestras seleccionadas ha sido determinado en función de las recomendaciones de la normativa UNE, para cada uno de los ensayos a realizar.

El objetivo principal de este trabajo ha sido el de efectuar estudios donde la orientación de la foliación con respecto a la horizontal era de 90º y paralela a los esfuerzos aplicados en distintos ensayos de caracterización geotécnica (carga puntual, compresión uniaxial y triaxial, corte directo y velocidad de propagación ultrasónica), sobre pizarras correspondientes a las mencionadas formaciones Casaio y Rozadais para las que se diferenciaron los términos de pizarras finas (muestras 3 y 7), limolíticas (muestras 4, 5, 6 y 8) o con intercalaciones de areniscas (muestras 1 y 2). Las columnas de detalle se muestran en la figura 2. Se ha considerado esta disposición de la anisotropía paralela a las distintas cargas aplicadas, con el fin de cuantificar la respuesta de la superficie de foliación frente a los esfuerzos; por un lado, para determinar su comportamiento en los procesos de labrado y transformación de la industria pizarrera y, por otro, su efecto en la estabilidad geotécnica del macizo rocoso.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir de los ensayos de laboratorio y para la disposición de la anisotropía establecida, se han obtenido los resultados que se recogen en la tabla 1.

La valoración geotécnica de las pizarras, a favor de los planos de clivaje, a partir del "ensayo de carga puntual", según Bieniawski (1973), es evaluable como débil a muy débil para las muestras de Casaio, mientras que para Rozadais la valoración varía de media a muy débil, constituyendo la resistencia de la muestra 6 un valor excesivamente alto y anómalo.

En la "tracción indirecta", calculada a partir del ensayo de carga puntual mediante las ecuaciones propuestas por la ISRM (1985), el plano de foliación constituye superficies valoradas como débiles o muy débiles para la Fm Casaio, según las clasificaciones propuestas por Fourmaintraux (1976). En el caso de la Fm Rozadais la resistencia a tracción de esta superficie varía de muy débil para la pizarra fina y limolítica de techo, mientras que para la de muro la resistencia de esta superficie se valora como media.

Las valoraciones de las rocas pizarrosas a partir del "ensayo de compresión uniaxial", según las clasificaciones propuestas por González de Vallejo *et al.* (2002), varían de dura a muy dura para los términos de Casaio, mientras que para los de Rozadais la valoración fluctúa de muy dura para la pizarra limolítica de muro, a dura para los términos pizarrosos más finos y blanda para la limolítica de techo.

Del estudio de la "velocidad de propagación de ultrasonidos" se establece que la valoración de las velocidades a lo largo de los planos de foliación es muy alta. Los mayores valores relativos a cada formación se obtienen para las pizarras finas variando con las distintas variaciones litológicas. Esto se puede correlacionar con la facilidad a la partición a lo largo del clivaje pizarroso que presentan estas rocas, tal como se representa en la figura 3.

La caracterización geomecánica de las pizarras a partir del "ensayo de compresión triaxial" determina valores homogéneos, comprendidos entre 30 y 36 MPa para la cohesión y entre 40º y 46º del ángulo de rozamiento interno de las pizarras finas y limolíticas de la Fm Casaio, no influyendo las variaciones litológicas en el comportamiento geotécnico para estos términos, pero obteniéndose valores marcadamente diferentes con respecto a los términos de areniscas con laminaciones.

A partir del "ensayo de corte directo" sobre las superficies de foliación, la menor cohesión la presenta la pizarra fina de la Fm Rozadais, mientras que para la de naturaleza también fina de Casaio el ángulo de fricción interna es el más bajo de los obtenidos.

El establecimiento de la correlación entre los distintos parámetros ha puesto de manifiesto el control de la composición y mineralogía sobre la resistencia a compresión uniaxial de los distintos tipos analizados, constituyendo una excepción la muestra 6 (Figs. 4 y 5), aunque, independientemente de la mineralogía, no existe correlación de tipo lineal entre ninguno de ellos y destaca la de signo negativo entre la velocidad de propagación y el ensayo de carga puntual.

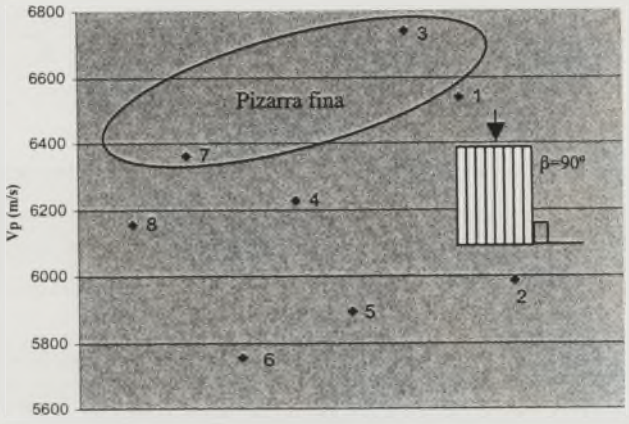


FIGURA 3: *Velocidades de propagación de ultrasonidos a lo largo de las superficies de foliación metamórfica en pizarras (la situación de las muestras están referenciadas en la figura 2).*

CONCLUSIONES

La valoración geotécnica de la superficie de clivaje en las pizarras del Sinclinal de Truchas presenta pequeñas diferencias entre las muestras pertenecientes a las formaciones estudiadas (Casaio y Rozadais).

La medida de la velocidad de propagación de ondas a lo largo de las superficies de foliación varía según las distintas litologías, obteniéndose los valores mayores para las pizarras finas tanto en la Formación Casaio como en la de Rozadais. Este hecho parece relacionarse con la excelente exfoliación de las mismas, mientras que estas medidas disminuyen al aumentar los componentes limolíticos y areniscosos que conlleva una peor exfoliación.

A partir de los distintos ensayos geotécnicos realizados (singularmente carga puntual y resistencia a compresión uniaxial) se ha constatado una evidente influencia de la composición y mineralogía en las pizarras sobre los valores obtenidos.

TABLA 1. *Parámetros geotécnicos medios de las pizarras con el plano de foliación paralelo al eje de carga (entre paréntesis figura el número de probetas utilizadas en cada ensayo; la tracción indirecta se ha calculado a partir de los ensayos de carga puntual, mediante la ecuación propuesta por la ISRM, 1985)*

Muestra	Tracción indirecta estimada	Carga puntual	Resistencia compresión uniaxial	Resistencia compresión triaxial		Corte directo		Ultrasonidos
	σ_t medio (MPa)	Is (50) (MPa)	σ_c medio (MPa)	C (MPa)	Φ (º)	C (MPa)	Φ (º)	Vp (m/s)
1	2,25	1,79 (10)	86,35 (5)	43,59 (3)	41,3	—	—	6539 (2)
2	1,55	1,24 (10)	116,94 (5)	26,44 (3)	52,6	—	—	5989 (4)
3	2,11	1,69 (10)	73,64 (5)	30,99 (3)	46,2	0,79 (3)	28,36	6473 (1)
4	2,18	1,74(10)	57,56 (5)	36,94 (3)	40,2	0,33 (3)	52,64	—
5	1,82	1,46 (10)	50,18 (5)	34,35 (3)	44,5	—	—	5894 (2)
6	5,13	4,1 (10)	132,9 (5)	46,77 (3)	33	—	—	5756 (10)
7	0,98	0,78 (10)	74,2 (5)	41,04 (3)	44	0,20 (3)	38,65	6362 (1)
8	1,68	1,35 (10)	36,6 (5)	18,07 (3)	40	—	—	6154 (1)

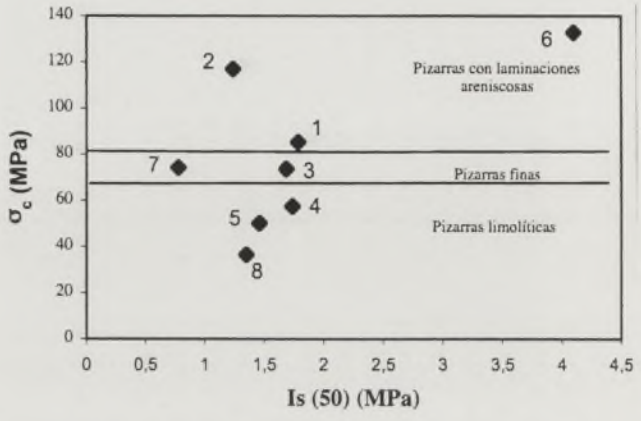


FIGURA 4. *Correlación entre la resistencia a compresión uniaxial y el índice de carga puntual para las pizarras del Sinclinal de Truchas.*

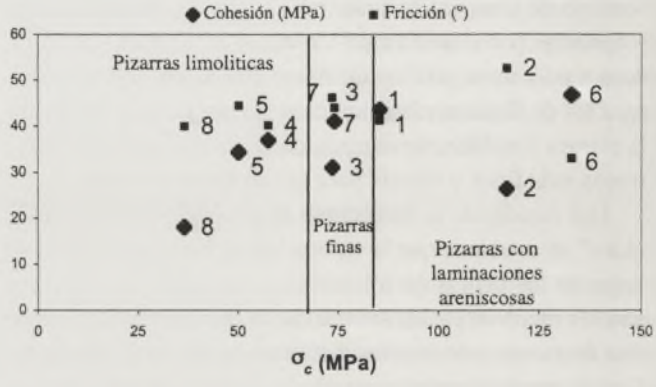


FIGURA 5:. *Correlación entre la resistencia a compresión uniaxial y los parámetros de cohesión y fricción interna obtenidos a partir de los ensayos triaxiales para las pizarras del Sinclinal de Truchas.*

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las empresas Pizarras SAMACA y EXPIZ las facilidades de acceso y disponibilidad del material de sus explotaciones. Los ensayos fueron realizados en el laboratorio de mecánica de rocas del Instituto Geológico y Minero de España dentro del proyecto FEDER ID97-0959-C03. Asimismo, deseamos expresar nuestra gratitud al Dr. Agustí Collado por la revisión del manuscrito original y las sugerencias aportadas para su mejora.

REFERENCIAS

Arias, D., Bellido, F., Díaz García, F., Diez Montes, A., Farias, P., Fernández, F.J., Heredia, N., Lombardero, M., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R. y Rodríguez Fernández, L.R. (2002): *Mapa 1:200.000, Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras.* Informe inédito (Proyecto FEDER 1FD97-0959-C03). (Coordinador Nemesio Heredia).

Barros Lorenzo, J.C. (1989): Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco Sur del Sinclinorio de Truchas (Ourense-León, NW Spain). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 14: 93-116.

Bieniawski, Z.T. (1973): Engineering classification of jointed rock masses. *Transactions, South African Institute of Civil Engineers,* 15 (12): 335-344.

Catalán, J.R.M., Rodríguez, M.P.H., Alonso, P.V., Pérez-Estaún, A. y Lodeiro, F.G. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau,* 81 (2): 545-560.

Fourmaintraux, D. (1976): Caractérisation des roches: essais de laboratoire. En: *Cours practique de Mechanique des roches (cap. II). Asociation des anciennes élèves de L´école de Ponts et Chausses.*

Gallastegui, G. y Heredia, N. (1994): Magmatismo. En: *Memoria explicativa del Mapa Geológico de la provincia de León 1:200.000.* Instituto Geológico y Minero de España: 133-139.

González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2002): *Ingeniería Geológica.* Pearson Educación, Madrid, 744 p.

ISRM (1985): Determining Point Load Strength. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanical Abstracts*, 22 (2): 51-60.

Rodríguez Sastre, M.A. (2003): *Caracterización geomecánica de materiales pizarrosos en el Sinclinal de Truchas (Orense-León).* Tesis doctoral, Univ. de Oviedo, 388 p.

Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Rodabert, M. (1999): Conodontos ordovícicos del noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental- Leonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (3-4): 477-500.

Caracterización geomecánica de granitos en la Autovía de la Plata: Tramo Puerto de Béjar-Aldeanueva del Camino (Cáceres)

J.J. Tejado Ramos[1] y F. Fernández de la Llave[2]

1 Intromac, Avenida de la Universidad s/n, Campus Universitario de Cáceres, 10071 Cáceres. jjtejado@intromac.com
2 Demarcación de Carreteras del Estado en Extremadura, Plaza de los Golfines 6, 10071 Cáceres. ffdelallave@eresmas.com

ABSTRACT

This lecture expounds the methodology used for the study of the geo-mechanic characteristics of the granites used at road works in the "Autovía de la Plata" section, Puerto de Béjar – Aldeanueva del Camino (Cáceres). In order to carry out this study, two kinds of rocks with different alteration degree were differentiated. The study describes both physical and chemical tests carried out for their characterization and it is accompanied with a summary chart with the data obtained on those tests. From the development of the study and its conclusions, it becomes evident the different behaviour of both granite alteration families and as a result of that some objective criteria which are interesting in order to decide whether or not to use these materials in the different works units were obtained.

Key words: *granite, geomechanical parameters, alteration, characterization.*

INTRODUCCIÓN

El tramo de la "Autovía de la Plata", Puerto de Béjar – Aldeanueva del Camino, atraviesa casi en su totalidad una zona de marcada topografía debida a la morfología resultante de una extensa intrusión granítica perteneciente al batolito de Béjar. La singularidad de este trazado ha obligado a la realización de grandes desmontes en rocas principalmente de naturaleza granítica, así como el aprovechamiento de las mismas en la construcción de importantes muros de escollera de contención y sostenimiento de algunos rellenos a media ladera.

La utilización tanto en rellenos (pedraplenes y relleno todo-uno) como en los muros de escollera de los productos procedente de la excavación de la traza, hizo necesaria una selección del material a emplear en cada caso con arreglo a sus distintos grados de alteración y por tanto a sus propiedades geomecánicas.

METODOLOGÍA DEL ESTUDIO

Dado que el objeto del estudio ha sido la caracterización geotécnica y la estimación de la durabilidad de las rocas puestas en obra, se ha adoptado la siguiente metodología:

- Definición en campo de dos familias de rocas según su estado de alteración
- Preparación de muestras para ensayos de laboratorio
- Estudio de las características fisico-mecánicas y fisico-químicas mediante ensayos de laboratorio
- Resultados y conclusiones

La toma de muestras se realizó mediante extracción de testigos de diferentes diámetros y selección de fragmentos de rocas de diferentes tamaños.

CALIDAD DE LOS MATERIALES

Los materiales pétreos empleados en la construcción de los pedraplenes, rellenos todo-uno y muros de escollera, han sido los procedentes de las excavaciones de la traza que cumplían con los requisitos de Roca Adecuada y Roca Estables según PG-3/2002.

El granito presente en la traza, presenta distintos grados de alteración, desde los estados poco alterados a granitos muy alterados. Debido a la complejidad de estudiar cada uno de los estados intermedios de alteración de la roca y a la baja operatividad de este tipo de planteamiento, se tomó la decisión de agrupar las muestras en dos familias de alteración, aceptando con ello los errores que con la generalización se pueden cometer. Los criterios utilizados en la diferenciación de las dos familias han sido:

- Granito A: Corresponde a los grados de alteración I y II de la escala de Moye (1955).
- Granito B: Corresponde a los grados de alteración principal III de la escala de Moye (1955).

Del estudio se desecharon los materiales con mayor grado de alteración (Grado IV y V), puesto que no iban a ser utilizados en las unidades de obra citadas.

Esta simplificación en la agrupación de los estados de alteración, hace que algunos resultados obtenidos en los ensayos sean, en ciertas ocasiones, poco homogéneos como reflejo de la amplitud del rango de cada familia.

