

¿EXISTE UNA RELACIÓN ENTRE SISMICIDAD, FALLAS, GRIETAS Y ROTURAS DE MUROS EN LA ALHAMBRA?

ARE SEISMICITY, FAULTS, FENCE-CRACKS AND WALL-COLLAPSES IN THE ALHAMBRA RELATED?

Azañón, J. M. ¹, Azor, A. ¹, Martín-Rosales, W. ¹, de Justo Alpañes, J.L. ² Torcal, F. ³ and Espinar, M. ⁴

⁽¹⁾ Dpto. Geodinámica. Univ. Granada (Spain)

⁽²⁾ Dpto. de Medios Continuos. E.T.S. de Arquitectura. Univ. de Sevilla

⁽³⁾ Inst. Andaluz de Geofísica. Univ. Granada, Dpto. Ciencias Ambientales. Univ. Pablo de Olavide, Sevilla

⁽⁴⁾ Dpto. Historia Medieval- Inst. Andaluz de Geofísica. Univ. Granada (Spain)

SUMMARY: *The Alhambra is built on a conglomeratic formation, known as the Alhambra Formation, whose age is Pliocene to Lower Pleistocene and has a visible thickness of 200 metres. The western part of the San Pedro escarpment corresponds to a fault-scarp with some retreat; the fault-plane outcrops in the innermost part of the escarpment, showing a normal-fault displacement of about 3.5 metres and NW-SE strike with NE steep dip. This fault is the most important one of a set that outcrops along the northern hillslope of the Alhambra. In some cases, the activity of these faults seems to be very recent and maybe related to earthquakes. The seismic risk associated with these faults (and maybe some not-outcropping ones) can be taken to be moderate, as some historical damages have been reported concerning the Alhambra walls and the Arabic fence. In this respect, the most important earthquake affecting the Alhambra and neighbouring areas occurred in 1431, being responsible for the partial collapse of the Arabic fence. Moreover, the Christian fence, built in 1526, has numerous cracks geometrically related to fault planes outcropping in the Alhambra Formation, i.e. faults and cracks are continuous and have similar strike and dip. We hypothesize that these cracks are due to post-1526 small displacements along the faults, occurred during recent earthquakes in the region. These faults constitute mechanical discontinuities which is a supplementary risk, because they contribute to reduce the stability of the entire rock massif. Moreover, the fault zones are preferential pathways for water circulation, i.e. they suffer an increment of water erosion as compared to neighbouring areas. In this way, numerous cracks and collapses in the Alhambra walls appear mostly concentrated and aligned in a NW-SE strike with fence-cracks and faults.*

Introducción

La ciudad de Granada está emplazada al borde de una zona plana rodeada de montañas, que se conoce geográficamente con el nombre de Depresión de Granada. Desde un punto de vista geológico, esta depresión se conoce como Cuenca de Granada y corresponde a un área que se rellena de sedimentos al tiempo que se levantan los relieves circundantes de las sierras Nevada, Arana, Parapanda, Gorda, Tejada y Almirajara. El relleno comienza en condiciones marinas hace unos 10 Ma, pasa a condiciones continentales hace unos 5-6 Ma y termina aproximadamente hace tan sólo 0.5 Ma. Posteriormente, toda la región ha debido sufrir levantamiento hasta la altitud actual, al tiempo que se ha ido instalando sobre ella la red de drenaje actual, tributaria en su totalidad del río Guadalquivir. El sustrato de la Cuenca de Granada son materiales metamórficos (esquistos, filitas, mármoles) de edad paleozoica a triásica y sedimentarios (calizas, dolomías, margas) de edad Triásica-cretácica. El relleno tiene espesores máximos de 1500 metros (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 2001). Los materiales más antiguos son conglomerados, calcarenitas y margas, depositados en condiciones marinas, cuya edad es Tortonense inferior (≈ 10 Ma) (Rodríguez Fernández et al., 1989) la paleogeografía de la Cuenca de Granada debía ser en ese periodo muy distinta de la actual, sin los relieves que la circundan y conectada con el mar. El relleno de la cuenca continuó efectuándose en condiciones marinas hasta el Tortonense superior (≈ 8 Ma) (Rodríguez Fernández et al., 1989).

