

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ПИРЕНЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

М.О. Котилья, Д. Кордоба, М. Эрраис

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid Ciudad Universitaria, s/n. 28040 Madrid

Центральная система, или Испанская центральная система, образована двумя из пяти морфотектонических мезоблоков, составляющих Промежуточный макроблок (№ 6) Иберийской плиты. Совокупность геологических, геофизических и геоморфологических данных, обработанных по методу Е.В. Ранцмана, легла в основу террейнового анализа. Составлены карты, на которых показаны террейны (4 макроблока, 4 мезоблока, 35 блоков, 85 микроблоков и 162 наноблока), морфотектонические линейные элементы (количество/порядок: 3/2, 4/3, 5/23, 6/48, 7/93 и 8/164) и морфотектонические узлы (количество/порядок: 1/2, 5/3, 35/4, 85/5, 162/6, 324/7, 816/8). В направлении от центра на восток количество обособленных морфоструктур возрастает. На уровне блока заметна поперечная дифференциация террейнов и линейных элементов, которая рассматривается как выражение неоднородности региональной литосферы. Отмечается тесная связь между морфоструктурами и сейсмичностью, причем в блоках восточного и северо-восточного секторов сейсмическая активность выше.

Морфотектоника, Пиренейский полуостров, Центральная система.

A MORPHOTECTONIC STUDY OF THE CENTRAL SYSTEM, IBERIAN PENINSULA

M.O. Cotilla, D. Cordoba, and M. Herraiz

The Central System (CS), or Spanish Central System, forms part of two of the five morphotectonic mesoblocks that make up the Intermediate macroblock (number 6) of the Iberian plate. The combination of geological, geophysical, and geomorphological data, used in accordance with the Rantsman methodology (1979), served as the basis for obtaining a regional analysis. The cartography obtained shows territorial units (4 macroblocks, 4 mesoblocks, 35 blocks, 85 microblocks, and 162 nanoblocks), morphotectonic alignments (quantity/order: 3/2, 4/3, 5/23, 6/48, 7/93, and 8/164), and morphotectonic knots (quantity/order: 1/2, 5/3, 35/4, 85/5, 162/6, 324/7, and 816/8). The number of delimited morphostructures increases from the central part toward the east. At the block level, one may distinguish a transverse differentiation of the territorial units and alignments, which is interpreted as an expression of the region's lithospheric heterogeneity. There is a close relationship between the morphostructures and seismicity, indicating that greater activity occurs in the blocks of the eastern and northeastern sectors.

Morphotectonics, Iberian Peninsula, Central System

ВВЕДЕНИЕ

Центральная система — это часть герцинид Пиренейского полуострова (ПП) (рис. 1), которая располагается на кристаллической оси центральной части Иберийской зоны [Julivert, 1983]. С точки зрения геологии, она состоит из герцинского фундамента, сложенного метаморфическими гранитами, и двух осадочных чехлов: выклинивающегося на западе претектонического покрова, датируемого мезозоем и палеогеном, и посттектонического покрова неоген-четвертичного возраста. Центральная система (ЦС) соприкасается с другими тектоническими структурами (в западной части Иберийской горной цепи это хр. Альтомира и Толедские горы) (рис. 2, А), сложное развитие которых шло разными путями, начиная с тре-

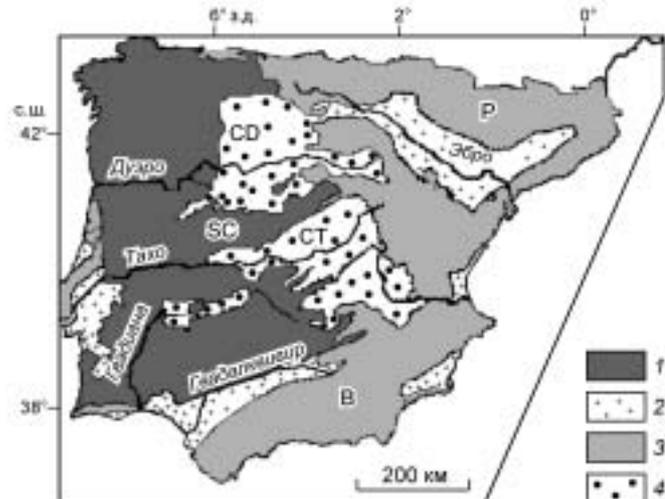


Рис. 1. Общая тектоническая структура Пиренейского полуострова.

Бассейны: CD — Дуэро; СТ — Тахо; горные хребты: В — Бетик, Р — Пиренеи, SC — Центральная система; структурные единицы: 1 — герцинский массив, 2 — третичные бассейны, 3 — альпийские ограничения, 4 — периферийные бассейны.

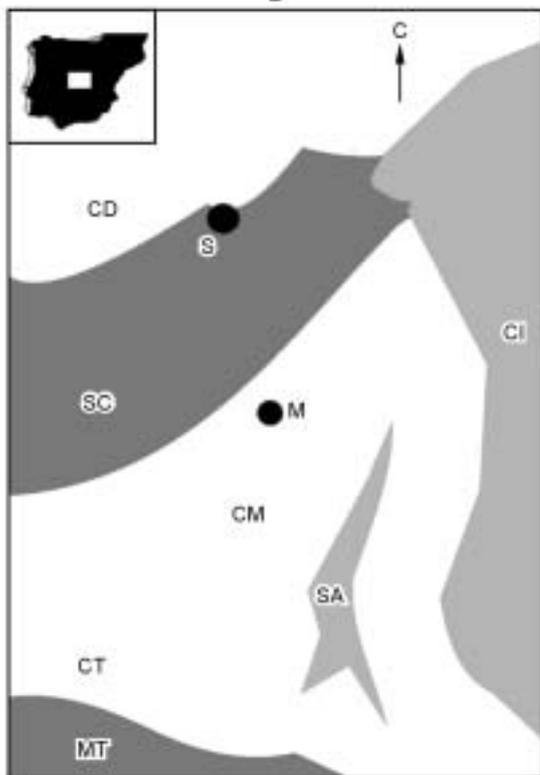
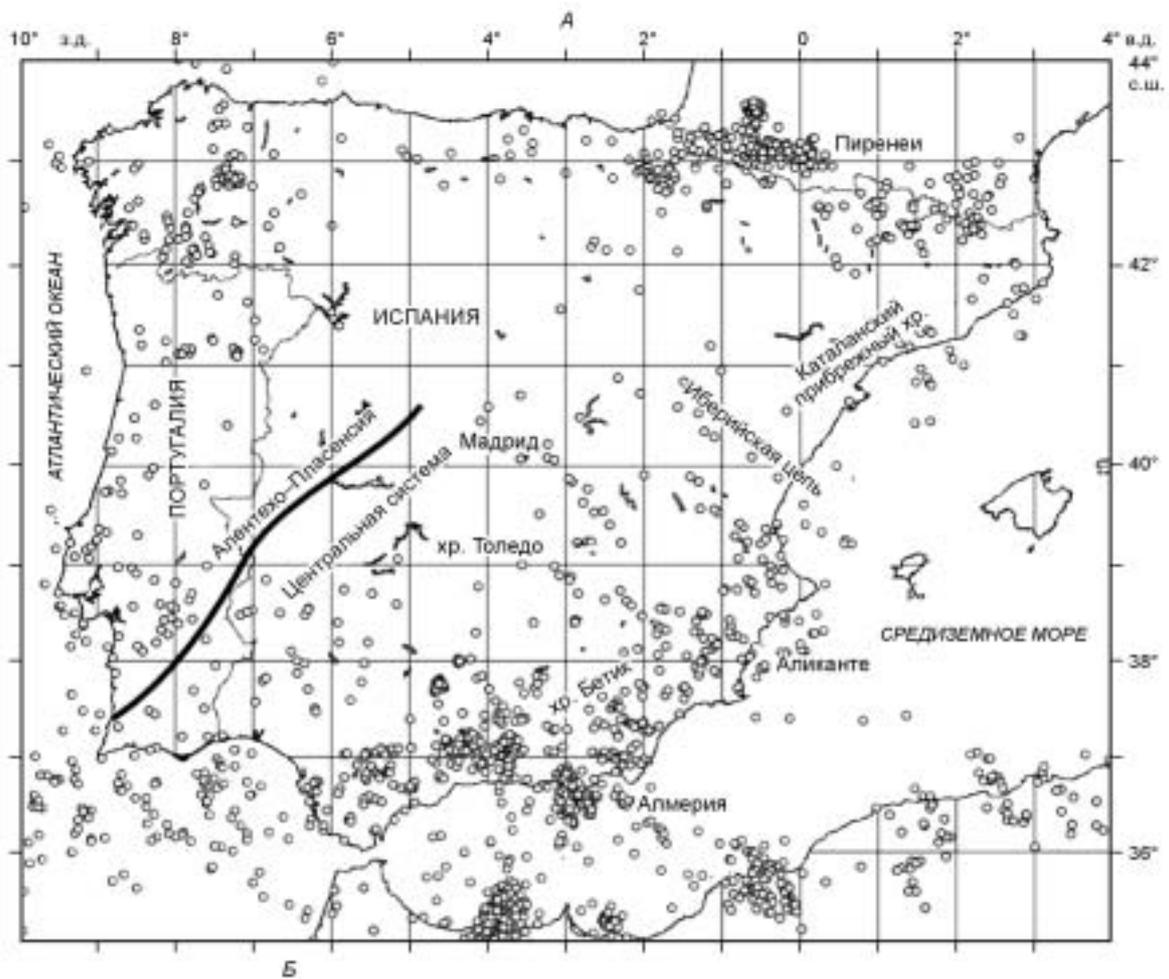