TABLA 1. *Resultados de los ensayos.*

ENSAYOS		GRANITO A				GRANITO B			
Compresión Simple (MPa)		65,3 53,8 97,8 114,1 108,4 104,2 87,9 93,50			**Media = 90,65**	27,5 13,8 23,5 23,8 33,0 19,5 24,2 14,8			**Media = 22,5**
Módulo elástico (MPa)		15.496,9 30.460,4 36.681,8 22.820,5			**Media =26.365**	7.069,9 4.793,1 4.862,0 3.428,6			**Media = 5.038**
Peso especifico (g/cm^3)		2,710 2,708 2,705 2,708			**Media = 2,708**	2,616 2,572 2,573 2,578			**Media = 2,585**
Porosidad abierta (%)		**1,44**				**2,07**			
Velocidad de propagación (m/s)		5.130 4.574 4.972			**Media = 4.892**	1.714 1.837 1.728			**Media = 1.759**
Desmoronam. en agua (% perdida)	40-20 (mm)	**0,00**				**0,0**			
	20-10 (mm)	**0,00**				**0,10**			
Ciclos humedad-sequedad (%)	40-20 (mm)	**0,07**				**0,30**			
	20-10 (mm)	**0,33**				**0,53**			
Resistencia a las heladas (25 ciclos, % pérdida)		0,023 0,018 0,023			**Media = 0,021**	0,028 0,034 0,040			**Media = 0,10**
Velocidad de propagación después de ciclos de hielo-deshielo (m/s)		4.551 4.548 4.524			**Media = 4.541**	2.145 2.057 1.928			**Media = 2.043**
Resistencia Compresión Simple después de ciclos de hielo-deshielo (MPa)		102,3 104,1 123,1			**Media = 109,8**	43,3 63,9 45,2			**Media = 50,8**
Resistencia a la cristaliz. de sales (%Δ masa en g)		0,036 0,080 0,092 0,022 0,023 0,024			**Media = 0,043**	0,001 0,098 0,022 0,050 0,105 0,143			**Media = 0,070**

RESULTADOS DE ENSAYO

A continuación se enumeran los distintos ensayos realizados en los laboratorios del Instituto Tecnológico de Rocas Ornamentales y Materiales de Construcción (INTROMAC) y el Laboratorio de Cáceres de la Demarcación de Carreteras del Estado en Extremadura, cuyo resumen se encuentra en la tabla I.

Estudio petrográfico

En la observación de "visu" se puede apreciar que ambas familias se caracterizan por ser rocas granudas faneritica. Los feldespatos en ocasiones aparecen formando fenocristales en la masa rocosa y también son frecuente la presencia de enclaves microgranudos máficos (gabarros) con composición tonalítica. La coloración de la roca inalterada es grisácea mientras que la familia alterada presenta una coloración anaranjada como consecuencia de la liberación de los óxidos procedentes de los minerales máficos. Microscópicamente las dos litologías son análogas tanto en textura como composicionalmente. La principal diferencia entre ambas litologías la encontramos en una mayor sericitación de la plagioclasa y el feldespato potásico y una cloritización y moscovitización de la biotita de la familia alterada (Granito B), así como en ocasiones, una porosidad secundaria ligada a procesos de disolución.

Resistencia a la Compresión (UNE-EN 1926)

Normalmente los valores que se obtienen en un ensayo de compresión para una misma litología presentan una ligera dispersión, producto de múltiples factores que pueden influir como la existencia de microfracturas, diferencias composicionales y estructurales, etc. En el presente estudio a estos factores debemos añadir la clasificación realizada, agrupándolos en dos familias probablemente no lo suficientemente homogéneas, que pueden explicar la dispersión de valores presentes sobre todo en la Familia A. Se aprecia que el Granito B tiene una resistencia de aproximadamente el 25% del Granito A, lo que marca una clara diferencia entre ambos. La mayor dispersión en los valores del Granito A, podría deberse a que la resistencia en valores altos es mas sensible a las variaciones de meteorización y que, por tanto, cabría dividir el Granito A en dos subgrupos atendiendo a este parámetro (Fig. 1).

Módulo elástico (UNE 22177)

Los valores obtenidos para el módulo elástico son muy equiparables a los obtenidos en la resistencia a compresión, puesto que el valor del módulo elástico para la familia del Granito B es un 20% del valor de la familia del Granito A.

FIGURA 1. *Probetas de ensayos tras el ensayo de compresión simple.*

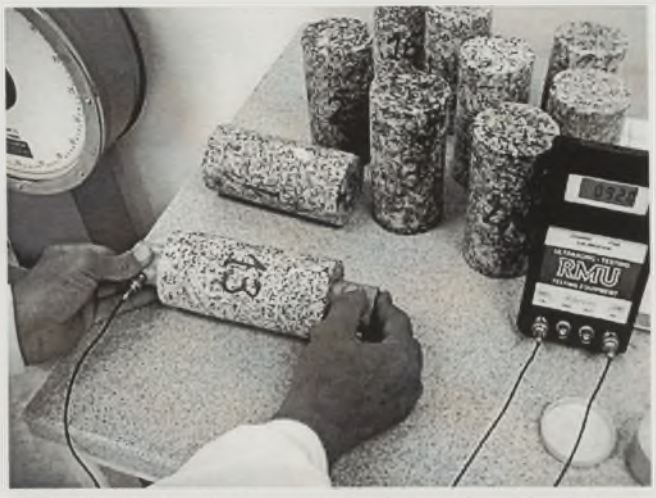


FIGURA 2. *Realización de ensayos de ultrasonidos en las dos familias de granitos.*

Densidad real, densidad aparente, porosidad abierta y porosidad total (UNE-EN 1936)

Las densidades de ambas muestras son muy similares, pudiéndose achacar las diferencias mínimas entre unas y otras a la heterogeneidad de las muestras que formaban cada familia.

Las muestras que formaban la familia denominada alterada (Granito B), eran muestras que a pesar de su coloración y aspecto diferenciado de la familia inalterada, no presentaban un grado de alteración muy acusado como se pudo observar en otras muestras en las que incluso se podían liberar los granos que formaban la roca con relativa facilidad. En el caso de la porosidad abierta la media final hace que la porosidad de ambas muestras sea similar con un aumento en la porosidad abierta de la roca alterada, como cabría esperar.

Velocidad de propagación de los impulsos ultrasónicos

Se aprecia que la velocidad media de propagación de la familia alterada (Granito B) es de un 35% de la velocidad de propagación de la familia inalterada (Granito A) (Fig. 2).

Resistencia a las heladas (UNE-22174)

Teniendo en cuenta la localización geográfica de la obra, zona de montaña en la que la acción del hielo tiene su importancia, se consideró necesario la realización de este ensayo de hielo-deshielo para ver la evolución de los dos grupos de rocas. En el laboratorio se simulan estas condiciones extremas aunque no se tienen en cuenta otros factores que podrían intervenir de forma conjunta pero que serían difícilmente cuantificable como es el caso de posibles ataques químicos, la acción de la vegetación, etc. Tanto en la familia alterada como en la inalterada, no se observan alteraciones superficiales de la roca, lo que nos lleva a pensar en la no alterabilidad de la roca ante esta acción. En la muestra alterada se nota un ligero aumento de las oxidaciones en zonas puntuales por una posible removilización de los óxidos existente en la roca.

Sobre las muestras que fueron sometidas a los ciclos de hielo-deshielo, se realizó posteriormente ensayos de medida de propagación de los impulsos ultrasónicos y rotura a compresión simple.

Ensayo de ultrasonidos tras ciclos de hielo-deshielo

En la realización de este ensayo no se ha observado un descenso notable, con respecto a los valores obtenidos en las probetas que no fueron sometidas a los ciclos, lo que hace pensar que no se ha producido una alteración significativa en el interior de la roca. En el caso de la roca no alterada se ha medido una velocidad media de 4.541 m/s, lo que supone un 7% menor que las muestras no sometidas al ciclo. Este ligero descenso puede ser achacado a diferencias en el muestreo más que a una alteración de la muestra ensayada. En la muestra alterada se ha medido una velocidad media de 1.928 m/s, lo que supone un aumento del 8% con respecto a las no sometidas a los ciclos. Esto pone de manifiesto que las muestras seleccionadas para la realización del ensayo de heladicidad tenían un grado de alteración menor.

Ensayo de compresión tras los ciclos de hielo-deshielo

Al igual que en el ensayo de ultrasonidos tras los ciclos de hielo-deshielo, no se ha observado ningún descenso en los resultados del ensayo de compresión.

Determinación de la resistencia a la cristalización de sales (UNE-EN 12370)

Tras el ensayo se observó que las probetas habían sufrido un ligero incremento positivo en su masa y no se había desprendido ningún fragmento de la misma, incre-

FIGURA 3. *Vista general de muro de escollera y de macizo granítico.*

mentos de masa que son debidos únicamente al sulfato sódico que ha quedado en el interior de la roca y que no fue eliminado en el lavado de las mismas tras los ciclos del ensayo de resistencia a cristalización de sales. Tras pesar nuevamente las probetas, una vez concluida esta nueva determinación se observó que la masa de las mismas era prácticamente la inicial.

Determinación del Índice de Desmoronamiento en agua (NLT 255)

En la determinación de este índice se comprueba que los valores obtenidos son muy bajos, prácticamente inexistente, salvo para la fracción gruesa (20/10) de la familia de granitos alterados que alcanza una perdida de material del 0,1%.

Determinación de la resistencia a los ciclos de Humedad-Sequedad (NLT 260)

Al igual que en el ensayo anterior los valores, de pérdida de material, obtenidos en los ciclos de humedad-sequedad son de escasa importancia.

CONCLUSIONES

Aunque por temas prácticos y de operatividad se han considerado únicamente dos estados en la alteración del granito, existen gran cantidad de estados intermedios que no han sido considerados y que influyen sobre todo en la homogeneidad de los resultados de los ensayos realizados.

Han sido caracterizadas dos familias de granitos cuyos resultados medios en algunos ensayos son claramente diferenciables, aunque a veces es complicado establecer un límite exacto entre ambas familias.

Cabe reseñar que los materiales empleados en los muros de escollera han sido en todos los casos del tipo "Granito A" (Fig. 3), mientras que en los pedraplenes y todo-uno han sido indistintamente ambos tipos.

El granito considerado como inalterado, presenta ciertos indicios de alteración puestos de manifiesto en el estudio petrográfico con la aparición de procesos incipientes de sericitación de plagioclasas y feldespatos potásicos y cloritización y moscovitización de la biotita. Esto puede quedar también refrendado con los resultados del ensayo de compresión cuya media no supera los 100 MPa.

Tanto el granito alterado como el inalterado presentan una buena respuesta al ataque de los ciclos de hielo-deshielo. No se observan ni alteraciones superficiales manifestadas con la pérdida de granos o formación de fisuras, ni alteraciones en el interior como queda de manifiesto con la realización de ensayos posteriores a los ciclos.

Las muestras ensayadas presentan una buena resistencia a la cristalización de sales tal y como indican los datos de los ensayos. El ataque por sulfato sódico no provoca deterioros significativos, y además los procesos de difusión que se puedan dar se producen a una velocidad tan lenta que la resistencia al deterioro de la misma debido a fenómenos de cristalización de sales es satisfactoria.

REFERENCIAS

AENOR (Varios años). *Colección Normas "Ingeniería Civil y Piedra Natural", Normas de ensayo UNE y UNE-EN.* Comité 22 Minería y Explosivos.

Ministerio de Fomento (2002): *Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para Obras de Carreteras y Puentes (PG-3/2002).* Ministerio de Fomento, Madrid.

Ministerio de Fomento, CEDEX (1991): *Normas NLT: 1. Ensayos de carreteras, N2.* Ministerio de Fomento, Madrid.

Moye, D.G. (1955): Engineering geology for the Snowy Mountains Scheme. J. IEAust.

Caracterización geotécnica de los depósitos aluviales del río Urumea e implicaciones constructivas (Astigarraga, Guipúzcoa)

F.J. Torrijo[1,2], C. Melguizo[1,2], J.M. Bescós[1] y J. Bueso[1]

1 Dpto. de Geología y Geotecnia, Laboratorios PROYEX, S.A., Autovía de Logroño km 11,4, 50180 Utebo (Zaragoza). jtorrijo@proyex.es
2 Dpto. de Ingeniería del Terreno, ETSICCP, U.P.V., Camino de Vera s/n, 46022 Valencia.

ABSTRACT

Design and construction of backfills involve a variety of geotechnical problems, for which a knowledge of the stress-strain-strength-time behaviour of the material is required. Typical examples of these problems are the predictions of amount and rates of settlement. For this reason, the combination of in situ tests and laboratory tests is specially useful for the evaluation of the mechanical behaviour of backfills. We have studied alluvial deposits in the Astigarraga region (Guipuzcoa), using the information obtained from borehole, pits, refraction seismic profiles and penetration test (DPSH and CPTU). This information is supplemented with laboratory measurements, and analysis by means of programs Slope/W 5.0 and Sigma/W 5.0 (Geo-Slope). Finally engineering solutions for the construction of backfills over this alluvial deposits are proposed.

Key words: *geotechnical characterisation, rates of settlement, laboratory tests, in-situ tests, alluvial deposits.*

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Los materiales estudiados corresponden a depósitos cuaternarios correspondientes al sistema aluvial del río Urumea (Fig. 1), en las proximidades de la localidad de Astigarraga (Guipúzcoa). Estos materiales presentan baja compacidad y están constituidos por materiales híbridos entre detríticos fluviales y fangos de marisma (arcillas y limos arcillosos con gravas y gravillas dispersas, niveles de turba y lentejones intercalados de gravas y gravillas). Todo ello conlleva una serie de problemas derivados de su escasa resistencia y su alta deformabilidad y saturación, tales como la estabilidad durante la construcción de rellenos sobre ellos, así como el asiento derivado de la sobrecarga añadida en su construcción sobre estos terrenos blandos y saturados.

METODOLOGÍA

Para el estudio se dispuso una campaña de trabajos de campo (41 sondeos geotécnicos, 30 perfiles sísmicos de refracción, 17 calicatas mecánicas, 20 penetraciones dinámicas tipo DPSH y 4 penetrómetros estáticos tipo CPTU), con sus correspondientes ensayos *in situ* (SPT, presiómetros y permeabilidades tipo Lefranc), y se llevaron a cabo ensayos de laboratorio, consistentes en la caracterización granulométrica, resistente y deformacional.

CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA

Los depósitos cuaternarios aluviales del río Urumea en la zona de Astigarraga (Guipúzcoa) presentan una potencia variable entre 10 y 24 metros obtenida en los reconocimientos efectuados y son materiales de grano fino y comportamiento cohesivo que engloban tanto términos netamente arcillosos como limosos. Se presentan con una baja resistencia y alta deformabilidad, con concentraciones altas en materia orgánica, y colores generalmente negros o gris-oscuros y presentando en ocasiones cantos de grava y arenas en proporciones bajas en general. Se encuentran en todos los casos bajo nivel freático y sus propiedades geotécnicas más relevantes son (Tabla 1):

TABLA 1. *Parámetros geotécnicos medios de los depósitos aluviales finos del sistema aluvial del río urumea en la zona cercana a Astigarraga (Guipúzcoa).*

Parámetro geotécnico	Valor medio
S.U.C.M. (t/m^3)	CL, ML
γ_d (t/m^3)	1,47
W_n (%)	37,8
γ (t/m^3)	1,98
K (cm/s)	1,9 x 10^{-5}
c_u (kPa)	20
P_l* (kPa)	416
E_p (kPa)	4145
e_0	1,150
C_c	0,28
C_v (cm^2/s)	2,9·10^{-3}
C_h (cm^2/s)	3,8·10^{-2}
E_{ed} (kPa)	2760

Granulometría

Están formado fundamentalmente por partículas de tamaño inferior a 80 µm, con valores medios del contenido en fracción fina (menos de 0,08 mm) del 77%.

Plasticidad

Las determinaciones de los límites de Atterberg realizadas en laboratorio han dado como resultado que en ocho muestras la plasticidad es nula, y que en otras once muestras sí existe plasticidad con: W_L = 31,6 %, W_p = 24,1 % e I_p = 7,5. Los diferentes valores de plasticidad obtenidos permiten clasificar el material, siguiendo los criterios de Casagrande (1948, 1958) dentro del sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S, en Lambe y Whitman, 1981), como CL y como ML.