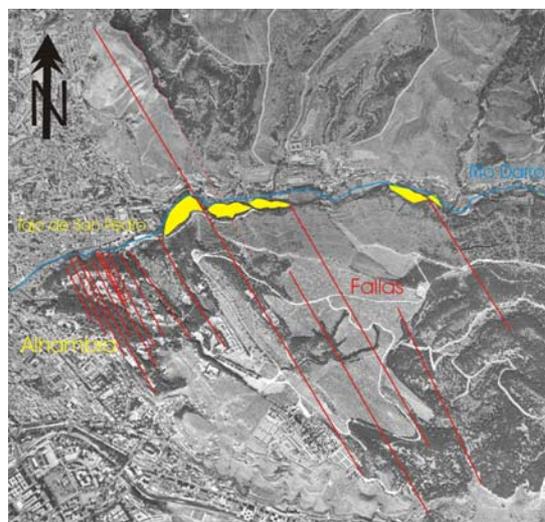


Figura 1: Foto aérea del recinto de la Alhambra y las zonas próximas en la que se han representado las principales fallas (líneas rojas) y los depósitos de la llanura de inundación del Darro (amarillo).

Posteriormente, en el Messiniense (5-6 Ma), se retira el mar y comienza el relleno en condiciones continentales y con una paleogeografía más parecida a la actual, en la que la Cuenca de Granada debía de estar ya individualizada. Este relleno continental consiste en conglomerados, lutitas, areniscas y calizas, que se depositan por la acción de ríos

que drenarían las sierras circundantes y que conectarían con medios lacustres situados en la parte central de la cuenca.

Las fallas en la depresión de Granada

El relleno de la cuenca de Granada ha sido en buena parte sincrónico de la actividad de fallas localizadas en su borde fundamentalmente y que han controlado el depósito. Estas fallas son de carácter normal, dominando las de dirección NW-SE, con buzamientos hacia SW y hundimiento de los bloques situados al SW. Al final del proceso de relleno de la cuenca, las fallas han producido el levantamiento de las formaciones sedimentarias depositadas al principio del proceso de relleno, es decir, los depósitos marinos tortonienses se observan en relieves emergidos, situados principalmente en los bordes de la cuenca. Las relaciones entre las distintas formaciones de relleno de la cuenca son de discordancia en los bordes y paraconformidad hacia el centro; no obstante, en muchas localidades las relaciones que se observan actualmente son tectónicas (fallas normales).

El relieve actual en el borde de la Depresión de Granada, además de estar condicionado por la acción erosiva de los ríos (Genil, Darro, Monachil, etc.), es una consecuencia de la actividad de una serie de fallas. Estas fallas dan lugar a cambios bruscos en el relieve. Así, el límite entre el sustrato de la cuenca y el relleno consiste siempre en fallas normales con buzamiento hacia el interior de la Depresión, que se reconocen en el campo por la presencia de espejos de falla, muchas veces con estriaciones, de dimensiones métricas a hectométricas (por ejemplo, la Falla de Nigüelas); el bloque de muro de estas fallas es a su vez el bloque levantado, estando constituido siempre por materiales del sustrato de la cuenca con un relieve muy escarpado y con una red de drenaje fuertemente encajada. Además de estas fallas, se detectan varios escalones o saltos topográficos entre los materiales del borde de la Depresión y la zona plana que ocupa la vega de Granada, los cuales podrían representar escarpes de falla más o menos degradados por la erosión al estar situados sobre rocas blandas. Estos escarpes siguen direcciones predominantes NW-SE, en perfecta concordancia con la mayor parte de las fallas que se cartografiaban en el borde de la Depresión. Como veremos después, el escalón topográfico entre el Llano de la Perdiz y la colina de la Alhambra seguramente está relacionado con una de estas fallas, que se prolonga en el escalón existente entre el Cerro de San Miguel y el barrio del Albaicín.

La actividad sísmica en la Depresión de Granada es alta, con un gran número de terremotos, pero todos ellos de magnitud moderada o baja ($M_b \leq 5.5$) (De Miguel et al., 1989). En tiempos históricos ha habido terremotos importantes con cuantiosos daños materiales (Tercedor, 1951), pero de magnitud difícilmente evaluable. La sismicidad tiene su origen a profundidades comprendidas por lo general entre 5 y 17 km (Serrano et al., 2002) y los mecanismos focales indican un estado actual de esfuerzos tensional con una dirección de extensión NE-SW. Esta dirección de extensión actual, junto a determinaciones de paleoesfuerzos en materiales tortonienses y más recientes, son perfectamente compatibles con la existencia de fallas normales de direcciones predominantes NW-SE, que indican la misma dirección de extensión (Galindo-Zaldívar et al., 1999).