Рис. 2. Пиренейский полуостров и его окрестности.

А — распределение малоглубинной сейсмичности с $M > 3$ и $h < 30$ км (1980—1996 гг.) по материалам Национального географического института (1996), Института метеорологии (1994—1996) и Национального института метеорологии и геофизики (1974—1993). Черная линия: разломно-дайка Ален-техо—Пласенсия.

Б — местоположение Центральной системы на Пиренейском полуострове. CI — Иберийский хребет, CD — бассейн Дуэро, CM — Мадридский бассейн, CT — бассейн Тахо, М — Мадрид, MT — горы Толедо, S — Сеговия, SA — хр. Альтомира, SC — Центральная система. 1 — кайнозой, 2 — палеозой, 3 — мезозой.

тичного периода или даже раньше, причем всегда в условиях напряжений, передаваемых из зон столкновения Иберийской плиты с Африканской на юге и Европейской на северо-востоке [Herraiz et al., 2000]. Эта система представляет собой внутриплитную цепь, сформировавшуюся во время альпийского горообразования. Она имеет ЗЮЗ—ВЗВ направление и тянется примерно на 500 км от Португалии до Иберийских гор в Испании. Она рассматривается как рор-ап структура [Capote et al., 1990], поднятый блок, ограниченный двумя взбросами и двумя речными бассейнами.

В ЦС были проведены морфологические, морфографические, морфоструктурные и геоморфологические исследования [Cadavid et al., 1971; Vegas et al., 1990; Capote et al., 1990; De Vicente et al., 1994; Doblas et al., 1994; Guttierrez Nevado, 1998; Instituto Tecnológico y Geominero de España, 1999; Barea et al., 2002]. Получены также сейсмотектонические данные [Martin, 1984; Instituto Geográfico Nacional, 1992; Jimenez et al., 1999; Herraiz et al., 2000; Cotilla, Cordoba, 2004a,b]. Оба направления оказались плодотворными.

Площадь исследований охватывает около 30106 км² (координаты: 39°00' N—41°40' N, 01°28' W—07°35' W). Сюда входят хребты Гредос и Гвадаррама, бассейны рек Дуэро, Мадрид и Тахо (см. рис. 2, Б). Наиболее высокие точки — пик Пеньялара (2428 м), Кабеса-дель-Иерро (2380 м), Малисьоса (2227 м), Неверо (2209 м), Нахарра (2106 м) и Месильяс (2011 м). В четырех экспедициях за период с 2001 по 2004 г. (30 месяцев) мы исследовали 450 точек и получили 800 профилей.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАННЫХ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ

Применение структурных и морфоструктурных методов в морфотектонических исследованиях позволило нам выяснить дифференциальный характер геотектонической эволюции морфоструктур на исследуемой территории [Герасимов, Ранцман, 1973; Ранцман, 1979]. Этот подход также дал ключ к пониманию гетерогенного развития морфоструктурных групп (в том числе к выяснению топографии), структурно-тектонических элементов и тектонической деформации геоморфологических уровней [Николаев, 1962; Gonzalez et al., 2003;]. Таким образом, можно установить основные границы террейнов (или морфотектонических единиц), активных линейных элементов и их пересечений с точки зрения морфохронологии. Н.В. Думитрашку и Д.А. Лилиенберг [1954] показали наличие взаимодействия между морфоструктурой, современными тектоническими движениями и сейсмичностью и определили общий план морфоструктурных исследований.

Критерии и принципы морфоструктурной классификации опираются на множество разнообразных сейсмических взаимодействий и определенных стандартов [Gvichiani et al., 1987; Cotilla et al., 2004]. Однако существует фундаментальный набор как качественных, так и количественных полевых методов и измерений. С их помощью можно выделить три основные топографические категории, которые используются в морфотектонической методологии, а именно: террейны (блоки различного порядка), граничные зоны между ними (линейные морфоструктуры) и области взаимодействия между линейными морфоструктурами (пересечения и узлы) [Aleksievskaia et al., 1977; Cotilla, Cordoba, 2004b].

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И МОДЕЛИ

Сходимость Африканской и Европейской плит установили Дж. Дьюи с соавт. [Dewey et al., 1989]. Они показали, что это происходило по вектору СЗ—ЮВ, по меньшей мере, в течение 9 тыс. лет. Существующие модели движения плит показывают скорость сходимости около 4 мм/год [DeMets et al., 1990]. Существующее напряжение на юге ПП характеризуется максимальным сжатием в направлении СЗ—ЮВ [Zoback, Burke, 1993]. М.Л. Зобэк [Zoback, 1992] считает, что современное поле напряжений внутри плит связано непосредственно с векторами смещения. Также было установлено, что природа внутриплитного напряжения в континентальных областях связана с плейст-тектоническими смещениями [Golke, Coblentz, 1996; Van der Pluim et al., 1997]. Это было подтверждено работами А. Рибейро и др. [Ribeiro et al., 1996], Института ядерной безопасности [Institut..., 1993] и М. Эрраиса и др. [Herraiz et al., 2000], которые продемонстрировали максимальное горизонтальное сокращение (СЗ—ЮВ) в западной части Евразийской плиты в Португалии, Франции и Испании соответственно.

Р. Вегас и др. [Vegas et al., 1994] утверждают, что ЦС — это главная внутриплитная структура в Центральной Испании. Поскольку ее топография датируется средним миоценом, она связана с напряжениями, зарождающимися на орогенной оконечности хр. Бетик. Напряжения передавались через всю кору и, возможно, всю литосферу, а не были порождением великого сдвига в Иберийской горной цепи. По мнению Дж.Л. Хинера и др. [Giner et al., 1996], эта система существует в Мадридском бассейне со среднего миоцена до наших дней. Тектоническая структура ЦС характеризуется напряжением сжатия с максимальным горизонтальным сокращением в направлении 140° N—150° E. При этом В.С. Морейра [Moreira, 1991] считает, что поле сейсмических напряжений достаточно однородно к северу от Азорско-Гибралтарского разлома на ПП.