Densidad seca y humedad natural

Los ensayos han dado los siguientes valores medios: γ_d = 1,47 t·m^{-3}, W_n = 37,8 % y γ = 1,98 t·m^{-3}.

Materia orgánica

Las muestras de estos niveles presentan un alto contenido en materia orgánica llegando a constituir niveles de turba de poco espesor. Los contenidos medios en materia orgánica son del 2,87%, con valores máximos del 6,20%.

Ensayos de resistencia y deformabilidad

Ensayos SPT

Se han realizado 15 ensayos SPT con valores extremos de N_{SPT} = 1-20, aunque parecen verse dos poblaciones: la de mayores golpeos corresponde a arcillas que incluyen cantos de grava y arenas con un valor medio de 15 golpes, y la que corresponde a los términos arcillosos estrictos con valores medios de 4 golpes.

Ensayos de penetración dinámica tipo DPSH

Indican valores medios de resistencia de N_{20} = 0-10. Todos estos datos concuerdan con lo obtenido en los SPT.

Resistencia al corte

Los ensayos de compresión simple realizados dan un valor medio de 0,4 kg/cm^2 y los ensayos de corte directo realizados dan valores medios de ángulo de rozamiento interno de 5º con una cohesión de 20 kPa (tensiones totales, uu), valor en consonancia con el de compresión simple. Por tanto podemos asumir una resistencia al corte sin drenaje de c_u = 20 kPa.

Ensayos edométricos

Se ha obtenido un índice de poros de e_0 = 1,150 (0,594-1,513), un índice de compresión de C_c = 0,276 (0,11-0,45) y un coeficiente de consolidación de C_v = 2,94x10^{-3} cm^2·s^{-1}.

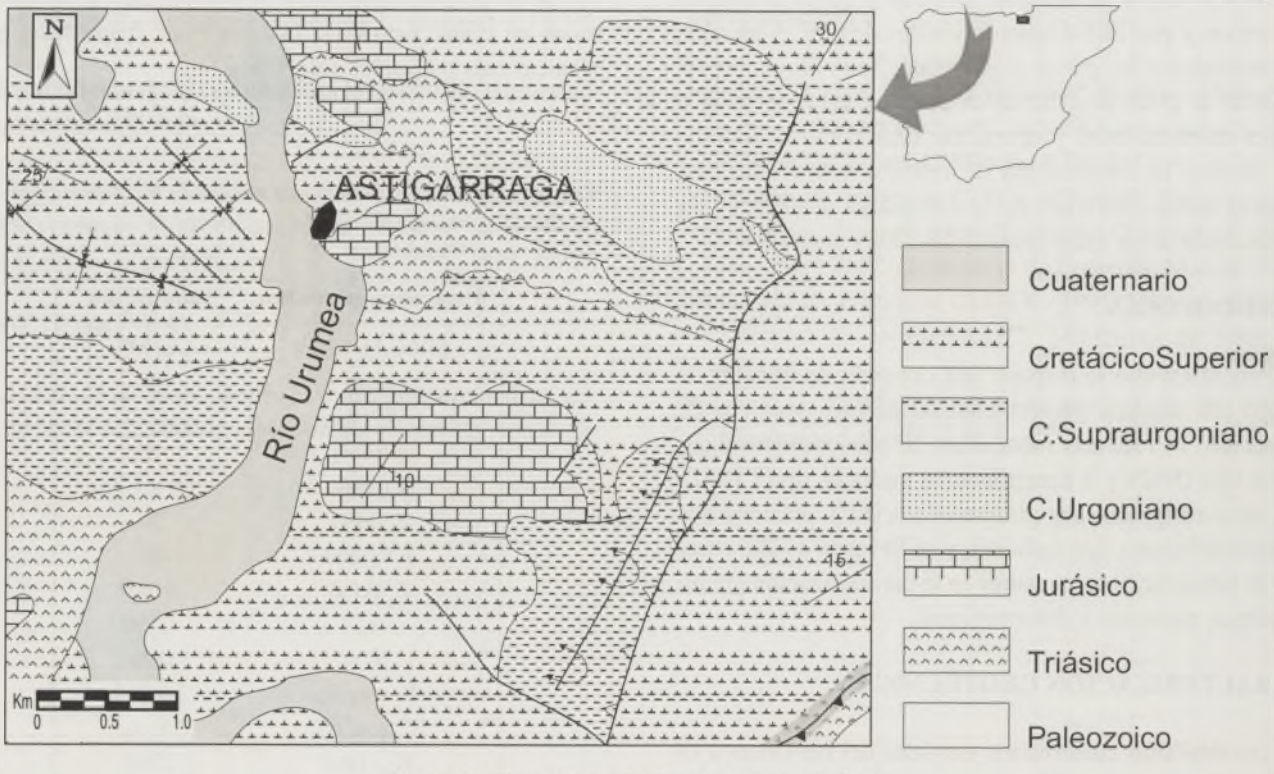


FIGURA 1. *Situación geológica de la zona estudiada.*

Ensayos presiométricos

Se ha obtenido una presión límite neta de P_l^* = 398-435 kPa (media de 416 kPa) y un módulo presiométrico de E_p = 3.191-5.095 kPa (media de 4145 kPa). A partir de estos valores se obtiene que c_u = 66 kPa (Amar y Jezequel, 1972) y el módulo edométrico es de E_{ed} = 2.760 kPa (Menard y Rousseau, 1962).

Ensayos CPTU

Alcanzaron unas profundidades máximas entre 7,5 y 18,5 m, e indican un valor de c_u estimada entre 20 y 40 kPa, en la mayor parte de la profundidad ensayada, con coeficientes de consolidación radial (C_h) entre $1{,}4 \cdot 10^{-1}$ y $7{,}0 \cdot 10^{-3}$ cm^2/s (media de $3{,}8 \cdot 10^{-2}$ $cm^2 \cdot s^{-1}$).

Ensayos de permeabilidad Lefranc

Se han realizado dos ensayos Lefranc de permeabilidad obteniendo valores de $K = 3x10^{-5}$ y $8{,}8x10^{-6}$ cm/s.

REPERCUSIONES CONSTRUCTIVAS

A la vista de los parámetros obtenidos se realizó un cálculo de estabilidad y deformabilidad de estos materiales, mediante los paquetes informáticos *Slope/W 5.0* y *Sigma/W 5.0* de la casa *Geo-Slope*, para la construcción de rellenos tipo de una obra lineal (14 metros de anchura en coronación, y una geometría 3H:2V). Así, se ha constatado que rellenos de altura superior a 3,0 metros se deben construir en fases sucesivas para evitar procesos de rotura por cimiento y además se ha podido estimar que la magnitud de asientos es importante (más de 40 cm) y que la consolidación de forma natural supone un tiempo mínimo de diez meses. A la vista de los resultados obtenidos, se considera necesario realizar un tratamiento de estos depósitos aluviales con precargas combinadas con mechas drenantes verticales, para optimizar los tiempos de construcción de los rellenos y asegurar la estabilidad de los mismos. Entre cada una de las fases de precarga se ha estimado un tiempo de espera de unos 15 días para lograr un grado de consolidación cercano al 90%. Por su parte, la ejecución de las mechas drenantes se debe extender a todas las zonas de relleno, instalándose en los nodos de una malla triangular con densidades de un dren cada 4 m^2 de terreno tratado. Estos drenes deben atravesar todo el espesor aluvial (variable entre 10 y 24 metros), siendo de plástico y de, al menos, 10 cm de ancho de banda. Este tratamiento se debe ampliar transversalmente al relleno en una distancia aproximadamente igual al tercio de la altura del relleno, y de forma previa al comienzo de la hinca, se debe colocar una capa de 50 cm de grava-arena que actúe a modo de capa de recogida de las cabezas de los drenes, que facilite además la disipación del agua procedente de dichos drenes y que produzca un cierto reparto de la carga procedente del relleno. También sería aconsejable, de forma previa a la colocación de la capa de grava, el extendido de un geotextil con misión anticontaminante en la base del terreno natural, una vez realizado el desbroce y excavación de la cobertera vegetal. De esta manera se evitará la entrada de material fino del subsuelo hacia la capa de gravas y hacia el cuerpo de relleno.

CONCLUSIONES

Se ha llevado un estudio de los depósitos aluviales del río Urumea en la zona cercana a la localidad de Astigarraga (Guipúzcoa). Este estudio ha consistido en la realización de una serie de trabajos de campo y laboratorio para definir su comportamiento geotécnico frente a la ejecución de rellenos de obras lineales. Este estudio ha permitido definir su comportamiento geotécnico futuro teniendo en cuenta las posibles inestabilidades asociadas a la ejecución de rellenos sobre ellos, así como plantear, de modo genérico, una serie de tratamiento de mejora (precarga y mechas drenantes) para su ejecución.

REFERENCIAS

Amar, S. y Jézéquel, J.F. (1972): Essais en place et en laboratoire sur sols cohérents, comparaison des résultats. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées,* 58, Mars.

Casagrande, A. (1948): Classification and identification of soils. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 113: 901-930.

Casagrande, A. (1958): Notes on the design of the liquid limit device. *Géotechnique*, 8: 84-91.

Lambe, T.W. y Whitman, R.V. (1981): *Mecánica de suelos*. Ed. Limusa, México D.F., 582 p.

Menard, L. y Rousseau, J. (1962): L'evaluation des tassements, tendances nouvelles. *Sols Soils,* 1, Juin.

Criterios de expansividad en materiales arcillosos neógenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real)

F.J. Torrijo[1,2], C. Melguizo[1,2], J.M. Bescós[1] y J. Bueso[1]

1 Dpto. de Geología y Geotecnia, Laboratorios PROYEX, S.A., Autovía de Logroño km 11,4, 50180 Utebo (Zaragoza). jtorrijo@proyex.es
2 Dpto. de Ingeniería del Terreno, ETSICCP, U.P.V., Camino de Vera s/n, 46022 Valencia.

ABSTRACT

Soil swelling is a term generally applied to the ability of a soil to undergo large changes in volume due to variations in the moisture content. Several commonly used swelling potential indexes, namely Atterberg limits and moisture content, were used to estimate the swelling potential of expansive clays of Neogene (Campo de Calatrava, Ciudad Real). Correlation between the plastic index (moisture content/plastic limit) and the plastic limit was obtained and used to determine the swelling pressure. The result is a set of reliable soil-swelling indexes for different levels of risk.

Key words: *swelling soils, Atterberg limits, swelling pressure, expansive soil index, clay minerals.*

INTRODUCCIÓN

Se analiza en este trabajo el comportamiento expansivo de los materiales arcillosos del Plioceno-Cuaternario del Campo de Calatrava y borde de la llanura manchega, tratando de establecer relaciones sencillas entre su plasticidad, humedad natural y presión de hinchamiento. Las muestras se han obtenido de numerosos sondeos realizados por la empresa Proyex en el marco de diversos estudios geotécnicos (edificación, obra civil, ...). Por tanto, el objetivo es tratar de establecer relaciones entre la plasticidad y la humedad natural con la expansividad (expresada en términos de presión de hinchamiento), que nos permita aproximarnos con análisis sencillos a detectar dicho fenómeno, dadas las implicaciones geotécnicas que ello conlleva.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se enmarca dentro del denominado Campo de Calatrava, región caracterizada por la presencia de numerosos edificios volcánicos activos durante el Cuaternario. La estructura general es la de sierras de orientación E-O a NO-SE conformadas por materiales paleozoicos y separadas por depresiones rellenas de materiales pliocenos y cuaternarios. Hacia el noreste la región se indenta con la llanura manchega oriental, con depósitos miocenos.

Los materiales que componen el Terciario son de naturaleza detrítica y carbonatada, con intercalaciones volcánicas de naturaleza variada. En conjunto se diferencian, de base a techo, tres unidades:

"Unidad detrítica", con gravas en la base, y lutitas rojas con cantos aislados de naturaleza pizarrosa y cuarcítica, e intercalaciones de arenitas, arenas, gravas y pasadas volcánicas.

"Unidad carbonatada", con margas blancas pulverulentas y calizas en la base, separadas de otro tramo calizo superior por un nivel de depósitos hidromagmáticos.

"Unidad detrítico-carbonatada", que en general corresponde al relleno de depresiones circulares originadas por colapsos cársticos de las calizas de la unidad infrayacente.

Por encima de estas unidades se desarrollan los depósitos pliocuaternários y cuaternarios, donde destacan las denominadas "costras carbonatadas" y los depósitos de gravas cuarcíticas con matriz arcillosa. Ocasionalmente aparecen depósitos limo-arcillosos desarrollados en zonas endorreicas.

El análisis mineralógico de los depósitos arcillosos, tanto terciarios como cuaternarios, indica un predominio de esmectita (50-80%), con illita (15-25%) y caolinita (5-25%) como secundarias (Fig. 1).

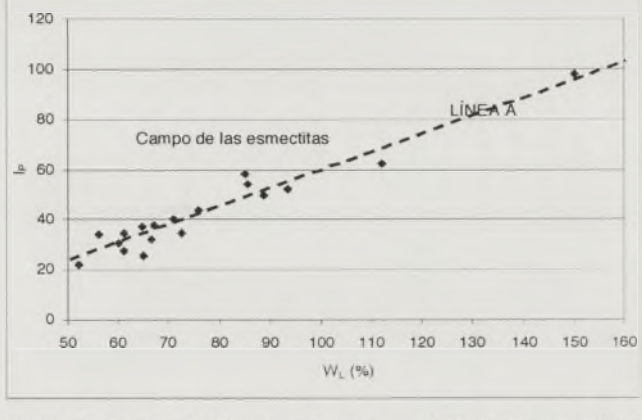


FIGURA 1. *Gráfico de Casagrande. Valores de límite líquido (W_L) e índice de plasticidad (I_p) de las muestras estudiadas (n = 36).*

TABLA 1. *Propiedades geotécnicas de los materiales arcillosos estudiados (n = 36) en el Campo de Calatrava (Ciudad Real).*

PARÁMETROS GEOTÉCNICOS	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO	MEDIA
Contenido en finos < 0,08 mm (%)	74,0	99,0	85,0
Límite líquido (%)	52,0	150,0	77,1
Límite plástico (%)	22,1	52,0	34,0
Indice de plasticidad	21,9	98,0	43,0
Humedad natural (%)	20,9	65,0	36,8
Densidad seca (g/cm^3)	0,98	1,62	1,33
Presión de hinchamiento (kp/cm^2)	0,25	1,50	0,61

CARACTERIZACIÓN DE LOS MATERIALES

En la tabla 1 se recogen las principales características de las muestras analizadas. Como puede verse, se trata de materiales que pueden clasificarse, dentro del sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S), como arcillas de mediana a alta plasticidad, constituidas fundamentalmente por minerales del grupo de la esmectita (Fig. 1), con aportación de illitas y caolinitas en proporción similar.

ANÁLISIS DE LA EXPANSIVIDAD

Desde hace tiempo, la expansividad se manifiesta como uno de los principales riesgos geológico-geotécnicos, con implicaciones técnicas y económicas muy importantes en edificación y obra civil. Han sido varios los autores que han tratado de establecer relaciones entre límite líquido, límite plástico, humedad natural y expansividad, pudiendo citar entre los trabajos recientes los de Tsige *et al.* (1994), Tsige (1999) y Kariuki y van der Meer (2004).

Para el caso de las arcillas neógenas del Campo de Calatrava, cuyo aspecto general es el que se muestra en la figura 2, y después de llevar a cabo un estudio estadístico y comparado de todas las muestras estudiadas (n = 36) se ha podido llegar a definir una carta de expansividad que compara el valor del índice plástico (humedad natural/límite plástico) con el valor del límite plástico (Fig. 3). En ella se ha podido establecer la presencia de tres campos distintos en función de estos parámetros y de la presión de hinchamiento obtenida para dichas muestras. Así, se ha definido un campo donde la presión de hinchamiento es inferior a 0,5 kg/cm^2, otro campo donde la presión presenta un valor entre 0,5 y 1,0 kg/cm^2 y el tercero donde es mayor o igual a 1,0 kg/cm^2.