Las fallas en el recinto de la Alhambra

En la ladera norte de la colina de la Alhambra desde el Tajo de San Pedro hasta la Fuente del Avellano se reconocen un buen número de fallas normales de dirección N130-N150 y fuerte buzamiento (65-75°), tanto hacia el SW (dominante) como el NE (subordinado); en todos los casos las estrías se orientan según la línea de máxima pendiente del plano de falla, por lo que no cabe atribuir ningún salto lateral a estas fallas. Los saltos de estas fallas están comprendidos entre algunos centímetros y la decena de metros. En el Tajo de San Pedro, existe una falla de esta familia coincidiendo con la arista del diedro, la cual tiene un salto mínimo de unos 3.5 m y es aproximadamente paralela al lado occidental del tajo (orientado aproximadamente N150°E); de hecho, este lado del tajo corresponde en nuestra opinión al escarpe de falla con un cierto retroceso debido a desprendimientos y otros procesos activos sobre la ladera. Estas fallas desarrollan una zona de falla en la que los cantos del conglomerado se reorientan hasta paralelizarse con la dirección de la falla. La matriz del conglomerado también se reorienta, observándose planos paralelos a las paredes de la zona de falla. Se reconocen también estriaciones, siempre según el buzamiento de los planos de falla. Además, en las zonas de falla y sus proximidades se observan cantos rotos por diaclasas de extensión; estas diaclasas tienen una orientación perfectamente compatible con la situación de esfuerzos que generó las fallas normales, por lo que las interpretamos como estructuras singenéticas. Raramente, se observan también cantos rotos y desplazados por las fallas, lo que se interpreta como un indicio de funcionamiento cosísmico, es decir, caracterizado por largos periodos sin movimiento (asísmicos) y cortos periodos (casi instantáneos) de movimiento en relación con terremotos. La estratificación en los conglomerados aparece en ocasiones rotada en el bloque de techo de las fallas; esta rotación es siempre contraria a la dirección de buzamiento de las fallas. En ocasiones, se reconocen pliegues de arrastre en relación con las fallas.

La actividad de estas fallas es posterior al depósito de la Formación Alhambra, es decir, posterior al Pleistoceno inferior si tomamos el rango de edades más jóvenes propuestas. En cualquier caso, es razonable atribuir a estas fallas una actividad cuaternaria o incluso actual, ya que no aparecen fosilizadas por ningún depósito. Su funcionamiento, como ya se ha dicho, ha podido ser cosísmico, de modo que las fallas acumularían desplazamientos importantes como consecuencia de terremotos repetidos a lo largo del tiempo. En nuestra opinión, las fallas más importantes de este sistema, aparte de la del Tajo de San Pedro, estarían situadas sobre los escalones topográficos que se observan en toda esta zona de borde de la Depresión de Granada; así por ejemplo, una de estas fallas debe situarse transversal al Darro, separando el Cerro de San Miguel del Albaicín al norte del río, y el Llano de la Perdiz de la colina de la Alhambra al sur del río. El posible origen tectónico de estos escalones topográficos, indicaría un origen muy reciente, ya que los procesos erosivos aún no habrían tenido tiempo de modelar el relieve generado en relación con las fallas. Es más, algunas de estas fallas podrían ser activas y estar relacionada con la sismicidad actual que se detecta en toda esta región.