Центральная система имеет признаки герцинского и альпийского орогенеза [Julivert, 1983; Portero, Aznar, 1984; Carote et al., 1990]. Более ранние структуры способствовали развитию более поздних, приспособившись к их деформациям. В этом смысле альпийский орогенез оказывал воздействие на все структуры, в частности, датируемые поздним миоценом. Он обусловил формирование ЦС и ограничивающих его бассейнов Дуэро и Тахо. В состав ЦС также входит несколько небольших третичных бассейнов, простирающихся в направлении ЗЮЗ—ВСВ, ограниченных разломами, которые тянутся с востока на запад и с северо-востока на юго-запад. Это разломы Альто-Альберче, Амблес, Кампа-Асальваро, Кория, Эль-Эскориаль, Эль-Атасар, Эрвас и Лосойя. Неогеновые отложения встречаются на окраине бассейна Тахо. Они несогласно залегают на породах мела и палеогена.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

На Пиренейском полуострове и, в частности, на Испанской платформе в первых сейсмических проектах использовалась дисперсия поверхностных волн [Lopez Arroyo, Payo, 1966; Payo, 1964, 1970, 1971, 1972; Payo, Ruiz de la Parte, 1974]. Полученные результаты легли в основу модели коры, которая предполагает толщину 30 км для всей Иберийской платформы. Кроме того, Г. Пайо [Payo, 1970] уточнил, что толщина коры в центральной части составляет в среднем 35 км.

Сейсмические профили, полученные для ЦС и ее непосредственного окружения, представлены на рис. 3, А. Первый из них, длиной 270 км, тянется от Уэтеc (Куэнка) до Трухильо (Касерес) [Payo, Ruiz de la Parte, 1976]. Мощность коры составляет 36.2 км. В основании коры может существовать градиент скорости, причем скорость во втором коровом слое составляет 5.9 км/с для сегмента Епес—Трухильо и 6.1 км/с — для Епес—Уэтеc. Три профиля: Толедо—Сория, Толедо—Теруэль и Толедо—Касерес изучали Е. Банда и др. [Banda et al., 1981]. Два профиля: Епес—Саламанка и Епес—Эллин исследовали Е. Суриньяч и Р. Вегас [Surinach and Vegas, 1988]. Эти авторы утверждают, что в верхней коре, включая фундамент, имеется низкоскоростной слой и что поверхность Мохо располагается там на 34 км ниже, чем в Центральной структуре. Исследователи из группы по изучению глубинных сейсмических профилей [PLIHADS Group, 1993] и Л.А. Мендес-Виктор и др. [Mendez-Victor et al., 1980, 1993] обработали пять профилей, в том числе профиль Аликанте—Ла-Гвардия, ориентированный так же, как профили Епес. Заново изучила профили Епес—Саламанка (240 км), Епес—Эллин (220 км) и Аликанте—Ла-Гвардия (только 300 км) Е. Перес Агудо [Perez Agudo, 1995].

Исследование опиралось на расчет времен вступления и амплитуд для *P*-волн и на интерпретацию времени распространения для *S*-волн. Выяснилось, что корень Центральной системы погружен в мантию, а коровый корень уходит на глубину не более 8 км (при мощности коры 40 км), кора утоняется от Епеса до Эллина (по мере приближения к побережью это постепенно становится все более заметным). Было также показано, что существуют латеральные колебания между зонами под бассейнами Дуэро и Тахо, где располагается ЦС. Эти расхождения указывают на то, что существует разница в 7 км в коровых глубинах между бассейнами и ЦС.

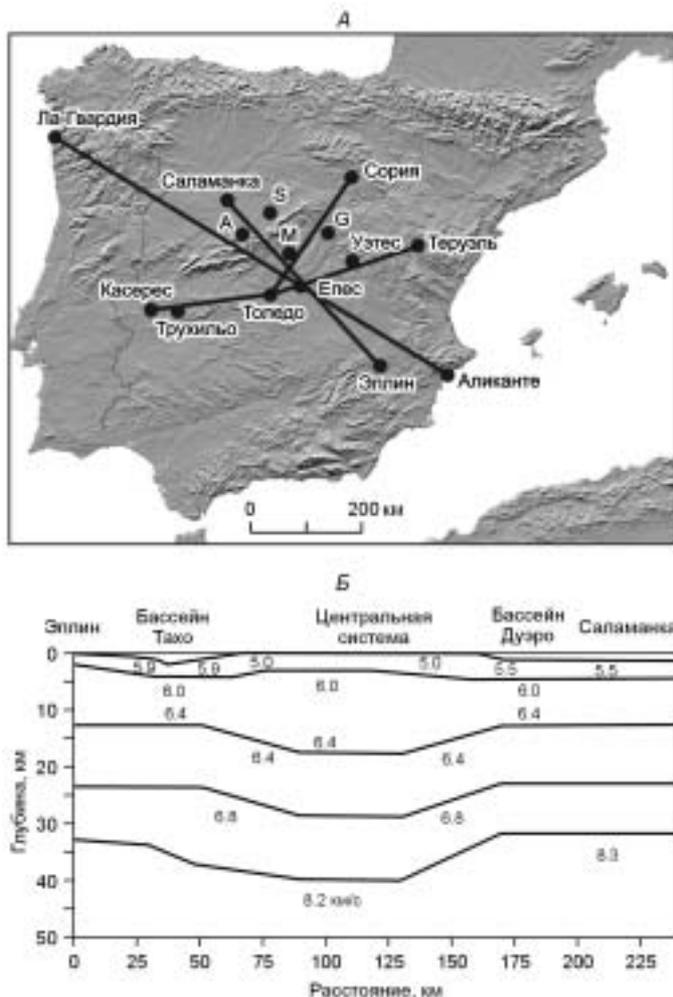


Рис. 3. Центральная система Пиренейского полуострова.

А — сейсмические профили Пиренейского п-ова через Центральную систему. Черные линии — сейсмические профили, черные кружки — точки наблюдения: А — Авила, G — Гвадалахара, S — Сеговия, М — Мадрид.

Б — коровая модель Центральной системы и ее окрестностей (бассейны Дуэро и Тахо), построенная по сейсмическим данным.

Однако в профиле Епес—Эллин латеральные различия заметны не так сильно (см. рис. 3, Б). Наконец, Дж. Пулгар и др. [Pulgar et al., 1996] изучали северную зону бассейна Дуэро вплоть до Кантабрийской горной цепи. Они предложили модель, согласно которой граница между корой и мантией лежит на глубине 31 км.

Согласно результатам С. Кадавида [Cadavid, 1977b], фундамент на юге хр. Гвадаррама разделен, по меньшей мере, на шесть зон или блоков различной геометрии. Преобладают разломы и разрывные нарушения СВ—ЮЗ направления, хотя встречаются и разломы в направлениях СЗ—ЮВ, ССЗ—ЮЮВ, В—З и С—Ю, причем последние преобладают в Мадридском бассейне и Алькала-де-Энарес. На основании магнитных исследований в Арганде С. Кадавид и М. Эрнандес [Cadavid, Hernandez, 1967] утверждают, что фундамент разделен трещинами в направлениях В—З, СЗ—ЮВ и СВ—ЮЗ, некоторые участки речной сети совпадают с вышеупомянутыми направлениями трещин и в долине реки Ярама аллювиальная долина Арганды соответствует зоне сброса.