Hay que hacer la salvedad que se han considerado únicamente aquellas muestras inalteradas (tomadas en sondeo) que presentaban un valor de límite líquido superior a 50%, y un porcentaje en fracción fina (diámetro inferior a 0,08 mm, tamiz ASTM 200) superior al 75%.

CONCLUSIONES

Se ha llevado a cabo un estudio de los depósitos arcillosos neógenos de la zona denominada Campo de Calatrava (Ciudad Real), parametrizándolos según su comportamiento expansivo, teniendo en cuenta su granulometría, límites de Atterberg, humedad natural (W_n) y presión de hinchamiento (P_h). Así, este estudio ha permitido definir su comportamiento expansivo futuro, y la presión de hinchamiento que generarían, teniendo en cuenta los

FIGURA 2. *Aspecto general de las muestras arcillosas estudiadas en este trabajo.*

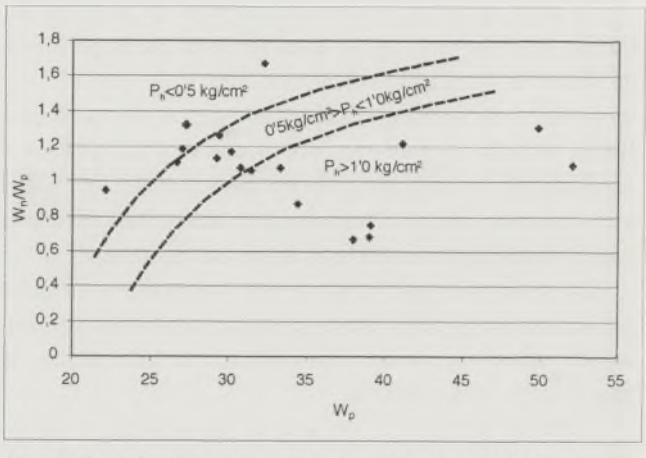


FIGURA 3: *Relaciones entre el índice plástico (W_n/W_p), el límite plástico (W_p) y la presión de hinchamiento (P_h) en las muestras estudiadas (n = 36).*

posibles estados de saturación del material, en función de dos parámetros geotécnicos sencillos: humedad natural y límite plástico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren mostrar su agradecimiento a Laboratorios Proyex, S.A. por permitir utilizar los datos obtenidos de los diversos estudios realizados sobre estos materiales en la zona de Ciudad Real, y a D. Roberto Moya por habernos facilitado varios de los datos que se reflejan en este artículo.

REFERENCIAS

Kariuki, P.G. y van der Meer, F. (2004): A unified swelling potential index for expansive soils. *Engineering Geology*, 72: 1-8.

Tsige, M. (1999): *Microfábrica y mineralogía de las Arcillas Azules del Guadalquivir y su influencia en las propiedades geotécnicas*. CEDEX, Madrid. Monografía nº 64, 294 p.

Tsige, M., González de Vallejo, L., Oteo, C., Doval, M. y Barba, C. (1994): Microfabric of Guadalquivir Blue Marls and its Engineering Geologis Significance. En: *Proceedings 7th International Association Engineering Geology*, 2: 659-665.

Caracterización geomecánica de los macizos rocosos flyschoides de la región de Astigarraga (Guipúzcoa)

F.J. Torrijo[1,2], C. Melguizo[1,2], J.M. Bescós[1] y J. Bueso[1]

1 Dpto. de Geología y Geotecnia, Laboratorios PROYEX S.A., Autovía de Logroño, km 11,4, 50180 Utebo (Zaragoza). jtorrijo@proyex.es
2 Dpto. de Ingeniería del Terreno, ETSICCP, U.P.V., Camino de Vera s/n, 46022 Valencia.

ABSTRACT

Rock mass characterization is required for many applications in rock engineering practice including excavation design, support design, amongst others. Over the years, many classification systems, such as RMR, Q, GSI systems, have been developed. In the present study, an engineering approach for the use of the GSI is presented. This approach is based in the graphic classification procedure of rock masses in alpine regions, established by Morales et al. (2004) for the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, Northern Spain) following the Hoek-Brown failure criterion. We have studied heterogeneous rock masses (flysch) in the Astigarraga region (Guipuzcoa), using the information obtained from borehole, refraction seismic profiles and metering stations. This information is supplemented with laboratory measurements, and by obtaining the RQD, RMR and GSI indices.

Key words: *rock mass characterisation, RMR, GSI, laboratory tests, failure criterion.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años se han realizado numerosos trabajos sobre la caracterización geomecánica de macizos rocosos en regiones alpinas (véase entre otros, Hoek, 2000; Hoek *et al.*, 1998 y 2002), utilizando para ellos distintos índices de calidad de dichos macizos (por ejemplo: índices Q, RMR, GSI, SMR). Recientemente, Morales *et al.* (2004) han presentado un trabajo donde caracterizaban los materiales rocosos que constituyen el Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica, Norte de España), incluyendo los depósitos flyschoides que constituyen el denominado "*Flysch* del Cretácico superior" (EVE, 1998). Estos últimos materiales son el objeto del presente trabajo, que pretende aportar a la comunidad científica y técnica una parametrización de estos materiales con el objeto de que permitan un mayor conocimiento de su comportamiento frente a los requerimientos de una obra lineal.

MARCO GEOLÓGICO

Los materiales estudiados corresponden a materiales sedimentarios del Cretácico Superior, integrados geológicamente en la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más concretamente, en la zona denominada como Arco Vasco (Fig. 1). Estos materiales son de edad Cenomaniense superior – Campaniense, pudiendo denominarse en su conjunto como "*Flysch* del Cretácico superior" (EVE, 1998). A grandes rasgos se pueden diferenciar dos tramos: uno inferior al que se denomina "*Flysch* calcáreo" y otro superior denominado "*Flysch* detrítico-calcáreo". El tramo inferior está constituido por margas y margo-calizas gris oscuro a negras, generalmente masivas, esquistosas, intercalando bancos de calizas arcillosas más o menos potentes. El tramo superior presenta una alternancia de calizas arenosas y arenitas estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos, donde predominan las calizas arenosas.

METODOLOGÍA

Para la caracterización geomecánica de los materiales estudiados se dispuso una campaña de trabajos de campo (41 sondeos geotécnicos, 30 perfiles sísmicos de refracción, inventariado de 44 taludes y 55 estaciones geomecánicas) y se llevaron a cabo ensayos de laboratorio, consistentes en la caracterización petrográfica, mecánica y deformacional.

Con todos estos datos se llevó a cabo una caracterización de los macizos rocosos, comprendiendo tanto el estudio de la matriz rocosa como las características de las discontinuidades que los afectan. Para el estudio del comportamiento de la roca intacta se realizaron diversos ensayos en el laboratorio (estudios petrográficos y mineralógicos, determinación de la densidad aparente, resistencia a la compresión (uniaxial y triaxial), ensayos de tracción (brasileño) y ensayos de carga puntual). Para estudiar el comportamiento del macizo rocoso se usaron dos índices de calidad, el índice RMR (Bieniawski, 1989) y el índice GSI (Hoek, 2000), con la adaptación para macizos rocosos heterogéneos (flysch) llevada a cabo por Marinos y Hoek (2001), así como la realización en laboratorio de ensayos de corte en juntas para conocer el ángulo de fricción de dichas discontinuidades. Así, se pudieron establecer los

parámetros de corte (cohesión y ángulo de rozamiento interno), tanto de la roca intacta como del macizo rocoso, siguiendo para ello el criterio de rotura para macizos rocosos discontinuos propuesta por Hoek y Brown (1997):

$$\sigma_{1} = \sigma_{3} + \sigma_{ci} (m_b \sigma_{3} / \sigma_{ci} + s)^{a}$$

siendo σ_1 y σ_3 el esfuerzo efectivo de rotura máximo y mínimo, respectivamente, m_b es el valor de la constante m de Hoek y Brown (1997) para el macizo rocoso, s y a son constantes que dependen de las características del macizo rocoso y σ_{ci} es el esfuerzo compresivo uniaxial de la matriz rocosa.

Para la realización de estas estimaciones se ha utilizado el programa *RocLab*, versión 1.007, de la compañía Rocscience Inc.

RESULTADOS

Las propiedades geotécnicas obtenidas para estos materiales en 33 sectores (Fig. 1) se adjuntan en la tabla 1. A partir de todos estos datos, se proyectaron los distintos sectores en el gráfico GSI vs σ_{ci} (Fig. 2) de Morales *et al.* (2004), en el cual se agrupan los materiales estudiados atendiendo a sus comportamientos geomecánicos, y que permite integrarlos en el sistema de clasificación de macizos rocosos propuesto por estos autores para los macizos alpinos del Arco Vasco. De este modo se ha obtenido fácilmente una caracterización de los macizos rocosos estudiados, con vista a definir su comportamiento geomecánico, problemas de estabilidad asociados a desmontes, y diseño de medidas de corrección.

En la figura 2 se muestra la distribución de dichos macizos rocosos dentro de los ocho grupos diferenciados por Morales *et al.* (2004). En ella puede verse que los macizos rocosos constituidos por el *flysch* detrítico-calcáreo se sitúan en los campos correspondientes a las clases 1 y 2, que se caracterizan por presentar materiales muy competentes (calizas y arenitas), con existencia puntual de fallas cuneiformes. Por su parte, los macizos rocosos constituidos por el *flysch* calcáreo no presentan una ubicación clara en ninguna de las 8 clases definidas, presentándose variablemente desde la clase 1 (sector 24) hasta la clase 8, si bien en esta última clase se sitúan la mayoría de ellos. Este último hecho viene inducido por la existencia de materiales más blandos

Tabla 1. *Propiedades geotécnicas de los macizos rocosos caracterizado. RQD = índice de calidad de roca medido en sondeo (%), m_i = constante m para roca matriz, c' = cohesión (MPa), ϕ'= ángulo de fricción, σ_{tm} = resistencia a la tracción del macizo rocoso (MPa), σ_c = resistencia compresiva uniaxial del macizo rocoso (MPa), σ_{cm} = resistencia del macizo rocoso (MPa), E_m = módulo de deformación del macizo rocoso.*

Sector	*Unidad*	σ_{ci}	*RQD*	*RMR*	*GSI*	m_i	m_b	*s*	*a*	*c'*	ϕ'	σ_{tm}	σ_c	σ_{cm}	E_m
1 F.	detr-calc.	37,7	50	60	54	7	1,35	0,0060	0,504	1,81	28,7	-0,17	2,86	6,10	7729,8
2 F.	detr-calc.	42,4	45	62	55	8	1,60	0,0067	0,504	2,15	30,1	-0,18	3,41	7,46	8683,3
3 F.	detr-calc.	40,0	55	57	52	7	1,26	0,0048	0,505	1,85	28,1	-0,15	2,70	6,18	7096,3
4 F.	detr-calc.	42,3	65	61	48	7	1,09	0,0031	0,507	1,83	27,0	-0,12	2,27	5,96	5796,6
5 F.	detr-calc.	38,6	63	64	47	7	1,05	0,0028	0,507	1,64	26,7	-0,10	1,95	5,32	5227,5
6 F.	detr-calc.	40,1	65	47	35	11	1,08	0,0007	0,516	1,61	28,7	-0,03	0,97	5,23	2670,4
7 F.	detr-calc.	41,1	54	58	43	8	1,04	0,0018	0,509	1,70	26,6	-0,07	1,63	5,51	4284,7
8 F.	detr-calc.	32,5	48	59	38	9	0,98	0,0010	0,513	1,28	26,1	-0,03	0,95	4,11	2857,2
9 F.	detr-calc.	42,5	72	69	58	14	3,12	0,0094	0,503	2,64	35,8	-0,13	4,06	10,32	10332,2
10F.	detr-calc.	43,2	69	72	63	9	2,40	0,0164	0,502	2,61	33,4	-0,29	5,48	9,69	13891,3
11F.	detr-calc.	26,5	64	60	49	7	1,13	0,0035	0,506	1,16	27,2	-0,08	1,50	3,82	4859,8
12F.	detr-calc.	32,1	63	55	47	7	1,05	0,0028	0,507	1,36	26,7	-0,08	1,62	4,42	4767,1
13F.	detr-calc.	37,8	53	45	38	8	0,87	0,0010	0,513	1,43	25,2	-0,04	1,10	4,51	3081,4
14F.	calcáreo	23,5	20	43	37	8	0,84	0,0009	0,514	0,87	24,9	-0,02	0,64	2,74	2293,7
15F.	calcáreo	21,5	21	27	20	9	0,52	0,0001	0,544	0,57	20,7	-0,01	0,17	1,65	824,5
16F.	calcáreo	22,3	23	21	18	7	0,37	0,0001	0,550	0,50	18,2	-0,01	0,15	1,39	748,4
17F.	calcáreo	30,0	35	28	25	15	1,03	0,0002	0,531	1,10	26,4	-0,01	0,36	3,54	1298,8
18F.	calcáreo	27,4	45	41	36	11	1,12	0,0008	0,515	1,12	27,2	-0,02	0,70	3,66	2338,2
19F.	detr-calc.	50,2	70	74	69	3	0,99	0,0319	0,501	2,99	25,4	-1,62	8,92	9,46	21152,0
20F.	detr-calc.	51,3	77	74	69	11	3,64	0,0319	0,501	3,64	36,9	-0,45	9,12	14,56	21382,5
21F.	calcáreo	25,6	26	23	20	11	0,63	0,0001	0,544	0,73	22,2	-0,01	0,20	2,19	899,7
22F.	calcáreo	30,1	18	26	18	8	0,43	0,0001	0,550	0,72	19,1	-0,01	0,20	2,01	869,5
23F.	calcáreo	31,0	43	49	41	8	0,97	0,0014	0,511	1,24	26,0	-0,04	1,09	3,97	3316,51
24F.	calcáreo	30,5	65	62	54	7	1,35	0,0060	0,504	1,46	28,7	-0,14	2,32	4,94	4952,6
25F.	calcáreo	17,5	29	37	19	7	0,39	0,0001	0,547	0,41	18,5	-0,01	0,13	1,13	702,3
26F.	calcáreo	12,3	36	45	38	7	0,77	0,0010	0,513	0,44	24,1	-0,02	0,36	1,37	1757,7
27F.	detr-calc.	13,4	60	66	58	7	1,56	0,0094	0,503	0,69	29,8	-0,08	1,28	2,39	5801,7
28F.	calcáreo	20,5	24	23	17	8	0,41	0,0001	0,553	0,47	18,8	-0,01	0,12	1,32	677,4
29F.	calcáreo	20,0	25	44	37	8	0,84	0,0009	0,514	0,74	24,9	-0,02	0,55	2,33	2116,0
30F.	calcáreo	19,8	39	45	36	15	1,53	0,0008	0,515	0,90	29,8	-0,01	0,51	3,09	1987,6
31F.	calcáreo	23,4	32	47	42	11	1,39	0,0016	0,510	1,06	28,9	-0,03	0,87	3,58	3052,2
32F.	detr-calc.	22,6	55	62	57	8	1,72	0,0084	0,504	1,19	30,6	-0,11	2,04	4,17	7113,0
33F.	detr-calc.	32,1	50	63	56	8	1,66	0,0075	0,504	1,66	30,4	-0,14	2,73	5,78	8003,0

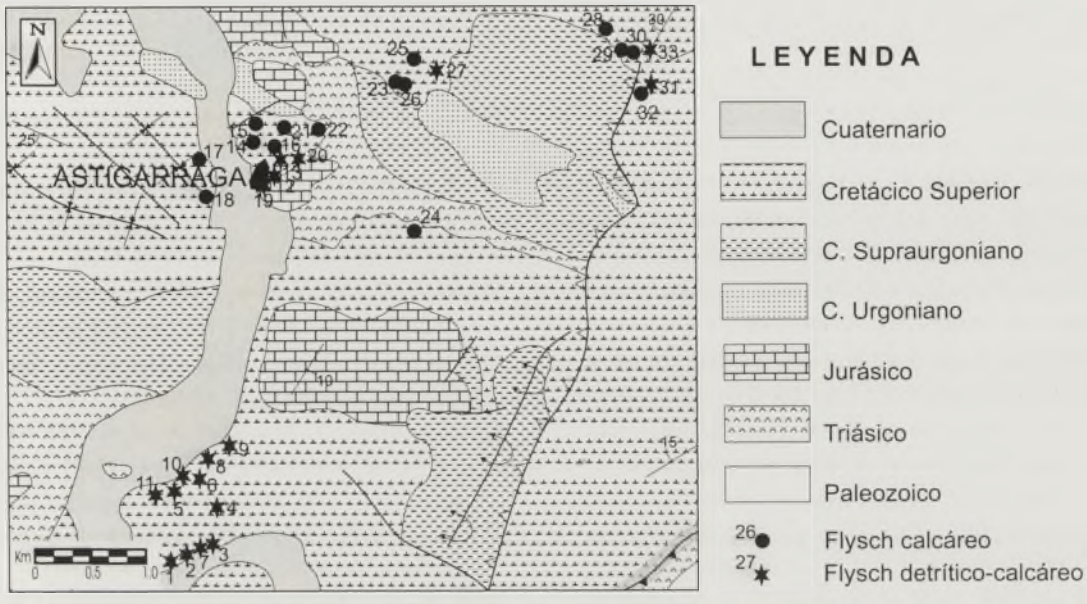


FIGURA 1. *Localización de los macizos rocosos caracterizados en el entorno geológico de Astigarraga. Con un círculo se representan los macizos rocosos del flysch calcáreo, y con una estrella los del flysch detrítico-calcáreo.*

y evolutivos en el tiempo (margas) dentro de la unidad inferior; así, en los puntos donde la proporción de margas es minoritaria, los macizos rocosos se sitúan dentro de las clases 1 a 3, y según va aumentando el predominio de estas litologías margosas baja rápidamente la calidad del macizo hasta situarse en la clase 8. En el caso de la unidad superior, al no existir estos niveles margosos, el comportamiento de los macizos viene condicionada únicamente por las discontinuidades existentes, presentando en general buenas características geomecánicas.