Grietas en el recinto de la Alhambra. Su relación con la actividad sísmica

El entorno de la Alhambra es un área estratégica para detectar la posible actividad cosísmica de las fallas que afectan a la formación Alhambra en los últimos siete siglos. Con esa idea, se han cartografiado las grietas más importantes de las murallas de la cara Norte del monumento

y las de la cerca que acota su entorno. La cerca actual (cerca cristiana) fue levantada, en el entorno del Tajo de San Pedro, hacia 1560 ya que la anterior (cerca árabe) fue completamente destruida por causas diversas, entre las que no podemos descartar los terremotos. En este sentido el cronista Alvar García de Santa María describe los siguientes acontecimientos, en el capítulo XXI de su Crónica: *“En este tiempo tremió la tierra en el Real é mas en la cibdad de Granada, é mucho más en el Alhambra, donde derribó algunos pedazos de la cerca della”* (Galbis Rodríguez, 1932). Así mismo, Fernán Pérez de Guzman, cronista del rey castellano Juan II, se refiere al mismo terremoto con las siguientes palabras: *“En este tiempo tremió mucho la tierra en el real (que estaba situado al pie de la Sierra Elvira) e más en la ciudad de Granada, e mucho más en el Alhambra, donde derribó algunos pedazos de la cerca della”* (García de Santa María, 1891).



Figura 2: Rotación de un nivel de paleosuelo producida por una falla. Obsérvese que la cerca por encima de la falla está rota.

Es precisamente en la cerca en la que se han detectado los rasgos más interesantes, ya que ésta aparece agrietada o completamente rota en bastantes sectores. En estos sectores, los desperfectos de la cerca tienen una continuidad geométrica con los planos de falla aflorantes en el sustrato de la misma. En algunos casos la rotura de la cerca presenta el mismo buzamiento que la falla que aflora debajo. En otros, la cerca está reparada parcialmente pero aún puede apreciarse la superficie de rotura antigua y ésta coincide con la inclinación de las fallas.

En la muralla también se han detectado grietas, algunas de las cuales están abiertas y evidencian desplazamientos relativos concordantes con los deducidos para las fallas. Si se alinean las grietas detectadas en la cerca con las de la muralla, la dirección resultante es paralela a la de las fallas (N140°E), coincidiendo además con la posición de algunas de las aflorantes en la ladera N.

Lo anteriormente expuesto pone de manifiesto que las fallas que afloran en el entorno de la Alhambra han podido tener una actividad muy reciente, refiriéndonos al S. XV y etapas posteriores, son las directas responsables de las grietas observadas. La afección de la cerca indica que esta actividad se hace más patente a partir de 1560, pudiendo llegar a la actualidad. Los desplazamientos relativos observados en la cerca y la muralla son normalmente del orden de algunos milímetros y más excepcionalmente centimétricos. Es posible que estos desplazamientos sean una consecuencia de la actividad de algún terremoto o de alguna serie sísmica que incluyera algún terremoto de cierta intensidad. Bien sea porque estas fallas se produjeron de forma simultánea a la ocurrencia de esta actividad sísmica, o bien sea porque se tratara de fallas ya constituidas en un momento anterior y que como consecuencia de la actividad sísmica se produjera su movimiento. En realidad no disponemos actualmente de criterios suficientes para conocer con plena certeza qué es lo que realmente ocurrió. Por una parte, es común que en ciertas regiones la sismicidad se desarrolle en forma de series sísmicas, que son un conjunto de terremotos que tienen una génesis espacial y temporal semejante y que de forma inherente entre ellos existe una correlación (Torcal *et al.*, 1996, Torcal *et al.*, 1999). En forma de series sísmicas se produce la liberación de una parte de la energía sísmica en el sureste de la Península Ibérica. Una vez que una zona sismotectónica se ha activado, se produce en ella un estado de acumulación de esfuerzos y la consiguiente deformación de los materiales. Si la intensidad y duración de los esfuerzos sobrepasa el límite de rotura del material afectado, llega un momento en el que éste se rompe, se produce un movimiento relativo entre los bloques de la falla y se produce la liberación de una cierta cantidad de energía, la mayor parte de la cual lo hace en forma de energía sísmica y otra cantidad mucho menor en forma de energía calórica (Torcal, 1998). Esta energía sísmica liberada se ha denominado paquete de energía (Torcal, 1998), y puede ser la energía liberada en forma de un terremoto o como es más común en las series sísmicas, como la ocurrencia de varios terremotos más pequeños. Se ha comprobado que las series sísmicas suelen incluir varios paquetes de energía, y que en las series tectónicas del sureste español es común que el primer paquete de energía sea ligeramente superior a los que le siguen. Esto pudiera indicar que en un primer momento se debe acumular mayor cantidad de energía hasta producir la rotura del terreno, la falla, y una vez que ésta se ha formado, hace falta un nivel menor de energía para que se muevan los bloques de la falla (Torcal, 1998). En consecuencia, es muy probable que las fallas observadas en el entorno de la Alhambra, una vez formadas, se hayan movido favorecidas por la abundante sismicidad de la zona en la que se encuentra la Alhambra. En el catálogo del Instituto Geográfico Nacional se recogen 13 terremotos, entre 1526 y 2000, de una intensidad superior a VI a los que se les asigna un epicentro en Granada capital. Los más intensos de la etapa cristiana se produjeron en 1522, 1526, 1778 y 1897. Un estudio de la evolución histórica de la cerca en los alrededores del Tajo de San Pedro (Rodríguez-Ortiz, 1998) refleja que se desprendió una importante parte de la misma entre 1760 y 1840. La parte rota estaría limitada estaría acotada por la arista del diedro del Tajo de San Pedro, en donde se encuentra la falla más importante de las