По 107-километровому гравиметрическому профилю, пересекающему ЦС в направлении СВ—ЮЗ от Мадрида до Аревало (Авила), сделаны следующие выводы [Rosales Calvo et al., 1977]: средняя мощность коры составляет 43 км, существует пять блоков с вертикальными разломами, наблюдается тенденция к подъему, вертикальный подъем дифференцирован, корни коры не обнаружены. Напротив, опираясь на карты изопакит нормальной коры, С. Кадавид [Cadavid, 1977a] утверждает, что центральная часть Пиренейского п-ова состоит из множества изолированных максимумов, ориентированных с северо-востока на юго-запад. Эти максимальные точки совпадают с Мадридским бассейном, восточной оконечностью хр. Гвадаррама и восточной частью Гвадалахары (Куэнка и Теруэль). Здесь отмечается широтно ориентированная линейная структура и большой градиент в сегменте Пласенсия—Толедо. По восточному краю изолированных блоков в направлении СЗ—ЮВ линейная структура пересекает Каспе, Калатаюд, Сорию и Туделу. Имеется также линейная структура, которая тянется с юга на север, параллельно хр. Альтомира, пересекая Мадридский бассейн от г. Мадридехос до южной части г. Бургос.

Гравиметрическая модель Р. Техеро и др. [Tejero et al., 1996] показывает, что кора ЦС имеет четыре слоя, различающихся по плотности. Эти авторы утверждают, что в результате утолщения коры граница между корой и мантией выгнулась вверх и сейчас разница по глубине между ней и поверхностью Мохоровичича составляет 32—35 км, а корень имеет длину 170 км (между бассейнами рек Дуэро и Тахо) и ширину 3 км. Позднее К. Рей Морал и др. [Rey Moral et al., 2003] установили, что поверхность Мохо опускается глубже всего под ЦС и Иберийской горной цепью, а кора в центральном районе имеет мощность 34 км. Они также показали, что орогенез альпийского типа предопределил деформации в ЦС, а поверхность Мохо под ЦС продолжает опускаться в направлении восток—запад в Гредесе и в направлении СВ—ЮЗ в хр. Гвадаррама, где отмечается наибольшая глубина, и этот процесс находится в прямой зависимости от увеличения высоты. Аналогичные результаты были опубликованы Р. Бабиным и др. [Babin et al., 1993].

Мы применили методику цифровой обработки изображений [Cotilla, Cordoba, 2004a] к аэромагнитным и гравиметрическим данным [Ardizzone et al., 1989], чтобы получить основную блоковую струк-

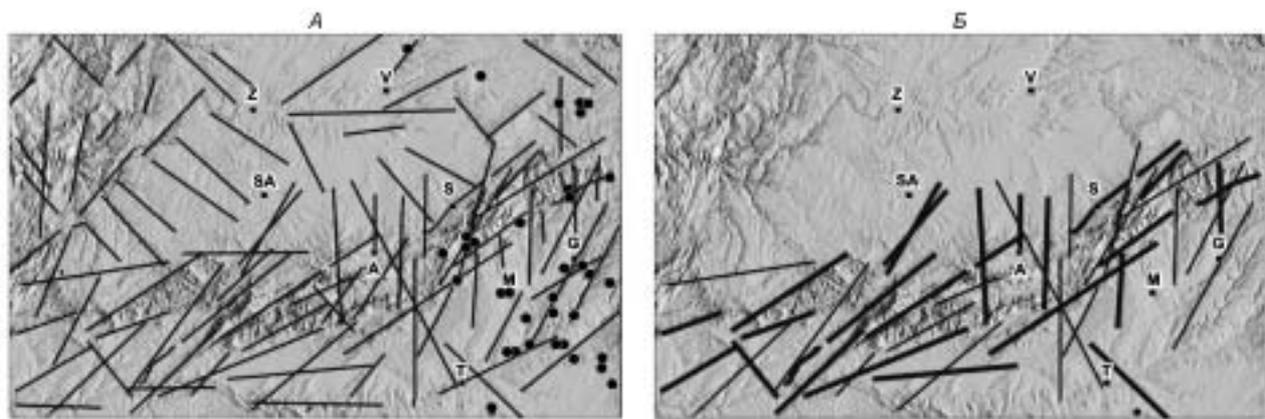


Рис. 4. А — карта линеаментов, полученная на основе аэромагнитных и гравиметрических данных (с использованием модели аналитического построения поднятий), Б — карта полного градиента СВ линейным фильтром.

А: черная линия — линеамент; точки наблюдения: А — Авила, G — Гвадалахара, М — Мадрид, S — Сеговия, SA — Саламанка, Т — Толедо, V — Вальядолид, Z — Самора. Черные кружки: сейсмические события (1775—1996 гг.) в районе исследования (база данных Национального географического института).

Б: жирная линия — большой градиент, тонкая — слабый градиент.

туру ЦС. Один из наших результатов показан на рис. 4, *А* вместе с основными линейными элементами, полученными при использовании модели аналитического построения поднятий и полного градиента с СВ линейным фильтром. Показана латеральная дифференциация вблизи Авилы, Сеговии и Толедо с очевидным преобладанием направления СВ—ЮЗ. Другой результат с двумя типами градиентных зон для хребтов Гредос и Гвадаррама показан на рис. 4, *Б*. Наибольшие контрасты отмечаются в восточной части, которая соответствует хр. Гвадаррама. Существует четкая поперечная дифференциация между вышеупомянутыми хребтами, которую можно связать со складчатостью литосферы. Другие авторы, в частности С. Бонне и др. [Bonnet et al., 2000], Е.Б. Буров и др. [1993], П. Циглер и др. [Ziegler et al., 2002], указали на существующую связь между литосферным складкообразованием и вертикальными смещениями в зонах микроплит.

Умеренная сейсмичность связана со схождением Евразийской и Африканской плит; она отмечена в широкой области деформации [Udias, Buforn, 1991], которую можно объяснить столкновением континентов. Сейсмическая активность в Испании считается умеренной по сравнению с другими странами Средиземноморья, наиболее сейсмичного региона в Европе [Udias et al., 1976]. По сейсмичности Иберийско-Магрибский регион можно разделить на три основных сектора (-30° W/ -25° W, -25° W/ -13° W, -13° W/ -10° W) с наиболее активной центральной частью. Ее сейсмичность как внутриплитной области проявляется наиболее часто и с наибольшим выходом энергии. Сейсмичность же во внутренних районах ПП имеет иной характер и привлекает меньше внимания. Однако мы считаем, что она не менее важна, чем ситуация в центральном районе, но изучать ее гораздо сложнее. Данные по очаговым механизмам показывают, что региональное тектоническое напряжение в этом районе представляет собой максимальное горизонтальное сжатие в направлении СЗ—ЮВ.

Сейсмическую активность в Испании можно считать умеренной по сравнению с другими странами Средиземноморского бассейна [Udias et al., 1976], но ряд разрушительных землетрясений прошлого нанесли серьезный ущерб, особенно в Андалусии и районах Средиземноморского побережья [Udias, Munoz, 1979]. Если учитывать только магнитуду землетрясений ($M_b \geq 6$ и I-IX MSK), то в период с 800 года до н.э. до 2000 года н.э. исторические события происходили в основном на суше, а события, определяемые инструментально, — на море.

На рис. 4 отражены сейсмические события за период с 1775 по 1996 г. для рассматриваемого региона по данным Национального географического института. Сейсмический анализ показывает, что основная тектоническая активность проявлялась к востоку от меридиана Толедо — Сеговия. Наиболее плотно эпицентры расположены в треугольнике Мадрид — Гвадалахара — Куэнка. Глубина была определена примерно для 55 % от всех землетрясений (44) и только в одном случае эпицентр находился на глубине более 20 км, тогда как больше половины эпицентров в этой группе находилось на глубине менее 5 км. Другими словами, сейсмичность была поверхностной. Максимальная магнитуда была 4.1, хотя преобладала величина 3.