Las medidas correctivas y problemas de estabilidad detectados durante el inventario de taludes en los distintos sectores corroboran los resultados aquí obtenidos, por lo que puede afirmarse la buena correlación existente entre la metodología propuesta y la evolución futura de estos macizos rocosos.

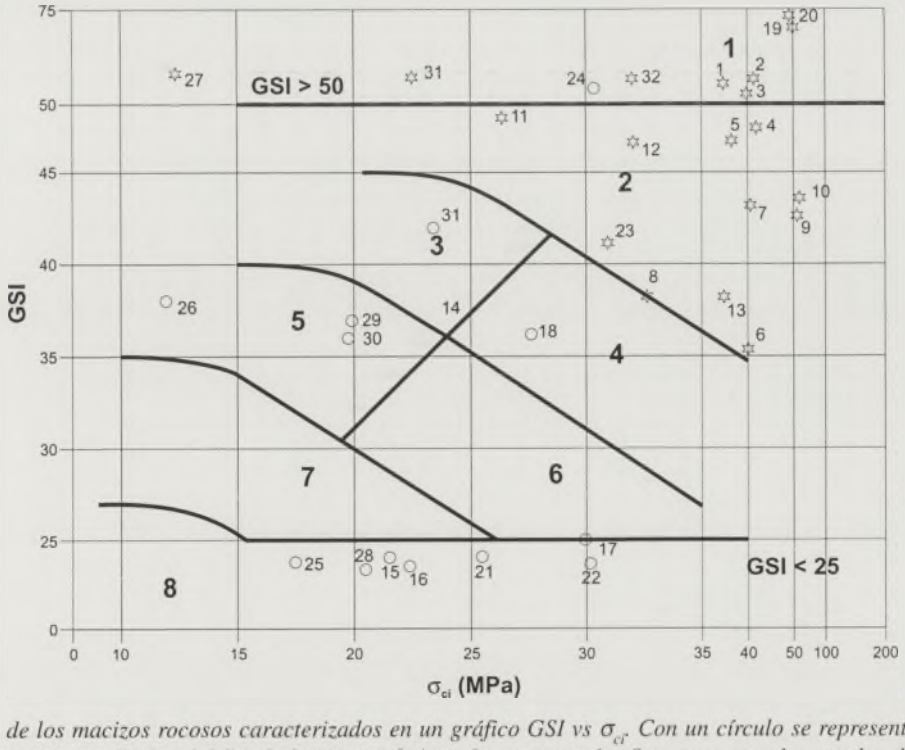


FIGURA 2. *Distribución de los macizos rocosos caracterizados en un gráfico GSI vs σ_{ci}. Con un círculo se representan los macizos rocosos del flysch calcáreo y con una estrella los del flysch detrítico-calcáreo. Los campos 1 a 8 se corresponden con los definidos por Morales et al. (2004) e indican la calidad del macizo (de mayor a menor calidad).*

CONCLUSIONES

Se ha llevado a cabo un estudio de los materiales tipo *flysch*, constituyentes del Cretácico Superior en la zona cercana a la localidad de Astigarraga (Guipúzcoa). Este estudio ha consistido en la realización de una serie de trabajos de campo y laboratorio para definir su comportamiento geomecánico frente a la ejecución de obras lineales, las cuales llevan asociadas la realización de desmontes y túneles, así como otras unidades de obra. Este estudio ha permitido, utilizando los índices de calidad RMR y GSI y la clasificación sugerida por Morales *et al.* (2004), definir diferentes modelos de comportamiento para el *flysch* calcáreo inferior y para el *flysch* detrítico-calcáreo superior. Esto ha permitido establecer su comportamiento geomecánico futuro teniendo en cuenta las posibles inestabilidades asociadas a la ejecución de desmontes sobre ellos, así como plantear, de modo genérico, una serie de medidas correctoras para su ejecución. El estudio de los taludes existentes en la actualidad corrobora los resultados obtenidos, obteniéndose buena correlación entre observaciones y predicción.

REFERENCIAS

Bieniawski, Z.T. (1989): *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley, 251 p.

EVE, Ente Vasco de Energía (1998): *Mapa geológico del País Vasco a escala 1:25.000, hoja nº 64-II (San Sebastián)*.

Hoek, E. (2000): *Rock Engineering. Course Notes by Evert Hoek*. Balkema, Rotterdam, 313 p.

Hoek, E. y Brown, E.T. (1997): Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences,* 34: 1165-1186.

Hoek, E., Carranza-Torres, C.T. y Corkum, B. (2002): A modified Hoek-Brown criterion for jointed rock masses. En: *North American Rock Mechanics Society meeting,* Toronto, July 2002, Proceedings.

Hoek, E., Marinos, P. y Benissi, M. (1998): Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses: the case of the Athens schist formation. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57: 151-160.

Marinos, P. y Hoek, E. (2001): Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. *Engineering Geology and the Environment,* 60: 85-92.

Morales, T., Uribe-Etxebarria, G., Uriarte, J.A. y Fernández de Valderrama, I. (2004): Geomechanical characterization of rock masses in alpine regions: the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, Northern Spain). *Engineering Geology*, 71: 343-362.

Determinación del mínimo factor de seguridad en taludes rocosos con grietas de tracción

R. Ucar Navarro

Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Mérida 5101, Estado Mérida, Venezuela.

ABSTRACT

Here we analyse the stability of rock masses for wedge failure when the intersecting planes have different dips and the upper part of the slope has a vertical tension crack and the lower part resolves into the wedge arist dipping a degrees. We develop a new method to determine the minimum safety factor as a function of depth of the tension crack and the dip of the wedge. An example illustrates the relevance of this method that improves Hoek and Bray's procedure.

Key words: *sock slope stabilty, wedge failure, safety factor.*

INTRODUCCIÓN

Una forma aproximada de analizar la superficie de deslizamiento tanto en suelos como en macizos rocosos, es dividirla en dos planos de falla (Gadeus, 1970; Kranz, 1972; Hoek y Bray, 1977). Una parte superior colindante con la cresta del talud al cual está sometido a tracción (grieta aproximadamente vertical) y una zona inferior la cual falla por corte.

Observando la figura 1 y tomando en cuenta la condición de equilibrio estático, para el caso particular que el efecto del agua y sísmico no existe, se ha desarrollado una simple ecuación para determinar el factor de seguridad del talud.

Conjuntamente con dicho coeficiente, se determina la posición más desfavorable de la grieta de tensión y la inclinación más crítica del bloque inferior de falla.

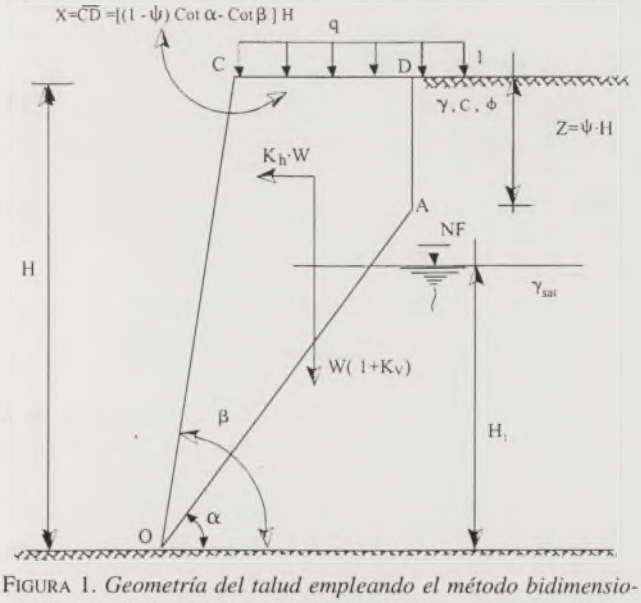


FIGURA 1. *Geometría del talud empleando el método bidimensional mostrando la posición de la grieta de tracción.*

En estas condiciones se obtiene:

$$FS = \frac{C.\overline{OA} + W\cos\alpha.\tan\phi}{W\,\mathrm{sen}\,\alpha} = \frac{C(H-z)/\mathrm{sen}\,\alpha}{W\,\mathrm{sen}\,\alpha} + \frac{\tan\phi}{\tan\alpha} \qquad (1)$$

Llamando ψ = z/H, y al peso de la cuña *W*, siendo

$$W = \frac{\gamma.H^2}{2}\left[\cot\alpha\cdot\left(1-\psi^2\right) - \cot\beta\right],$$

la ecuación (1) se transforma como sigue:

$$FS = \frac{2C\cdot(1-\psi)\cdot tan\alpha}{\gamma\cdot H\cdot\left[\left(1-\psi^2\right) - \cot\beta\right]\cdot \mathrm{sen}^2\,\alpha} + \frac{tan\phi}{tan\alpha} \qquad (2)$$

Donde:

α = inclinación del plano de falla más crítico con la horizontal, grados

β = inclinación del talud con la horizontal, grados

γ = peso unitario de la roca, kN/m^3

C = cohesión, kN/m^2

ϕ = ángulo de fricción interna, grados

H = altura del talud, m

ψ = z/H

z = profundidad crítica de la grieta de tracción, m

De acuerdo a Ucar (1992), el mínimo factor de seguridad se obtiene al considerar:

$$\frac{\partial FS}{\partial\alpha} = 0 \qquad \text{y} \qquad \frac{\partial FS}{\partial\psi} = 0 \qquad (3)$$

Al llevar a cabo las derivadas parciales resulta:

$$\left(1-\psi^2\right)\left(1-2\cos^2\alpha\right) + \left(\frac{2\cos^2\alpha\cdot\tan\alpha}{\tan\beta}\right) - \frac{\gamma\cdot H\cdot\tan\phi\cdot\cos^2\alpha}{2\cdot C\left(1-\psi\right)}\left[\left(1-\psi\right) - \frac{\tan\alpha}{\tan\beta}\right]^2 = 0 \qquad (4)$$

$$\psi + \left(\frac{tan\alpha}{tan\beta}\right)^{1/2} - 1 = 0$$

Siendo:

$$\eta = \frac{\gamma \cdot H \cdot \tan\phi}{2C} \qquad \text{(factor adimensional)}$$

La solución de la ecuación simultánea (4) se resuelve fácilmente obteniéndose los valores críticos de α y ψ en función de H, β y de los parámetros de corte C y ϕ.

Una vez conocidos ψ y α, a través de la figura 1 se observa que la distancia crítica entre la grieta de tracción y el borde superior de la cara del talud es:

$$\overline{BC} = H \cdot \left[(1-\psi) \cdot \cot\alpha - \cot\beta \right]$$

Dicha distancia concuerda bastante bien con los valores reportados según Coats (1981) la cual varía entre 0,20 a 0,50H, tal como se indica en la figura 2.

DETERMINACIÓN DEL MÍNIMO FACTOR DE SEGURIDAD CONSIDERANDO LA SOBRECARGA, EL EFECTO SÍSMICO Y LA PRESIÓN INTERSTICIAL

En esta sección se investiga la estabilidad de los dos bloques potenciales de falla, pero incluyendo la sobrecarga, las fuerzas sísmicas y el empuje del agua para el caso particular que el nivel freático se encuentre por debajo de la grieta de tracción.

Al observar la figura 1 y aplicando nuevamente las condiciones de equilibrio, el factor de seguridad (FS) puede expresarse mediante la ecuación:

$$FS = \frac{C \cdot (H-z)/sen\alpha + \{ W \cdot (1+K_v)\cos\alpha - U - W \cdot K_h \cdot sen\alpha \} \tan\phi}{W \cdot (1+K_v) sen\alpha + W \cdot K_h \cdot sen\alpha} \quad (5)$$

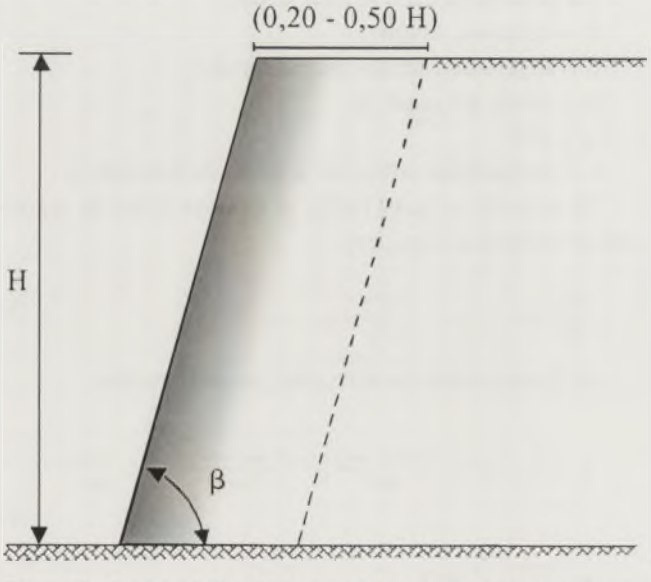


FIGURA 2. *Zona probable de la superficie potencial de falla según Coats (1981).*

El peso de la cuña W y el empuje total debido al agua U actuando sobre la superficie potencial de deslizamiento pueden expresarse como a continuación se especifica:

$$W = \frac{sen(\beta-\alpha)}{sen\alpha \cdot sen\beta} \cdot \gamma H^2 \left\{ \psi \cdot (1-\psi) + \frac{\gamma_{sat}}{2 \cdot \gamma} \left(\frac{H_1}{H} \right)^2 + \frac{1}{2} \left[(1-\psi)^2 - \left(\frac{H_1}{H} \right)^2 \right] + \frac{q}{\gamma \cdot H} (1-\psi) \right\} - z \cot\beta \left(q + \frac{\gamma \cdot z}{2} \right) \quad (6)$$

$$U = \frac{\gamma_w}{2} \cdot H_1 \left[\frac{\operatorname{sen}(\beta-\alpha)}{\operatorname{sen}\alpha \cdot \operatorname{sen}\beta} \right] \sec\alpha \quad (7)$$

Siendo además:

H_1 = altura del nivel freático, m

K_h = coeficiente sísmico horizontal

K_v = coeficiente sísmico vertical

Por otro lado, la ecuación (6) puede escribirse en la forma:

$$W = \frac{\gamma \cdot H^2}{2} \cdot \frac{sen(\beta-\alpha)}{sen\alpha \cdot sen\beta} \left\{ 2 \cdot \psi \cdot (1-\psi) + K_2 + \left[(1-\psi)^2 - K_3^2 \right] + K_4 \cdot (1-\psi) - \cot\beta \left[K_4 \cdot \psi + \psi^2 \right] \right\} \cdot \frac{sen\alpha \cdot sen\beta}{sen(\beta-\alpha)} \quad (8)$$

A la vez, tomando en cuenta la relación U/W, resulta:

$$\left(\frac{U}{W} \right) = \frac{K_1 \cdot \sec\alpha}{\left\{ 2\psi(1-\psi) + K_2 + \left[(1-\psi)^2 - K_3 \right] + K_4(1-\psi) - \left(K_4 \cdot \psi - \psi^2 \right) \right\} \cdot \frac{sen\alpha \cdot sen\beta}{sen(\beta-\alpha)} \cdot \cot\beta} \quad (9)$$

Las constantes involucradas son las siguientes:

$$K_1 = \left(\frac{H_1}{H} \right)^2 \cdot \left(\frac{\gamma_w}{\gamma} \right) \quad (10)$$

$$K_2 = \left(\frac{\gamma_{sat}}{\gamma} \right) \cdot \left(\frac{H_1}{H} \right)^2 \quad (11)$$

$$K_3 = \left(\frac{H_1}{H} \right) \quad (12)$$

$$K_4 = \left(\frac{2 \cdot q}{\gamma \cdot H} \right) \quad (13)$$

$$K_5 = \left(\frac{2 \cdot C}{\gamma \cdot H} \right) \cdot \operatorname{sen}\beta \quad (14)$$

$$K_6 = (1+K_v) \quad (15)$$

de donde:

γ_w = peso unitario del agua = 10,00 kN/m^3

γ_{sat} = peso saturado del suelo o roca, kN/m^3

q = sobrecarga, kN/m^2

Al dividir por W el numerador y denominador de la ecuación (5) y tomando en cuenta que z/H = ψ, se obtiene:

$$FS = \frac{\left(\frac{C \cdot H}{W} \right) \cdot \frac{(1-\psi)}{sen\alpha \cdot \cos\alpha} + \left\{ (1+K_v) - \left(\frac{U}{W} \right) \cdot \sec\alpha - K_h \cdot \tan\alpha \right\} \tan\phi}{(1+K_v) \tan\alpha + K_h} \quad (16)$$

Finalmente, al reemplazar W y (U/W) en (16) resulta:

$$FS = \frac{K_3(1-\psi)\sec\alpha + \left\{(1+K_v)\cdot f(\psi,\alpha) - K_1\sec\alpha - K_h\cdot f(\psi,\alpha)\cdot\tan\alpha\right\}\operatorname{sen}(\beta-\alpha).\tan\phi}{f(\psi,\alpha)\cdot\operatorname{sen}(\beta-\alpha)\left\{(1+K_v)\cdot\tan\alpha + K_h\right\}} \quad (17)$$

La función f(y, a) está representada a través de la fórmula:

$$f(\psi,\alpha) = \left\{2\psi(1-\psi) + k_2 + \left[\left(1-\psi^2\right) - k_3\right]\right.$$
$$\left. + K_4\cdot(1-\psi) - \left(K_4\cdot\psi + \psi^2\right)\cdot\frac{\operatorname{sen}\alpha.\operatorname{sen}\beta}{\operatorname{sen}\beta.\operatorname{sen}\alpha}\cdot\cot\beta\ \right\} \quad (18)$$

Por tanto, el mínimo factor de seguridad se obtiene al considerar:

$$\frac{\partial FS}{\partial\alpha} = 0 \qquad \text{y} \qquad \frac{\partial FS}{\partial\psi} = 0 \quad (19)$$

Obteniéndose las siguientes ecuaciones simultáneas no lineales que contienen al ángulo a y al parámetro adimensional ψ = (z/H)

$$(-k_5/\cos(\alpha) - (2\cdot\psi + k_4 + (k_4 + 2\cdot\psi)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))\cdot(k_6 - k_h)\cdot\tan(\varphi)\cdot sen(\beta-\alpha))\cdot((2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + ((1-\psi)^2 - k_3) + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))\cdot((k_6\cdot\tan(\alpha) + k_h)\cdot sen(\beta-\alpha))) + (k_5\cdot(1-\psi)/\cos(\alpha) + (2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + (1-\psi)^2 - k_3 + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))\cdot(\tan(\varphi)\cdot(k_6 - k_h\cdot\tan(\alpha))\cdot sen(\beta-\alpha)) - k_1/\cos^2(\alpha)\cdot sen(\beta-\alpha)\cdot\tan(\varphi))\cdot((2\cdot\psi - k_4 + (k_4 + 2\cdot\psi)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))\cdot((k_6\cdot\tan(\alpha) + k_h)\cdot sen(\beta-\alpha))) = 0 \quad (20)$$

$$(k_5\cdot\tan(\alpha)\cdot(1-\psi)/\cos(\alpha) + \tan(\varphi)\cdot(sen(\beta-\alpha)\cdot((k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot(k_h\cdot\tan(\alpha) - k_6)\cdot 0.50\cdot sen(2\beta)/sen^2(\beta-\alpha) - 2\cdot k_1\cdot\tan(\alpha)/\cos^2(\alpha) - k_h/\cos^2(\alpha)\cdot(2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + (1-\psi)^2 - k_3 + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))) + (2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + ((1-\psi)^2 - k_3) + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))\cdot(k_h\cdot\tan(\alpha) - k_6)\cdot\cos(\beta-\alpha) + k_1\cdot\cos(\beta-\alpha)/\cos^2(\alpha)))\cdot(sen(\beta-\alpha)\cdot k_6\cdot\tan(\alpha) + k_h))\cdot(2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + (1-\psi)^2 - k_3 + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha)) - (k_5\cdot(1-\psi)/\cos(\alpha) + sen(\beta-\alpha)\cdot\tan(\varphi)\cdot(2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + (1-\psi)^2 - k_3 + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))\cdot(k_6 - k_h\cdot\tan(\alpha)) - k_1\cdot sen(\beta-\alpha)\cdot\tan(\varphi)/\cos^2(\alpha))\cdot(-(k_6\tan(\alpha) + k_h)\cdot((k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot 0.50\cdot sen(2\beta)/sen(\beta-\alpha) + \cos(\beta-\alpha)\cdot(2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + ((1-\psi)^2 - k_3) + k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot\cos(\beta)\cdot sen(\alpha)/sen(\beta-\alpha))) + (k_6\cdot sen(\beta-\alpha)/\cos^2(\alpha))\cdot(2\cdot\psi\cdot(1-\psi) + k_2 + ((1-\psi)^2 - k_3) + (k_4\cdot(1-\psi) - (k_4\cdot\psi + \psi^2)\cdot sen(\alpha)\cdot\cos(\beta)/sen(\beta-\alpha))) = 0 \quad (21)$$

APLICACIÓN PRÁCTICA

Considérese una roca meteorizada con las siguientes características geométricas y propiedades resistentes:

H = 20,00 m
β = 76° , talud con una pendiente aproximada 1:4 (v)
ϕ = 30°
C = 60,00 kN/m^2
γ = 20,00 kN/m^3 (0,020 MPa)
Al emplear la ecuación (4) se obtiene:
$\alpha = \alpha_{crítico}$ = 49,52°
ψ = z/H = 0,459
Por lo tanto la profundidad (z) de la grieta de tracción es:
z = ψ.H = 0,459 . 20,00 m = 9,18 m
Siendo además, la distancia entre la grieta de tracción y el borde de la cara del talud:
x = H[(1-ψ)cotα - cotβ] = 20,00 [(1- 0,459).cot49,52°-cot76°] = 4,24 m

Finalmente, al tomar en cuenta la ecuación (2), se obtiene que el coeficiente de seguridad FS= 1,21.

CONCLUSIONES

A través de la metodología desarrollada en el presente trabajo, es posible determinar con mayor exactitud la posición de la cuña más desfavorable al compararse con la bien conocida técnica de rotura plana, la cual considera que todo el intervalo de falla es por cizallamiento.

Esto implica, por lo tanto, en el caso de estructuras próximas al pie del talud, que es posible delimitar la zona de seguridad en una forma más real o efectiva al investigar la estabilidad de suelos y macizos rocosos, por cuanto se minimiza el factor de seguridad de los bloques potenciales de fractura.

Adicionalmente, dicho procedimiento tiene la ventaja que, al diseñar taludes atirantados se obtiene un mayor ahorro en la perforación, elementos de anclajes, lechada de cemento, etc., por cuanto, la parte superior del bloque se encuentra más cerca de la cara del talud al equipararse con el método tradicional, en el cual se considera que la superficie de deslizamiento es únicamente generada por esfuerzos tangenciales, extendiéndose hasta la cabecera o cresta del talud.

REFERENCIAS

Coats, D.F. (1981): Rock Slopes. En: *Rock Mechanics Principles* (D.F. Coats, Ed.). Energy and Resources, Canada, Monografía 874, 6-52.

Gadeus, G. (1970): Lower and Upper Bound for Stability of Earth Raining Structures. En: *The 5th European Conference SMFEI*, Madrid. Proceedings.

Hoek, E. y Bray, J. (1977): *Rock Slope Engineering*. Institute of Mining and Metallurgy, 2nd Edition, London, 358 p.

Kranz, E. (1972): *Bureau of Securitas, Ground Anchors, French Code of Practice*. Editions Eyrolles, Recommendation TA.72, 10 p.

Ucar, R. (1992): Determinación del Mínimo Factor de Seguridad en Taludes Rocosos con Grietas de Tracción. En: *XII Seminario Venezolano de Geotecnia*, Proceedings, 159-166.

Análisis de la estabilidad del deslizamiento de Nogolí, Provincia de San Luis, Argentina

M. Yenes[1], D. A. Sales[2], C. E. Gardini[2,3] y S. Monterrubio[1]

1 Universidad de Salamanca, Departamento de Geología, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Avenida de Requejo 33, 49022 Zamora. myo@usal.es
2 Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología, Chacabuco 917, 5700 San Luis, Argentina.
3 CONICET, Chacabuco 917, 5700 San Luis, Argentina.

ABSTRACT

In the Sierra Grande de San Luis (Sierras Pampeanas, San Luis province, Argentina), a back-analysis stability of Nogoli rock slide has been carried out with PcStabl 6.0 (equilibrium limit stability program, Purdue University, School of Civil Engineering, United States of America). Colluvial deposits accumulation in a depressed area of the bed rocks, strong rain periods in an arid to semiarid region and strongly fractured and moderately weathered rocks, contribute to precarious stability conditions. The excavation works of a new road across Sierra Grande de San Luis (Nogolí – Río Negro) is finally interpreted to be the fact which originated the Nogolí rock slide (88.000 to 100.000 cubic meters). In a first analysis, homogeneous resistant parameters from Bieniawski geomechanic classification were considered, but no slide conditions were obtained. It is concluded that slide surface uses one or several of the discontinuity families of the massif.

Key words: *rock slide, back-analysis, slope stability, Sierras Pampeanas, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

Los análisis de estabilidad retrospectivos o *a posteriori (back-analysis)* se realizan una vez que la rotura se ha producido y, por tanto, se conoce el mecanismo y la geometría de la inestabilidad. Este tipo de análisis permite la caracterización geomecánica de los materiales involucrados, determinar los factores que influyeron en la rotura y extrapolar los resultados obtenidos a otras laderas de similares características con el fin de prever y evitar roturas.

El deslizamiento de Nogolí se produjo durante la construcción de la carretera R. P. n° 9 que atraviesa la Sierra Grande de San Luis. El área se localiza a 45 km al norte de la ciudad de San Luis y a 11 km al este de la localidad de Nogolí (Fig. 1). La zona pertenece a una región árida a semiárida, donde las lluvias se generan en la época estival y en la cual son comunes las precipitaciones torrenciales. Como consecuencia del incremento en cantidad e intensidad de las precipitaciones se indujo un substancial cambio en las condiciones de estabilidad de las laderas de la zona (Gardini *et al.* 2003). Así, el 14 de noviembre de 2000 cuando se realizaban las primeras obras de construcción de la carretera, se reconoció una pequeña grieta (40 cm) que afectaba únicamente a los sedimentos coluviales en la parte superior de la ladera (Fig. 2, fotos A y B). Posteriormente, la lluvia caída el 13 de abril de 2001 comenzó a infiltrarse en las grietas ya formadas, aumentando la inestabilidad de la ladera hasta alcanzar una longitud máxima deslizada de 7 metros en junio de 2001 (Fig. 2, fotos C y D). Finalmente los trabajos en la traza de la carretera disminuyeron la estabilidad, provocaron un deslizamiento generalizado y la paralización de las obras (Fig. 2, Foto E).

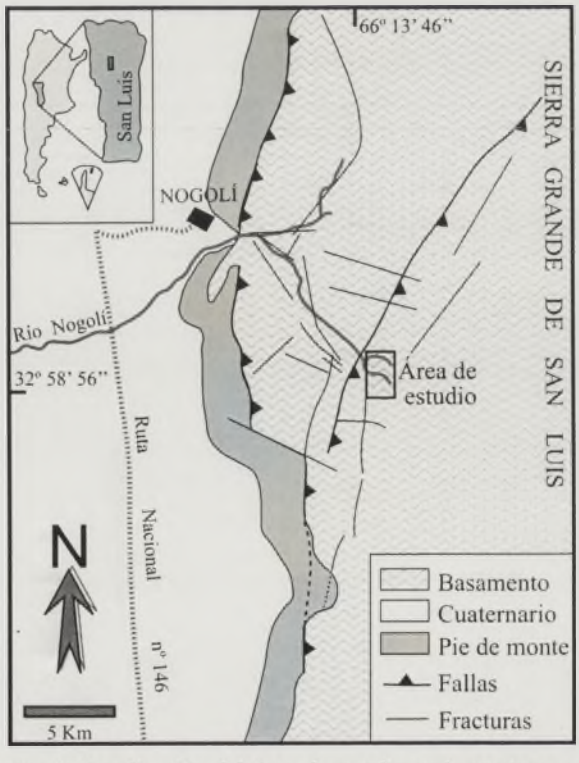


FIGURA 1. *Localización del área de estudio en la vertiente occidental de la Sierra Grande de San Luis, Provincia de San Luis, Argentina. Tomada de Gardini et al. (2003).*

CONTEXTO GEOLÓGICO Y DESCRIPCIÓN DEL DESLIZAMIENTO

La Sierra Grande de San Luis forma parte de las Sierras Pampeanas Australes, su génesis está condicionada por una serie de bloques basculados hacia el este y limitados al oeste por fallas inversas submeridianas de alto ángulo (Fig. 1). El área afectada por el deslizamiento presenta una intensa deformación frágil como consecuencia de la estructuración del frente occidental de la sierra (Costa, 1996). La fragmentación de las rocas ha facilitando que los ríos formen valles muy profundos con pendientes de elevada inclinación (generalmente superiores a los 25°).