encontradas en el recinto de la Alhambra , y la mitad del cantil oriental del Tajo. En este último punto de la cerca, aún hoy día se puede reconocer la rotura, siendo ésta la continuación del plano de una falla normal que hunde el bloque occidental. Por tanto, si el origen de la rotura, como actualmente parece, está ligada a movimientos cosísmicos de las fallas habría que buscar un terremoto coetáneo cuya intensidad justificase este tipo de daños. La serie sísmica de los días 13 y 14 de Noviembre de 1778, a la que se le atribuye una intensidad de VII (López-Casado et al., 2001), pudo ser la causante de la rotura del paño oriental de la cerca en el Tajo de San Pedro.

Sin embargo, esta no es la única posibilidad para explicar movimientos milimétricos asociados a planos de falla preexistentes. Estos planos son superficies de debilidad mecánica que pueden concentrar pequeños desplazamientos ante sacudidas sísmicas de cierta magnitud producidas por otras fallas del mismo sistema (Torcal, 1998). En una zona de alta sismicidad, como es la depresión de Granada, son muchas las fallas de la misma orientación y régimen que pueden haber provocado terremotos importantes en los últimos cinco siglos. En este sentido pueden destacarse los terremotos de 1884, 1911, 1954, 1956 y 1984. Este último, cuyo epicentro se situó a una distancia de 40 Km del más destructivo de todos (el de 1884 en Arenas del Rey), fue registrado por diferentes sismógrafos lo que ha posibilitado calcular su mecanismo focal (Morales et al., 1996). El mecanismo focal de un terremoto permite deducir la dirección y régimen de la falla que lo genera. El terremoto de 1984 fue generado por una falla de la misma orientación y régimen que las aflorantes en el entorno de la Alhambra.

Por otra parte, las fallas, al igual que cualquier discontinuidad mecánica, también pueden jugar un papel fundamental como conductos preferentes para la circulación de agua. Esto puede producir erosión por lavado y arrastre de la fracción fina del conglomerado en la zona de falla lo que provocaría la disgregación del mismo constituyendo torrentes que canalizan la escorrentía superficial. En el bosque de la Alhambra, en algunas de las zonas de falla se identifican pequeños barrancos que tienen este origen. Aunque la cerca haya sido agrietada levemente en un primer momento, este factor puede intensificar el deterioro de la misma por descalce. El flujo de derrubios situado frente al puente de "Las Chirimias" está limitado por dos fallas. Estas fallas actuaron como factores condicionantes de este proceso de ladera, al concentrar la circulación preferente de agua a través de ellas.



Figura 3: Fallas aflorantes en la ladera N de la Alhambra. Obsérvese como dichas fallas se pueden prolongar hasta roturas de la cerca

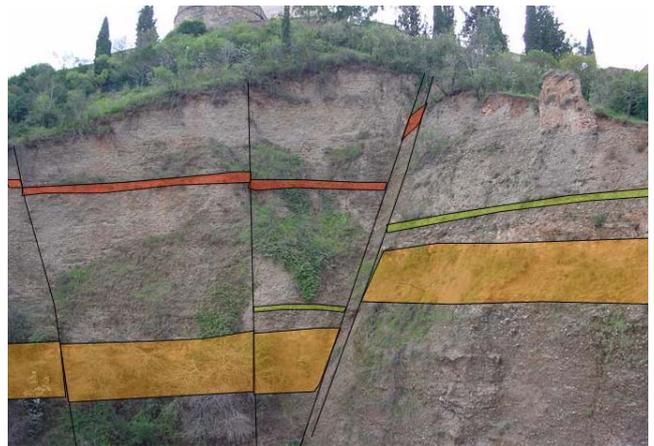


Figura 4: Interpretación del Tajo de San Pedro. Rojo: Paleosuelo; Verde: Tramo arenoso-limoso; Amarillo: Tramo de conglomerados más cohesivos.