За период с 2000 по 2004 г. Национальным географическим институтом зарегистрированы 92 землетрясения с минимальной магнитудой 0.9, а максимальной — 3.6. Около 91 % из них имели магнитуду менее 3. Только в двух случаях эпицентр находился на глубине менее 5 км. Карты сейсмической активности и плотности эпицентров подтверждают данные по величине максимальной магнитуды и глубине эпицентров. Это позволяет нам утверждать, что разломы не достигают мантии и уровень освобождаемой энергии невысок по сравнению с данными по другим внутриплитным зонам, например, по Галисии. Аналогичные результаты были приведены в работах [Cotilla, Cordoba, 2004a; Cotilla et al., 2004].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Как известно, Д. Маккензи и Дж. Джексон [McKenzie, Jackson, 1983] предположили наличие промежуточных зон деформирования для межконтинентальных границ плит. Они считают, что существует связь между многими разломами и диффузной сейсмичностью. Как мы уже упоминали, аналогичная идея коровых блоков получила развитие в работах российских исследователей. Опираясь на эти разработки, мы можем объяснить различные кинематические движения блоков в континентальных районах как сдвиги под воздействием систем коровых блоков, ограниченных разломами, и субпараллельных зон трещиноватости [Гатинский, Рундквист, 2004].

М. Котилья и Д. Кордоба [Cotilla, Cordoba, 2004a] считают, что макроблок А6 (или Промежуточный) состоит из пяти мезоблоков, два из которых составляют Центральную систему. Эта совокупность блоков взаимодействует с четырьмя соседними макроблоками, три из которых являются континентальными, а один — океаническим (рис. 5, *А*). Пространственная ориентация макроблока А6 — субширотная, с некоторым изгибом на север. Восточная и западная части вышеупомянутого макроблока демонстрируют наивысший уровень сейсмической активности.

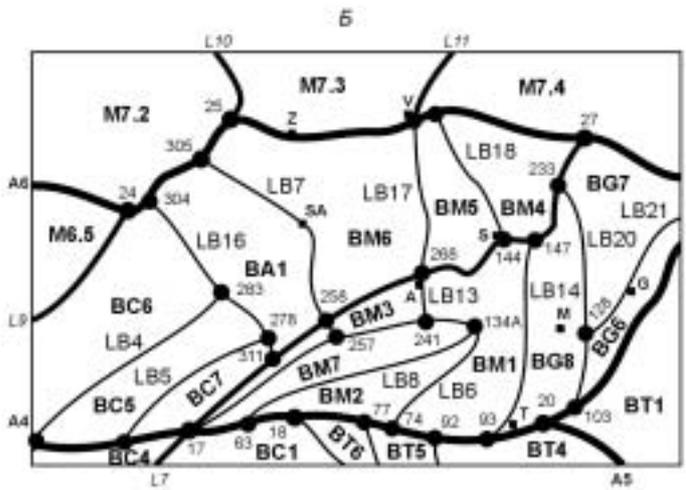
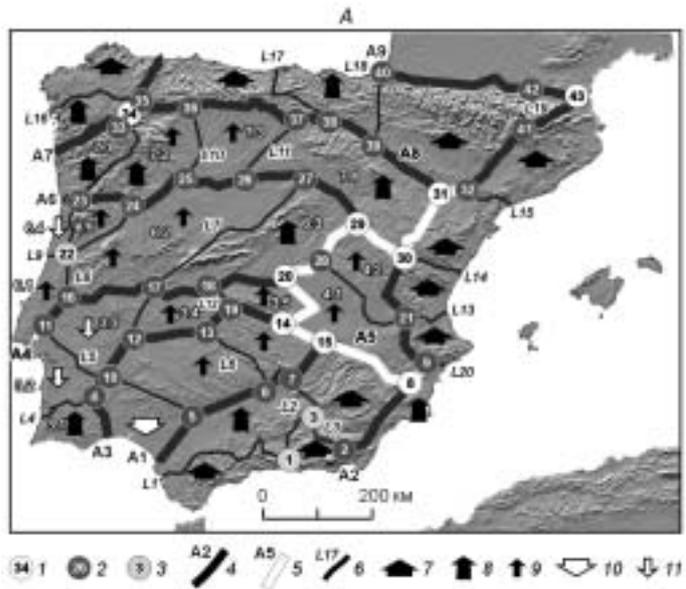
Опираясь на результаты предыдущих исследований, можно выстроить подходящий каркас для морфотектонического районирования ЦС. На рис. 5, *Б* приводится морфотектоническая карта, дета-

Рис. 5. А — схематическая морфотектоническая карта в м-бе 1:1 000 000.

1—3 — узлы 2—4-го порядков соответственно; линияменты: 4, 5 — 2-го порядка, 6 — третьего; 7—9 — поднятия (7 — очень активное, 8 — активное, 9 — слабое); 10, 11 — сброс (10 — очень активный, 11 — слабый). Цифры через точку — номер: первая — макроблока, вторая — мезоблока.

Б — морфотектоническая схема Центральной системы.

Черные кружки — узлы линияментов. Линия: жирная — линиямент макроблока (A4, A5 и A6); полужирная — линиямент мезоблока (L7, L9, L10, L11); тонкая — линиямент блока (LB4, LB5, LB6, LB7, LB8, LB13, LB14, LB16, LB17, LB18, LB20 и LB21); мезоблоки: M6.5, M7.2, M7.3 и M7.4; блоки: BA1, BC1, BC4, BC5, BC6, BC7, BG6, BG7, BG8, BM1, BM2, BM3, BM4, BM5, BM6, BM7, BT1, BT4, BT5 и BT6; черные квадраты — точки наблюдения (см. рис. 4).



лизированная до блоков. В табл. 1 и 2 указаны количества отдельных структур. Они связаны с северными и южными разломами ЦС и рассматриваются как линияменты (см. рис. 5, Б) A4, A5 и L7 (табл. 3 и 4). В восточной части линиямент A4 резко поворачивает на СЗ и упирается в линиямент A5 недалеко от Альгодора, между Аранхуэсом и Толедо. По данным [Cotilla, Cordoba, 2004a], линиямент A5 испытал наибольшую тектоническую деформацию на ПП. Этот линейный элемент выгибается к востоку, образуя изгиб около 150°, вблизи его пересечения с линияментом A4 в Альгодоре, где идентифицируется вторичный узел 103. Линиямент LB13 также имеет изгиб в 180° с некоторыми отклонениями между плотиной Буэндия, горами Куэнка, хребтами Трагачете, Вальдемека, Ла-Мадера и Вальдекабрас. Линияменты A4, A5 и A6 имеют наивысший порядок в пределах ЦС и наиболее важны для понимания ее морфотектоники. Линиямент L7 тоже имеет значение. Таким образом, северная часть региона довольно сложна с точки зрения тектоники. Судя по коэффициенту изогнутости, все эти линияменты испытали тектоническое воздействие.

Линиямент A4 совпадает с эстуарием р. Тахо на западной стороне материковой Португалии. С ним связана значительная сейсмическая активность. Этот субширотный линиямент существенно меняется к юго-западу, возле городов Томар, Сардоал и Торрес-Нова. Изгиб р. Гвадиана также почти под прямым

Таблица 1. Распределение узлов

Ранг	2	3	4	5	6	7	8	Всего
Количество узлов	1	5	35	85	162	324	816	1.451

Таблица 2. Распределение структур

Структура	Количество	Поднятие				Сброс
		очень сильное	сильное	умеренное	слабое	слабый
Блок	35	3	14	11	2	1
Микроблок	85	16	31	25	9	4
Наноблок	162	28	65	44	14	11
Сумма	282	47	110	80	25	16

Таблица 3. Некоторые характеристики структур, связанных с линеаментами А4 и А5

Узлы линеаментов	Кол-во	Ранг				
		2	3	4	5	6
Север	20	1	4	28	67	123
Юг	28		1	7	18	30
Всего	44	1	5	35	85	162

Таблица 4. Преобладающее простирание блоков, связанных с линеаментами А4 и А5

Блок	СЗ	СВ	С—Ю	В—З	Всего
Северный	7	22	17	9	55
Южный	7	3	3		13
Всего	14	25	20	9	68

Таблица 5. Сейсмичность в блоках

№	Блок	Кол-во землетрясений
1	BG6	9
2	BG7	4
3	BG8	7
4	BM1	2
5	BT1	3
6	BT2	11
7	BT4	2
8	BG4	1

углом. М. Котилья и Д. Кордоба [Cotilla, Cordoba, 2004a] считают, что эта региональная картина деформации обусловлена различными поперечными разломами. Естественно, все они связаны с горизонтальным напряжением в направлении СЗ—ЮВ.