Las rocas que componen la ladera estudiada son principalmente esquistos cuarzo-micáceos con intercalaciones de bancos de cuarcitas de hasta 30 cm de espesor (Gardini *et*

FIGURA 2. *Fotos del deslizamiento de Nogolí. A) Vista general donde se pueden observar las primeras grietas de tracción que afectaban únicamente a los depósitos coluviales. B) Detalle de la grieta de tracción sobre sedimentos coluviales. C) Escarpe de cabecera desarrollado posteriormente que afecta ya al basamento. D) Detalle del escarpe de cabecera del deslizamiento. E) Vista general del deslizamiento afectando ya a la traza de la carretera.*

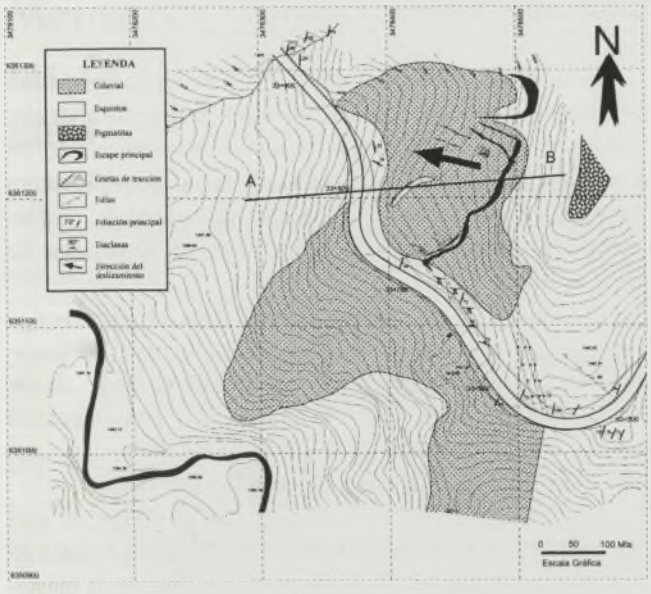


FIGURA 3. *Mapa geológico de la zona. Realizado previamente al movimiento final que afectó a la traza de la carretera. Tomada de Gardini et al. (2003).*

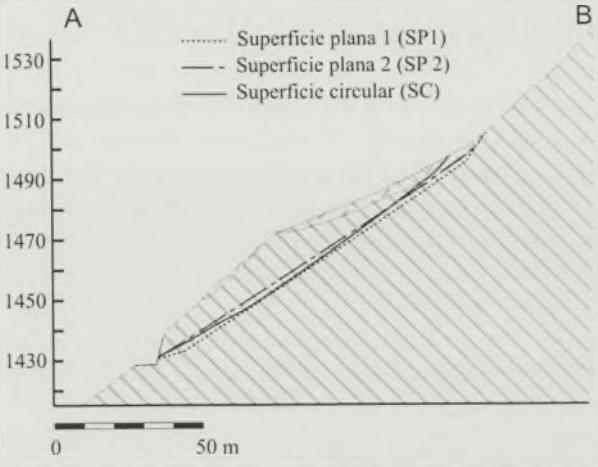


FIGURA 4: *Corte geológico. Localización en la figura 3. Se han señalado las tres superficies estudiadas en el análisis de estabilidad: SP1, SP2 y SC.*

al., 2003). Sobre estos materiales se encuentran los depósitos de ladera (coluvial) formados por bloques, gravas, arenas y limos en un ordenamiento caótico propio de este tipo de rellenos desarrollados en sectores de fuertes pendientes. La foliación principal de las rocas del basamento presenta una dirección submeridiana (desde N10O a N30E) e inclinaciones elevadas (60° a 75°) principalmente al este. Las fallas inversas presentan en general direcciones entre N140E y N170E, con buzamientos entre 50° y 70° hacia el este. En asociación a estas fallas se reconocen otro tipo de fracturas oblicuas subverticales. (Fig, 1 y 3).

El mapa topográfico (Fig. 3) se realizó una vez que la grieta de tracción afectó al basamento y antes de que se produjera el deslizamiento que afectó a la carretera. La ladera presenta una forma cóncava hacia arriba que interrumpe la pendiente normal, este cambio de inclinación se origina por el afloramiento del basamento que genera una discontinuidad en el depósito de ladera, produciendo un aumento del espesor del coluvial en esa zona. El deslizamiento presenta una geometría compleja con un escarpe principal de cabecera en dirección N26E y una longitud de 53 m. En el escarpe principal se observa material calcáreo depositado en la superficie del deslizamiento, lo que indica la circulación de aguas carbonatadas previas al deslizamiento, ya que se ha observado la presencia de estrías en este material (Fig. 2, Foto C). La posición del plano de deslizamiento y de las estrías indica movimientos en dirección 280°. Se ha estimado que el plano de deslizamiento principal alcanza una profundidad entre 11 y 18 m, lo que proporciona un volumen total movilizado de aproximadamente 88.000 a 100.000 m^3.

TABLA 1. *Características geomecánicas de las principales familias de discontinuidades reconocidas en el basamento.*

TIPO DE DISCONTINUIDAD	FALLA	DIACLASA	DIACLASA	DIACLASA	DIACLASA
Orientación	140°-170°/ 50°-70°E	90°/64° N	55°/60° -75°NO	20°/5° NO	50°/38° SO
Espaciado (m)	0,50 a 1,00	0,03 a 0,40	0,50 a 1,00	0,30 a 2,00	3
Continuidad	alta	media	media	baja	alta
Rugosidad	media	baja	media	media	media
Abertura	abierta	abierta	abierta	cerrada	abierta
Relleno	no	no	no	no	no
Tamaño de bloques	medio	medio	medio	medio	medio
Degradación mecánica	Baja (cuarcitas) y alta (esquistos)				
Grado de alteración	Media (cuarcitas) y alta (esquistos)				

ANÁLISIS DE LA ESTABILIDAD

El deslizamiento de Nogolí se pudo producir a favor de una superficie de rotura circular, aunque la existencia de fallas y de otros grandes planos de discontinuidad debió condicionar la geometría de la superficie de rotura.

En macizos rocosos se puede producir rotura circular cuando las rocas son poco competentes, el macizo presenta un grado de alteración elevado o, como el caso que nos ocupa, el macizo está intensamente fracturado. En estos casos, los planos de discontinuidad no controlan la resistencia mecánica del macizo, siendo necesario determinar los parámetros resistentes del macizo rocoso en general y no de las superficies de discontinuidad.

Existen varios procedimientos que permiten hacer una valoración aproximada de la resistencia al corte de un macizo rocoso, proporcionando los parámetros resistentes de cohesión y ángulo de rozamiento interno del macizo en su totalidad, como si se tratase de un medio homogéneo. En este estudio hemos utilizado la clasificación geomecánica de Bieniawski (1979) que proporciona un índice de calidad denominado RMR. Se realizó el estudio geomecánico del macizo en la zona del deslizamiento, utilizando los criterios establecidos por la ISRM (1977) (Tabla 1), obteniéndose un valor medio del RMR de 32, lo que implica un macizo de

Clase IV que permite estimar una cohesión entre 100-200 kN/m^2 y un ángulo de rozamiento interno entre 15-25°.

Por otro lado, hay que tener en cuenta los depósitos coluviales, ya que sus características y comportamiento han sido fundamentales en el proceso de inestabilidad de la ladera, fundamentalmente debido al desarrollo de elevadas presiones intersticiales como consecuencia de la saturación del depósito. Los parámetros geotécnicos utilizados en la modelización de estos depósitos han sido: c = 0 y ϕ = 32°.

El análisis retrospectivo de la estabilidad de la ladera se ha realizado mediante métodos de equilibrio límite, utilizado el programa informático *PcStabl 6.0* de la Universidad de Purdue (USA) (Bandini y Salgado, 1999).

En primer lugar se modelizó el deslizamiento superficial que afectó únicamente al coluvial. El análisis muestra que para los parámetros resistentes utilizados, el deslizamiento se puede producir con un nivel freático situado en la parte central del depósito, es decir, no es necesario llegar a la saturación completa del material para que el depósito se haga inestable y se desarrollen las primeras inestabilidades.

Posteriormente se produjo el escarpe principal del deslizamiento que ya implicaba a rocas del basamento, este movimiento fue progresando hasta afectar a la traza de la carretera. La modelización de este deslizamiento se hizo en primer lugar con los parámetros resistentes obtenidos de la clasificación geomecánica (c=100 kN/m^2, ϕ=25°). En estas condiciones los factores de seguridad obtenidos están siempre por encima de 6, es decir, con estos parámetros no se llegaría a producir la inestabilidad incluso en las peores condiciones de saturación de todo el macizo.

El análisis anterior indica que la rotura se ha tenido que producir a favor de una o varias de las superficies de discontinuidad que afectan al macizo. En este sentido existen algunas familias de discontinuidades que podrían ser aprovechadas por el deslizamiento para progresar hasta la traza de la carretera (Tabla 1). Para modelizar este comportamiento se han estimados los siguientes parámetros resistentes: c= 5 kN/m^2 y ϕ=40º.

Se han analizado dos superficies prefijadas (Superficies planas 1 y 2, SP1 y SP2, de la figura 4) y superficies circulares aleatorias de gran radio (ejemplo: Superficie Circular, SC, de la figura 4); todas estas superficies son compatibles con la geometría del deslizamiento observadas en el campo.

Los resultados indican que una vez producido el deslizamiento del coluvial y pasados los periodos de lluvia, la ladera retorna a la estabilidad, obteniéndose factores de seguridad entre 1,66 y 1,59. Posteriormente, después de un nuevo periodo de fuertes lluvias, la saturación del macizo reduce los factores de seguridad hasta valores próximos a la unidad (entre 1,06 y 1,02) y, por lo tanto, a situaciones muy inestables que pueden desencadenar deslizamientos si se modifica la geometría o las condiciones de la ladera. Así, en condiciones de saturación del macizo la excavación de la traza de la carretera habría sido el desencadenante final de la inestabilidad, ya que originó una ligeramente reducción de los factores de seguridad (entre 0,03 y 0,12) pero que fue suficiente para provocar el deslizamiento.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el deslizamiento de Nogolí a pesar de afectar a un macizo intensamente fracturado y moderadamente alterado, considerar el macizo como un medio homogéneo no da resultados satisfactorios en la modelización, ya que la rotura se produce por superficies de discontinuidad favorablemente orientadas para ser utilizadas como superficies de deslizamiento.

Los valores de los parámetros resistentes que proporciona la clasificación geomecánica de Bieniawski deben ser tomados con precaución cuando se utilizan para la modelización de roturas en taludes rocosos. Siendo más conveniente el estudio de los parámetros resistentes de los diferentes sistemas de discontinuidades que afecten al macizo rocoso.

Los fenómenos de inestabilidad que se dieron en esta zona están fundamentalmente relacionados con períodos de fuertes lluvias, si bien el desencadenante final de la inestabilidad fue la apertura de la traza que afectó a una zona que se encontraba ya en un equilibrio precario. El deslizamiento se produjo en esta zona por la conjunción de dos factores fundamentales. Por un lado, la acumulación inusual de material coluvial en la ladera como consecuencia de una hombrera del basamento, este depósito coluvial es muy permeable y, por lo tanto, permite la acumulación de agua produciendo el efecto de una sobrecarga sobre el basamento. Por otro lado, la orientación de la traza de la carretera y de las discontinuidades que afectan al macizo debe guardar una relación que haga posible el deslizamiento.

AGRADECIMIENTOS

M. Yenes agradece a la AECI la ayuda concedida para realizar una estancia en la Universidad Nacional de San Luis (Argentina) dentro del Programa de Cooperación Interuniversitaria/E.AL.2002.

REFERENCIAS

Bandini, P. y Salgado, R. (1999): *PcStabl 6.0 for Dos, User's Manual.* Purdue University, U.S.A., 183 p.

Bieniawski, Z.T (1979): The Geomechanics Classification in Rock Engineering Aplications. En: *IV International Congress on Rock Mechanics.* Monttreux, 2: 41-48.

Costa, C. (1996): Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. En: *XIII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* Actas II: 285-300.

Gardini, C., Sales, D. y Ricci, W. (2003): Deslizamiento de ladera sobre la ruta Prov. N° 9, localidad de Nogolí – Provincia de San Luis. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente,* 19: 23-30.

International Society for Rock Mechanics (ISRM) (1977): *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses.* Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests, Document 4.

Metodología para la detección de riesgos geológico-geotécnicos en las fases iniciales de las infraestructuras lineales. Implementación para un sistema GIS

M. Zango Pascual

Dpto. de CC. Ambientales, Universidad Pablo de Olavide, Ctra. Utrera km 1, 41013 Sevilla. mzanpas@dex.upo.es

ABSTRACT

A great part of budget rises in the building and operating of transportation routes at surface in Civil Engeneering (highways, railways, canals,...) are frequently caused by geological or geological-geotechical factors, including those risks arisen once the works have begun. In this work a methodology for the initial phases of design and conception of linear civil engeneering works is proposed. This methodology consists in the analysis of 12 geological-geotechical aspects or variables (e.g. slope stability, rock mass discontinuities, expansivity, erodability, ripping), each of one is evaluated and clasified in four classes, from 0 to 3 (from favourable to unfavourable). This evaluation process requires a certain degree of experience. In a second step the variables are weighed according to their relative importance and they are implemented using a GIS in order to obtain a characterization of the territory in five degrees according to the risk valoration of its behaviour in civil engeneering works. In the initial phases of design this new methodology, of very low cost but of very high performance, could be very useful because singular aspects of the land behaviour during the construction and operation time should be detected. So, it could anticipate some problems in the construction and operation of the work, usually observed once the work is initiated, whose resolution generally implies in these phases important costs..

Key words: *linear civil engeneering works, geological risks, geotechnical risks, budget, GIS.*

INTRODUCCIÓN

En las infraestructuras lineales (vías rápidas, vías de ferrocarril, canales,...) en las que se producen grandes desviaciones de presupuesto, es frecuente que éstas se produzcan en relación con problemas de índole geológico, geotécnico o de riesgos derivados de estos aspectos no detectados en las fases que han conducido a la redacción del proyecto y que salen a la luz con la construcción de la obra.

En las diferentes fases de redacción y ejecución de proyectos y obras siempre se parte de un análisis a escala 1: 50.000 ya sea, en la fase de Estudio Previo, o en la inicial de un Estudio Informativo. En estas fases es habitual no realizar aún reconocimientos, dejando éstos para sucesivos momentos del proyecto en que las problemáticas están más delimitadas.

En este trabajo se presenta una metodología que analiza una serie de aspectos o variables relativos a geología, geotecnia y criterios geológicos-geotécnicos que, con relativamente pocos estudios, permite valorar los riesgos geológico-geotécnicos de una región en las fases iniciales del desarrollo de las infraestructuras lineales y, ayudados por una implementación mediante un Sistema de Información Geográfico (GIS), clasificar el suelo en cinco categorías dependiendo de su comportamiento ante dicho tipo de obras civiles. La metodología presentada es útil en obras en las que aún no se dedica un gran presupuesto y se trabaja con observaciones generalistas de campo, análisis de información gráfica (eg. MAGNAS), Estudios Previos del Terreno (e.g EPT, 1972), fotografía aérea e incluso datos de ensayos y reconocimientos si son aplicables a la zona de estudio pero no realizados exprofeso.

METODOLOGÍA

Se valoran en el espacio 12 aspectos o variables relativos a geología, geotecnia y riesgos geológico-geotécnicos que son los más relevantes y habituales para obras de infraestructuras lineales. Diez de estas variables son las requeridas de manera habitual por los Pliegos de Prescripciones Técnicas Particulares de distintos organismos, y la normativa especializada, por ejemplo la Orden FOM/1382/2002 sobre geotecnia vial (Ministerio de Fomento, 2002) y el PG-3 (Ministerio de Fomento, 1975). Cada una de ellas se evalúa distinguiendo 4 clases o escalones de riesgo (de 0 a 3 desde favorable a desfavorable) y luego son ponderadas entre ellas de 0 a 100% con objeto de establecer una clasificación del territorio en 5 grados de

riesgo, desde riesgo nulo a bajo hasta riesgo muy alto. Las dos variables restantes se consideran de forma singular ya que su presencia es por sí misma un factor de riesgo muy alto y su valoración se hace de forma específica. Estas dos variables que justifican el uso en el GIS de una valoración singular en capas específicas, son la licuefacción y los paleodeslizamientos. El producto final es un plano del territorio que muestra su diferente comportamiento de acogida respecto a Infraestructuras Lineales.

En la actualidad los GIS se han diversificado bastante respecto al modelo de datos, pudiendo trabajar con las clásicas capas, con modelos orientados a objeto y con sistemas híbridos entre ambos, y cualquiera de ellos puede utilizarse en nuestro caso. Al estar preparada la metodología propuesta para implementarse en un GIS es posible, en función de la entrada de datos, obtener planos individuales para cada tipo de riesgo o variable considerada y obtener planos resumen de varias o de todas ellas, hasta llegar al plano final de acogida. El polígono tipo que se utiliza para la entrada de datos es el contacto de la formación geológica considerada, aún teniendo en cuenta que ciertos aspectos pueden implicar a varias formaciones, como ocurre, por ejemplo, con los paleodeslizamientos y que, por eso, se cartografían de forma singular.

Criterios geológico-geotécnicos de valoración específica

Licuefacción

En este tipo de fenómenos se produce la solifluxión del suelo bajo gradiente hidráulico crítico, perdiendo aquel su capacidad portante (arena movediza). Los métodos empíricos de evaluación del riesgo de licuefacción aportan una respuesta a sí existe o no dicho riesgo, pero no tienen en cuenta la incertidumbre asociada a las acciones sísmicas en el emplazamiento (Blázquez, 1981). Para tener en cuenta dicha incertidumbre hay que utilizar métodos probabilísticos. Entre los métodos empíricos destacan los basados en la prueba de penetración standard (*Standard Penetration Test* o SPT) (e.g. Seed e Idriss, 1971).

Es importante señalar que según el Eurocódigo (AENOR, 1999) "no es necesario tener en cuenta el fenómeno de la licuefacción cuando concurran una o varias circunstancias siguientes": (1) Profundidad del estrato de arena saturado superior a 15 m desde la superficie del terreno y (2) Aceleración de cálculo en la superficie del terreno inferior a 0,15 g, cuando el % arcillas > 20% y el índice de plasticidad > 10, ó el % limos > 10% y $N^{60}_1 > 20$ ó el % finos despreciable y $N^{60}_1 > 25$, siendo N^{60}_1 = valor SPT corregido y normalizado a una energía de impacto igual al 60% de la energía teórica de caída libre de la maza.

Por tanto se puede reducir a 3-4 características las que debe tener un material potencialmente licuefactable, y por tanto a partir del conocimiento geológico de las formaciones, y del entorno, historia geológica y tectónica poder indicar en una primera fase, al menos, que formaciones podrían presentar tal riesgo, para en posteriores fases, con ensayos "in situ" y de laboratorio, concretarlo.

Paleodeslizamientos

En proyectos de infraestructuras lineales, resulta vital la identificación previa de laderas susceptibles de contener o sufrir la reactivación de paleodeslizamientos. Cuando no son advertidos anticipadamente, la ejecución de cortes o trincheras es suficiente para reactivar la movilización de importantes volúmenes de suelo o roca, generando posteriores problemas de inestabilidad de taludes de difícil tratamiento. Por ello la investigación geológico-geotécnica constituye una valiosa herramienta para minimizar este tipo de riesgo. Una de las herramientas fundamentales es la fotografía aérea seriada. Este tipo de fenómenos debe estudiarse desde las primeras fases de la obra, a escala 1:50.000 y con fotografía aérea de escala al menos 1:18.000 y 1:33.000 para poder observar una zona más amplia que la banda de afección de la obra, pues estos fenómenos pueden estar alejados más de 500 m del eje de la carretera, autovía, vía férrea, etc., pero tener influencia sobre ella. Es por ello que su análisis debe comenzar en fase 1:50.000 en que la zona de estudio es más amplia que la banda de 500 m estudiada habitualmente en fase 1:10.000 y 1:5.000.

CRITERIOS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS DE VALORACIÓN GENERAL (ESCALA 1: 50.000)

Después de analizar que aspectos son más relevantes para la optima construcción de infraestructuras lineales, se proponen 5 criterios geológico-geotécnicos, uno de ellos subdvido en 6, por lo que en la práctica se están considerando 10 criterios o variables (Tabla 1): Aprovechamiento de materales, excavabilidad, riesgos geológico-geotécnicos (inundabilidad, estabilidad de taludes y rellenos, erosionabilidad y aterramiento de obras de fábrica, problemas relacionados con la capacidad de carga, expansividad-hinchamiento y presencia de sulfatos y/o aguas selenitosas), fracturación y estructura del macizo y aspectos hidrogeológicos y de hidrología superficial.

Para cada uno de estos criterios se propone una valoración en 4 escalones (0, 1, 2, 3), representando el 0 la situación más favorable y el 3 la más desfavorable. Los datos indicativos del riesgo de los distintos criterios para cada uno de los escalones están recogidos en la tabla 1. Para una descripción más extensa de estos criterios puede consultarse Zango Pascual (2002).

Ponderación

Las distintas variables o criterios no tienen todos la misma importancia por lo que deben ser ponderados. En la ponderación propuesta entre las diferentes variables los riesgos geológico-geotécnicos representan el 65% del total, con la siguiente valoración relativa entre ellos: estabilidad de taludes y rellenos (15%), asientos y capacidad de carga (15%), inundabilidad

TABLA 1. *Valoración en escalones de riesgo de los criterios generales.*

Valoración / Criterios		0	1	2	3
Aprovechamiento de materiales		Aprovechable para cualquier uso incluso suelo seleccionado	Aprovechable para núcleo de terraplén o pedraplén, áridos, etc	No aprovechable previsiblemente salvo con tratamiento, por ej. Estabilización con cal o cemento	No aprovechable. Vertedero
Excavabilidad		Ripable	Ripable con medios mecánicos potentes	Ripable con prevoladura	Voladura
RIESGOS GEOLÓGICOS-GEOTÉNICSOS	**Inundabilidad**	Zonas sin riesgo de inundación	Riesgo de inundación para crecidas extraordinarias (T > 500)	Riesgo de inundación para crecidas con (T < 500)	Riesgo de inundación para crecidas ordinarias (se considerará T < 20)
	Estabilidad de taludes y rellenos	Sin problemas de expansividad	Problemas de expansividad para taludes y rellenos altos	Problemas de estabilidad observados en laderas naturales y desmontes artificiales en la actualidad	Problemas frecuentes de estabilidad para alturas mínimas y pendientes suaves
	Erosionabilidad, Aterramiento. Obras de fábrica	No se observa ni es previsible	Sólo localmente	Deberá tenerse en cuenta pues si se varían las condiciones geomorfológicas es previsible que se de por la naturaleza de la formación	Se observan actualmente desperfectos en obras
	Problemas Relacionados con la capacidad de carga	No son esperables. Explanada en roca o suelos muy firmes y no colapsables. Cimentación Superficial	Suelos blandos a firmes, o suelos colapsables por variaciones de nivel freático. Cimentación Superficial Gen	Posibles asientos diferenciales por la naturaleza de la formación o las condiciones del nivel freático. Posible Cimentación Profunda	Suelos muy blandos con presencia de nivel freático. Posible Tratamiento del Terreno
	Expansividad – Hinchamiento	Sin problemas de expansividad o hinchamiento	Marginal en ensayo Lambe o previsible por mineralogía de las arcillas	Crítico (Idem)	Muy crítico (Montmorillonitas)
	Sulfatos y/o aguas selenitosas	Sin presencia de sulfatos o aguas selenitosas o sales disuelta	Previsibles niveles bajos de sulfatos o sales disueltas	Previsibles niveles medio-altos de sulfatos o sales disueltas	Yesos aflorantes, sulfatos altos y/o aguas selenitosas
Fracturación y estructura del macizo		Nula o suelos	Rocas con fracturación discreta, o suelos condicionados por fracturación de substrato	Diaclasado intenso, caída de bloque, genera inestabilidades	Alta fracturación, plegamiento, fallas, cabalgamientos
Hidrogeología e hidrología superficial		Impermeable, buen drenaje superficial. No hay acuíferos afectados	Permeabilidad por fracturación. Pendientes medias. Drenaje aceptable	Permeabilidad por porosidad o fracturación alta, posibilidad de niveles acuíferos próximos a la superficie aunque sean locales. Torrentes estacionales	Nivel freático próximo a la superficie. Zonas inundables en crecida ordinaria

(10%), Erosionabilidad-aterramiento (10%), expansividad-hinchamiento (10%) y presencia de yesos-sulfatos (5%).

Los aspectos hidrogeológicos y la fracturación suman un 10%, pues indirectamente se valoran en los otros parámetros y el 25 % restante se reparte entre aprovechamiento de materiales (15%) y excavabilidad (10%).

Básicamente, la ponderación está basada en el costo y/o inviabilidad parcial o total de la obra que determina cada variable o criterio. Los criterios con pesos altos representan situaciones que elevan el presupuesto o dificultan enormemente la obra, en ocasiones incluso durante la fase de explotación varios de los riesgos pueden conducir a un cambio de trazado local. Por cuestión de costos también se ha aplicado un valor de 15% al aprovechamiento de materiales, por la dificultad de obtención y por la necesidad de llevar a vertedero los no aprovechables, con las consiguientes implicaciones ambientales. Al criterio sobre presencia de yesos-sulfatos se le da un peso menor, pues en la actualidad su presencia en una obra no resulta tan restrictiva como hace algunos años, debido al cambio de normativa (Ministerio de Fomento, 2002). Más información puede consultarse en Zango Pascual (2002).

RESULTADOS, DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las valoraciones (de 0 a 3) para cada uno de los diez criterios, representables espacialmente (sobre un mapa), una vez ponderadas como se ha indicado en el apartado anterior, se suman en cada punto mediante el uso del GIS. De acuerdo con la puntuación así obtenida se han propuesto 5 escalones (riesgo nulo a bajo, riesgo bajo a medio, riesgo medio a alto, riesgo alto a muy alto y riesgo muy alto) para la valoración del riesgo de uso del suelo para las obras lineales (Tabla 2). En esta escala, la mayor acumulación de puntos representará la situación más desfavorable. En la tabla 2 se recoge asimismo la descripción de la problemática para cada uno de estos escalones en la valoración del riesgo.

Por medio del GIS esta información se puede representar en un plano o mapa donde se puede visualizar de manera

TABLA 2. *Escalones de valoración para la construcción de los mapas de riesgos geológico-geotécnicos.*

Puntuación	Descripción de la problemática	Valoración del rieesgsgo
0-19	Ninguno de los factores con mayor importancia que influyen en la valoración global tienen tanto peso como para que se conviertan en determinantes de precaución.	Riesgo nulo a bajo
20-39	Algún factor es significativo en cuanto a su problemática. Es solventable con medidas habituales.	Riesgo bajo a medioo)
40-59	Varios factores tienen importancia pero las problemáticas son localizadas y conocidas, solventables con medidas de uso habitual o común. En todo caso se estudiara con más detalle en proyecto.	Riesgo medio a alto
60-79	Alguna de las problemáticas que intervienen en el riesgo requiere un análisis más detallado en siguientes fases de proyecto.	Riesgo alto a muy aaltolto
80-100	Se conjugan varias problemáticas en sus grados alto o muy alto. Requiere un estudio específico. Requiere un estudio profundo en siguientes fases de tratamiento y/o tratamiento específico.	Riesgo muy alto

rápida y cómoda esta valoración geológico-geotécnica independiente. Estos resultados se pueden integrar asimismo con el resto de datos de otros aspectos del proyecto, como son los riesgos por deslizamientos o de licuefacción.

A partir de estos distintos planos se pueden por tanto diferenciar zonas con diferente riesgo y establecer corredores favorables para la planificación y desarrollo de las obras lineales. El aspecto fundamental es que es posible detectar que zonas deben ser evitadas en los trazados pues presentarán problemas difícilmente abordables por medios habituales y/o costos excesivos. Así mismo, en fases posteriores es posible planificar los reconocimientos teniendo en cuenta, por el análisis de aspectos parciales, donde es preciso invertir más y que tipo de reconocimientos y ensayos son los más importantes, por lo que es posible establecer costos relativos entre diferentes corredores.

Finalmente, debe tenerse en cuenta que este método se propone para un momento muy temprano en la toma de decisiones sobre los posibles trazados, pero no por ello es menos importante. Además, desde observaciones de campo generalistas y consulta de información relevante (ensayos de laboratorio y reconocimientos) pretende aportar conocimiento sobre aspectos que no deben pasar desapercibidos a la hora de elegir un trazado, ya sea para evitarlos, y cuando esto no sea posible, para tener en cuenta su sobrecosto en el presupuesto global de la obra. Es un método que requiere de una cierta experiencia en el manejo de los conceptos empleados, pero que tiene que basarse en observaciones posibles en esta fase de trabajo a escaña 1:50.000 en la que se desconocen, por ejemplo, las cargas concretas de cada estructura o relleno. Por ello y de forma general se manejan las cargas habituales en este tipo de obras, orientando las observaciones en el sentido de si las cimentaciones podrán ser superficiales, profundas o requerirán incluso tratamientos del terreno, creciendo el presupuesto en la línea de la complejidad de la cimentación. Algo similar ocurre con la estabilidad de taludes, los conceptos de ángulo de rozamiento y cohesión deben estar inherentes en el operador pero no pueden incluirse con facilidad en el criterio. La presencia de agua en la obra afecta en todo su desarrollo, debe por tanto tenerse en cuenta la posibilidad de acceso de agua ya sea superficial o subterránea.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Ministerio de Fomento y a la Junntaata de Andalucía por los trabajos de su propiedad en la que se se ha podido madurar esta metodología. Se agradecen igualrmenente los comentarios de los Drs. Agustí Collado y Carlos LLiesa, revisores de este trabajo, por las mejoras introducidass. A. Asimismo se agradece al Dr. Manuel Díaz Azpiroz las suggegerencias para mejorar la calidad del trabajo.

REFERENCIAS

AENOR (1999) *Eurocódigo 7. Proyecto geotécnico. PaParte 1: Reglas Generales*. Comité Europeo de Normalizzacación (CEN), 124 p.

Blázquez, R. (1981): Licuefacción de suelos. Partde e A): Caracterización del fenómeno. *Boletín de informaacación del laboratorio de carreteras y geotecnia (CEIDEX)*, 143: 3-22.

Junta de Andalucía (2001): *Pliegos de Prescripcioness Técnicas Generales para la redacción de proyectos de carreteras*. GIASA, Consejería de Obras Públicas.

Ministerio de Fomento (1972): *Pliegos de Prescripcciones Técnicas Particulares para la redacción de Estudios Previos del Terreno (EPT), para corredores de carreteras*. Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP?).

Ministerio de Fomento (1975): *Pliego de Prescripcciones Técnicas Generales para obras de carreteras y Puentes. PG-3*. CEDEX, 137 p.

Ministerio de Fomento (2002): *Orden FOM/1382/2002 sobre geotecnia vial*. B.O.E. nº 139 de fecha 11 de junio de 2002. 54 p.

Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1971): Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division* – ASCE, 97, (SM9): 1249-1272.

Zango Pascual, M. (2002): *Criterios geológico-geotécnicos para la optimización de la inversión en ingeniería geológica en las diferentes fases del diseño, construcción y explotación de infraestructuras lineales*. Tesis de Master (Master de Ingeniería Geológica), Univ. Complutense de Madrid, 40 p (más anexos y planos).

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN Geo-Temas

1. Los artículos publicados en **Geo-Temas**, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de *Geo-Temas* viene a contener unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).

2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y con el tipo de letra Times de 10 puntos. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo de las páginas de *Geo-Temas* (240 x 175 mm), que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc, ... Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, al igual que en las figuras, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.

3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

a. Título (en el idioma correspondiente al texto del trabajo).
b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
c. Resumen en inglés (abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
d. Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.
e. Texto principal que incluye, como referencia general, un apartado de introducción-antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión y conclusiones. La extensión de este texto principal debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo.
f. Agradecimientos, con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.
g. Referencias. No deberán incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo referenciado. La normativa empleada para redactar las referencias será igual a la utilizada en la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto en forma de manuscrito (junto con las figuras originales) como, preferiblemente, en CD-ROM. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del CD, la versión y programa empleado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de figuras se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF, PDF o EPS. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.