Тектоническая сложность рассматриваемого региона с очевидностью следует из данных табл. 1. Также отмечается общая тенденция к поднятию (табл. 5). Из табл. 3 и 4 следует, что наблюдаются значительные контрасты и латеральные вариации. Таким образом, морфология ЦС, имеющая максимальную ширину 70 км, обусловлена набором нано- и микроблоков, которые довольно узки и в разной

степени подняты относительно ограничивающих бассейнов рек Дуэро и Тахо. Однако морфотектоническое размещение блоков (см. рис. 5, Б) показывает геометрические изменения в современном рельефе. С запада на восток изменения значительны по обе стороны от линеаментов LB17 и LB13. Направление меняется с северо-западного на юг—север. Количество морфотектонических узлов больше в восточной половине региона.

Мы закартировали 96 участков со значительным скольжением блоков и камнепадами: 38 на хр. Гредос, 42 на хр. Гвадаррама, 16 на хр. Альтомира. Все эти площади структурно зависимы. По этой причине мы считаем, что Дж. Бареа и др. [Barea et al., 2002] правы относительно карста, который с перерывами залегает на севере (Сепульведа и Прадена) и на юге (Гвадаликс-де-ла-Сьерра, Вальдепеньяс-де-ла-Сьерра и Алькорто) Центральной структуры. Между анализируемыми карстовыми формами находятся каньоны и овраги.

Вообще говоря, реальные тела, испытавшие напряжение на своих границах, проявляют смещение, вращение и внутреннюю деформацию. Согласно полученным данным, воздействия на ЦС рассматриваются не как результат схождения Иберии и Африки, а как следствие напряжения, возникшего в Пиренейском регионе. Понсульский разлом — это еще одна структура макроблока 6, в которой четко отражено воздействие схождения африканской и иберийской плит. Согласно Р. Диасу и Дж. Кабрало [Dias, Cabral, 1991], Понсульский разлом с глубиной становится круче, образуя в конечном счете крутопадающую структуру. Этот разлом проходит через Эсперский массив Иберийских гор. Следуя за течением р. Понсуль (северный приток р. Тахо) в центрально-восточном районе Португалии, вблизи Каштелу-Бранку (см. рис. 2, А), он тянется на 120 км от Португалии до Испании, выдерживая направление С60°В. Мощность сейсмогенной коры 20 км, с возможными $M_{\max} = 6.75—7.25$ за период от 9 до 30 тыс. лет.

На рис. 3 из работы Дж. Бергамина и др. [Bergamini et al., 1996] различаются 8 разломов по данным карты аномалий Буге. Эти авторы обнаружили разлом на северо-западной окраине ЦС между Куэльяр (примерно 20 км к югу) и Сеговией (около 30 км на север) в направлении СВ—ЮЗ, который в основном совпадает с ориентацией линеамента L7. Они полагают, что разлом на юго-восточной окраине ЦС имеет такое же направление и тянется к северу от Мадрида (примерно в 25 км от него) и Гвадалахары (на расстоянии около 30 км). Это совпадает с южной частью линеамента LB6, где р. Альберче поворачивает на юго-запад к р. Тахо, и с остальными более мелкими разломами Мадридского бассейна. В г. Сигуэнса (к востоку от Гвадалахары) прослежен разлом длиной 30 км в направлении СВ—ЮЗ. Авторы считают, что это продолжение южного разлома ЦС. Оно совпадает с границами блоков BG6 и BG7, другими словами, это линеамент LB21. Все эти разломы являются взбросами, которые были смещены сдвигами.

Есть также два левосторонних разлома простираения С—Ю. Один расположен к западу от Сигуэнсы (примерно 2 км) и к востоку от Гвадалахары (около 40 км). Он совпадает с линеаменами L13 и LB22 вблизи Чильярина-де-Рей (плотина Энтрепеньяс), Саседона и плотины Буэндия. Здесь находится 186-й узел третьего порядка. Другой разлом расположен восточнее Куэльяра, севернее Сеговии. Он смещает северный разлом ЦС и совпадает с изгибом линеаamenta L7 к западу от Сеговии.

Эти авторы также выделили другие правосторонние сдвиги, в том числе систему из трех параллельных разломов в направлении СЗ—ЮВ, от южной части Альмасана до юга Сигуэнсы на северо-востоке исследуемого региона. Два разлома, проходящие непосредственно к северу и к югу от Сигуэнсы, называются соответственно Сомолинос и Дуэро. Обе структуры совпадают с сегментом линеаamenta А6. Разлом Сомолинос смещает северную и западную окраины ЦС. Этот разлом, по-видимому, главный в системе. Его ориентация совпадает с юго-восточным изгибом линеаamenta А5 и северо-западной ориентацией блоков BG4 и BG5. Следовательно, в восточной части ЦС сдвиговая активность значительна и в настоящее время.

Несмотря на некоторые различия, геофизические данные в целом совпадают с морфотектоническими результатами по ЦС в том, что касается деления на блоки, асимметрии и неоднородности. Они также указывают на существование вертикальных и горизонтальных смещений различной магнитуды и направленности.

Сейсмичность связана с восемью блоками (см. табл. 5), расположенными в восточной части исследуемого региона. Самые мощные сейсмические события зарегистрированы в блоках BG8 и BT1. Узел 120 соответствует палеосейсмической зоне в Арганде [Giner et al., 1996]. В общем, 95 % землетрясений происходят в зоне наибольшей тектонической деформации в ЦС, а именно, на линеаemente А5 [Cotilla, Cordoba, 2004a]. Сейсмическая активность почти полностью приповерхностная. Она регистрируется на глубинах менее 5 км; следовательно, глубина сейсмогенного слоя в среднем не более 10 км. Это совпадает с отмеченными магнитудами, которые очень малы ($M_{\text{макс}} = 4.1$), поэтому можно утверждать, что большая часть ЦС стабильна.

Наконец, вслед за другими исследователями мы должны подчеркнуть, что литосферное складкообразование может привести к активной тектонической деформации в Центральной Иберии. Такое складкообразование вызывается горизонтальным напряжением сжатия, которое передается с южной границы плиты ПП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Связанные с землетрясениями физические процессы сложны и переменчивы [Alekseevskaja et al., 1977]. Насколько известно в настоящее время, они меняются не только под воздействием различных геодинамических условий, но и в зависимости от других характеристик тектонической структуры. По этой причине к изучению проблемы привлекаются специалисты из смежных областей, чтобы выявить геофизические особенности, которые могли бы дать непротиворечивое объяснение. В частности, такой подход практикуют М. Котилья и др. [Cotilla, Cordoba, 2004b; Cotilla et al., 2004] и Горшков и др. [Gorshkov et al., 2000]. Полученные нами данные существенно дополняют сейсмические оценки таких внутриплитных зон, как ПП.

Главный результат данного исследования — обнаружение современной тектонической активности в Центральной системе, с поднятиями и наклонами восточной и северо-восточной зон. Морфотектонический анализ ЦС, с использованием систематического подхода Е.Я. Ранцмана [1979], позволил оконтурить наиболее активные единицы. Центральная структура является частью двух активных мезоблоков, проявляющих тенденцию к поднятию. Они расположены в восточной и центральной частях Промежуточного макроблока, который также известен как макроблок А6 и в определенной степени зависит от Иберийского мегаблока. Эти континентальные мезоблоки по-разному взаимодействуют с пограничными литосферными макроблоками (А3 — Третий юго-западный, А5 — Переменный, А7 — Изогнутый). Это позволяет непротиворечиво объяснить сейсмическую активность, обнаруженную в их окрестностях. Эта сейсмичность всегда приурочена к тектоническим линиям (включая их пересечения), через которые передаются напряжения и деформации системы, хотя и не всегда связаны с ними непосредственно.

Картография выявляет террейны (4 макроблока, 4 мезоблока, 35 блоков, 85 микроблоков и 162 наноблоков), морфологические линейные элементы (количество/порядок: 3/2, 4/3, 5/23, 6/48, 7/93 и 8/164) и морфотектонические узлы (количество/порядок: 1/2, 5/3, 35/4, 85/5, 162/6, 324/7 и 816/8). Что касается порядка блоков, то между террейнами и линейными морфологическими элементами существует поперечная дифференциация. Число изолированных морфоструктур существенно увеличивается с запада на восток. Отмечается тесная связь между морфоструктурами и сейсмичностью, подчеркивающая повышенную активность блоков, ограничивающих восточную окраину, а также северную и восточную площади.

Центральная часть полуострова наименее активна в Иберийском мегаблоке. Тем не менее она испытывает сжимающее напряжение в направлении СВ—ЮЗ. Это было установлено при выяснении организации более мелких морфоструктур (от мезо- до наноблока).

Авторы признательны за предоставленный допуск к каталогам землетрясений Национального географического института и картам, фотографиям, отчетам Горного технологического института, Национального географического института и Университета Комплутенсе в Мадриде (факультеты географии и истории; геологический факультет). Наша особая благодарность Хуану Кабралю, Антонио Рибейро, Хуану Баптисте, Армандо Систернасу и Эрве Филипу за плодотворные дискуссии и гипотезы, высказанные во время экспедиций. Наши друзья и коллеги Хема Андрес, Хуан Хосе Даньобейтия, Али Курдиэ, Рубен Линдо, Антониа Лопес, Хулио Мескуа и Хуан Руеда также предоставили много полезных данных. Академик С.В. Гольдин и анонимный рецензент улучшили окончательный вариант рукописи.

Данное исследование было выполнено на отделении геофизики и метеорологии факультета физических наук Университета Комплутенсе в Мадриде. Финансовая поддержка была оказана частично Мадридским обществом (грант для докторов наук на 2001—2004 гг.).

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И.П., Ранцман Е.Я. Морфоструктуры горных стран и их сейсмичность // Геоморфология, 1973, № 1, с. 3—13.

Думитрашку Н.В., Лилиенберг Д.А. Геоморфологические методы в сейсмоструктурных исследованиях. М., Наука, 1954, 152 с. (Геофизические труды АН СССР),

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Эстония, Госгеолтехиздат, 1962, 392 с.

Ранцман И.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М., Наука, 1979, 170 с.

Alekseevskaya M., Gabrielov A., Gelfand I., Gvishiani A., Rantsman E. Formal morphostructural zoning of mountain territories // J. Geophys., 1977, v. 43, p. 227—233.

Ardison J., Mezcua J., Socias I. Mapa aeromagnetico de Espana Peninsular, escala 1:1 000 000. Madrid. Institute Geografico Nacional, 1989.

Babin R., Bergamin J.F., Fernandez-Rodriguez C., Gonzalez Casado J.M., Heernandez Henrile J., Rivas A., Tejero R., De Vicente G. Modelisation gravimetrique de la structure alpine de Systeme Central Espagnol (Secteur NE) // Bull. Soc. Geo. France, 1993, v. 3, p. 385—393 (in French).

Banda E., Surinach E., Aparicio A., Sierra J., Ruiz De La Parte E. Crust and upper mantle structure of the Central Iberian Meseta (Spain) // Geophys. J. R. Astr. Soc., 1981, v. 67, p. 779—789 (in Spanish).

Barea J., Lopez Martinez J., Duran J.J. Condicionantes estructurales para el desarrollo del karst en los alrededores del Sistema Central Espanol // Geogaceta, 2002, v. 31, p. 43—45 (in Spanish).

Bergamin J.F., De Vicente G., Tejero R., Sanchez Serrano F., Gomez D., Munoz Martin A., Perucha M.A. Cuantificacion del desplazamiento dextroso alpino en la Cordillera Iberica a partir de datos gravimetricos // Geogaceta, 1996, v. 20(4), p. 917—920 (in Spanish).

Bonnet S., Guillochean F., Brun J.P., Van Der Drissche J. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic—Paleozoic Basement. The Armorican Massif, NW France // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, p. 19273—19288.

Burov E.B., Lobkovsky L.I., Cloetingh S., Nikishin A.M. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part II): constraints from gravimetry and topography // Tectonophysics, 1993, v. 226, p. 73—88.

Cadavid S. Avance del mapa de isopacas de una Corteza Normal para la Peninsula Iberica y principales accidentes de alcance cortical // Boletin Geologico y Minero, 1977a, v. 88(6), p. 561—566 (in Spanish).

Cadavid S. Mapa estructural del techo del basamento del borde Meridional de la Sierra de Guadarrama // Boletin Geologico y Minero, 1977b, v. 88(6), p. 494—496 (in Spanish).

Cadavid S., Hernandez M.E. Estudio magnetometrico del basamento de la hoja 583 Arganda // Estud. Geol., 1967, v. 23, p. 263—274 (in Spanish).

Cadavid S., Corral A., Portero J.M. Investigation estructural y geofisica en la region de Sepulveda (Segovia) // Boletin de la Real Sociedad Espanola de Historia Natural, 1971, v. 69, p. 145—173 (in Spanish).

Capote R., De Vicente G., Gonzalez Casado J.M. Evolution de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Espanol // Geogaceta, 1990, v. 7, p. 20—22 (in Spanish).

Cotilla M.O., Cordoba D. Morphotectonics of Iberian Peninsula // Pure Appl. Geophys., 2004a, v. 161(4), p. 755—815.

Cotilla M.O., Cordoba D. Present geomorphological characteristics of Alboran Islet and surroundings, Spain: a diagnosis // Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2004b, v. 27, p. 3—19.

Cotilla M.O., Cordoba D., Herraiz M. Main morphotectonic characteristics of Asturias, Spain // Geophys. J. Int., 2005, v. 44, № 1, p. 65—101.

De Vicente G., Gonzalez Casado J.M., Calvo J.P., Munoz Martin A., Giner J., Rodriguez Pascua M. Evolution y estructuras alpinas en la zona del Centro Peninsular // Cuaderno Lab. Geologico de Lage, Corufia, 1994, v. 19, p. 175—190 (in Spanish).

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 101, p. 425—478.

Dewey J.F., Helman M.L., Uuco E., Hutton D., Knott S.D. Kinematics of the Western Mediterranean // *Alpine Tectonics* / Eds. M.P. Coward, D. Dietrich, R.G. Park. London, Spec. Publ. Geol. Soc., 1989, v. 45, p. 265—283.

Dias R.P., Cabral J. Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul River Fault (Central Portugal) // *Seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region* (Monografia, Num. 80. Institute Geografico Nacional Spain, 1991, p. 269—282.

Doblas M., Oyarzun R., Sopena A., Lopez-Ruiz J., Capote R., Hernandez Enrile J.L., Hoyos M.O., Lunar R., Sanchez Moya Y. Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of Central System // *Geodynamica Acta*, 1994, v. 7(1), p. 1—14.

Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V. Geodynamic of Eurasia: plate tectonics and block tectonics // *Geotectonics*, 2004, v. 38(1), p. 1—16.

Giner J.L., De Vicente G., Perez Gonzaiez A., Sanchez Cabanero J.G., Pinilla L. Crisis Cuaternarias en la Cuenca de Madrid // *Geogaceta*, 1996, v. 20(4), p. 842—845 (in Spanish).

Golke M., Coblentz D. Origins of the European regional stress field // *Tectonophysics*, 1996, v. 266, p. 1—24.

Gonzalez E.G., Cotilla M.O., Canete C.C., Diaz J.L., Carral R., Arteaga F. Estudio morfoestructural de Cuba // *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 2003, v. 26, p. 46—69 (in Spanish).

Gorshkov A.I., Kuznetsov I.V., Panza G.F., Soloviev A.A. Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria // *Pure Appl. Geophys.*, 2000, v. 157, p. 79—95.

Gutierrez Nevado D.J. Analisis morfoestructural de los bloques basales del sector centro-oriental de la Cordillera Central entre Gallegos y Sigueruelo (Segovia) // *Anales de Geografia de la Universidad Complutense*, 1998, v. 18, p. 161—176 (in Spanish).

Gvishiani A., Gorshkov A., Kosobokov V., Cisternas A., Philip H., Weber C. Identification of seismically dangerous zones in the Pyrenees // *Ann. Geophys.*, 1987, № 06B, p. 681—690.

Herraiz M., De Vicente G., Lindo R., Giner J., Simon J.L., Gomez-Casado J.M., Vadillo O., Rodriguez-Pascuas M., Cicuendez J.L., Casas A., Cabanas L., Rincon P., Cortes M., Ramirez M., Lucini M. The Recent (Upper Miocene to Quaternary) and Present tectonic stress distribution in the Iberian Peninsula // *Tectonics*, 2000, v. 19(4), p. 762—786.

ILIHADS Group. A deep seismic investigation on lithospheric heterogeneity and anisotropy in Iberia // *Tectonophysics*, 1993, v. 221, p. 35—51.

Instituto Geografico Nacional. Seismotectonic map of the Iberian Peninsula, Baleares and Canarias, scale 1:1 000 000. Madrid, Tech. Publ. 26., 1992.

Instituto Tecnologico y Geominero de Espana, Quaternary map of Spain, scale 1:1 000 000. Madrid, 1989.

Instituto de Protection et de Surete Nucleaire. Seismotectonique de la France Metropolitane // *Mem. Soc. Geol. France*, 1993, v. 164(1), p. 76 (in French).

Jimenez M.-J., Garcia-Fernandez M., G.S.H.A.P. Ibero-Maghreb Working Group. Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region // *Ann. Geophys.*, 1999, v. 42(6), p. 1057—1065.

Julivert M. Estructura del Macizo Iberico, Tomo I / Ed. J.F. Comba. Universidad de Oviedo. 1983, p. 339—504 (in Spanish).

Lopez Arroyo A., Payo G. Crustal structure of the Spanish Central Plateau // *XIX Eur. Seism. Congress of Copenhagen*. Copenhagen, 1966, p. 76—86.

Martin A.J. Riesgo sismico en la Peninsula Iberica: Tesis doctoral, Institute Geografico Nacional, II tomos. Madrid, 1984, 213 p. (in Spanish).

Mendes-Victor L.A., Hirn A., Veinante J.L. A seismic section across the Tagus Valley, Portugal: possible evolution of the crust // *Ann. Geophys.*, 1980, v. 36, p. 469—476.

Mendes-Victor L.A., Miranda J.M., Matias L. Crustal structure of Western Iberia from geophysical studies // *Monografia*, 10 / Eds. J. Mezcua, E. Carreno. Madrid, Institute Geografico Nacional, 1993, p. 179—196.

McKenzie D.P., Jackson J. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone // *Earth Planet. Sci.Lett.*, 1983, v. 65, p. 182—202.

Moreira V.S. Seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Morocco, Selvagens and Azores Islands // *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region*. Monografia Num. 8. Madrid, Institute Geografico Nacional of Spain, 1991, p. 213—225.

Payo G. Crustal phases across the Iberian Peninsula region // *Ann. Geophys.*, 1964, v. 17, p. 523—543.

Payo G. Structure of the crust and upper mantle in the Iberian Shield by means of a long period triangular array // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1970, v. 20, p. 493—508.

Payo G. Estudios de los residuos y de las amplitudes de la onda P en algunas estaciones sismológicas Ibericas // *Rev. Geofis.*, 1971, v. 31, p. 45—82 (in Spanish).

Payo G. Crust mantle velocities in the Iberian Peninsula and tectonic implications of the seismicity in the area // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, v. 30, p. 85—99.

Payo G., Ruiz de la Parte E. Dispersion of surface waves in the Iberian Peninsula and the adjacent Atlantic and Mediterranean Areas // *Geofis. Intern.*, 1974, v. 14, p. 89—102.

Payo G., Ruiz de la Parte E. El primer perfil sísmico de la meseta // *Bol. Geol. y Minero*, 1976, v. 86—88, p. 543—551 (in Spanish).

Perez Agudo E. Interpretación de ondas P y S en la Meseta Iberica: Trabajo de Fin de Carrera, Dpto. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 1995, 88 p. (in Spanish).

Portero J.M., Aznar J.M. Evolution morfoestructural y sedimentación Terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo) // I Congreso Esp. Geol., 1984, v. 3, p. 253—263 (in Spanish).

Pulgar J.A., Gallart J., Fernández-Viejo G., Pérez-Estaun A., Álvarez-Marrón J., ESCIN Group. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN Reflection and refraction data // *Tectonophysics*, 1996, v. 264, p. 1—19.

Rey Moral C., Gómez Ortiz D., Tejero López R. Geometría del Moho en el Centro Peninsular obtenida a partir de datos gravimétricos // *Bol. Geol. y Minero*, 2003, v. 114(1), p. 41—56 (in Spanish).

Ribeiro A., Cabral J., Baptista R., Matias L. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic Region, West Iberia // *Tectonics*, 1996, v. 15, № 2, p. 641—659.

Rosales Calvo F., Carbo Gorosabel A., Cavidad Camina S. Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales // *Bol. Geol. y Minero*, 1977, v. 88(6), p. 567—573 (in Spanish).

Surinach E., Vegas R. Crustal structure in Central Spain // *European Geotransverse Workshop*, 1988, p. 187—197.

Tejero R., Perucha M.A., Rivas A., Bergamín J.F. Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central // *Geogaceta*, 1996, v. 20(4), p. 947—950 (in Spanish).

Udías A., Muñoz D. The Andalusian Earthquake of 25 December 1884 // *Tectonophysics*, 1979, v. 53, p. 291—299.

Udías A., Buforn E. Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes // *Pure Appl. Geophys.*, 1991, v. 136, p. 433—448.

Udías A., López-Arroyo A., Mezcua J. Seismotectonic of the Azores-Alboran region // *Tectonophysics*, 1976, v. 31, p. 259—289.

Van der Pluim B.A., Craddock J.P., Graham B.R., Harris J.H. Paleostress in cratonic North America: implications for deformation of continental interiors // *Science*, 1997, v. 277, p. 794—796.

Vegas R., Vázquez J.T., Surinach E., Marcos A. Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System // *Tectonophysics*, 1990, v. 184, p. 367—378.

Vegas R., Medialdea J., Surinach E., Vázquez J.T. La deformación intraplaca del centro de España y la interpretación de los perfiles profundos de sísmica de reflexión en las Cordilleras Béticas // *Geogaceta*, 1994, v. 15, p. 124—126 (in Spanish).

Ziegler P.A., Bertotti G., Cloetingh S. Dynamic processes controlling foreland development. The role of mechanical (de)coupling of wedges and forelands // *E.G.S. Spec. Publ.*, 2002, v. 1, p. 29—91.

Zoback M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, p. 11703—11728.

Zoback M.L., Burke K. World Stress Map. (EOS, Amer. Geophys. Union, Washington D.C., 1993).