Conclusiones

La principal conclusión de este trabajo es el hallazgo de numerosas fallas cosísmicas que afloran en el bosque de la Alhambra y cuya actividad es posterior a 800.000 años ya que ésta es la edad que se le atribuye a la parte superior de la Formación Alhambra, a la cual afectan. Sin embargo, su actividad parece haberse extendido hasta los últimos cinco siglos ya que afectan a la cerca y murallas del monumento. Los pequeños desplazamientos producidos por estas fallas pueden haberse debido a: 1) terremotos de magnitudes moderadas generados por ellas mismas. 2) movimientos ocasionados por terremotos de gran magnitud generados por otras fallas del mismo sistema. Ambos supuestos son posibles ya que la orientación y régimen de las fallas de la Alhambra es coincidente con la directriz regional de mayor actividad sísmica en la depresión de Granada.

El riesgo sísmico ligado a estas fallas debe ser moderado, como prueba el hecho de que existan daños históricos, reseñados en diversos documentos, en el recinto de la Alhambra. Debe tenerse en consideración que la Alhambra, ubicada sobre una formación rocosa escasamente cementada, atenuaría el efecto local de la amplificación de las ondas sísmicas respecto al producido en los suelos ubicados en el centro de la depresión de Granada. Por último, no debe ignorarse el efecto de estas fallas como discontinuidades mecánicas que pueden reducir la estabilidad del macizo rocoso produciendo daños en las construcciones ubicadas sobre él. Por otra parte, estas fallas son conductos preferenciales para la circulación de agua, incrementando el efecto de la erosión hídrica a lo largo de ellas. Un ejemplo de este efecto es el flujo de derrubios situado frente al puente de "Las Chirimias" limitado lateralmente por dos fallas, que probablemente han actuado como factor condicionante del mismo.



Figura 5: Canto roto y desplazado entre dos planos de falla.

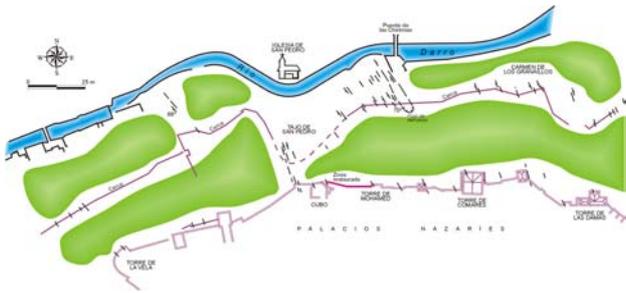


Figura 6: Esquema del recinto de la Alhambra mostrando la posición y orientación de las principales grietas en la cerca, la muralla y las fallas en la ladera (trazos negros).

Por tanto, concluimos que las fallas detectadas en el recinto de la Alhambra han jugado un papel más importante del que hasta ahora se les había atribuido, especialmente en el deterioro de la cerca. Sin embargo, consideramos que el recinto de la Alhambra, por su ubicación, está sometido a un riesgo moderado en relación con la sismicidad actual y con los procesos geomorfológicos activos en la ladera del bosque de San Pedro.

Agradecimientos

El presente estudio ha sido cofinanciado por el Patronato de la Alhambra y el Generalife, así como con el proyecto REN2001-3378/RIES de I+D+I del MCYT, parcialmente financiado con fondos FEDER de la UE.

Referencias

- E. AGUIRRE, "Una prueba paleomastológica de la edad cuaternaria de los Conglomerados de la Alhambra (Granada)", *Estudios Geológicos*, 13 (1957), 135-140.
- F.J. AYALA CARCEDO; J.M. RODRÍGUEZ ORTIZ; C. PRIETO ALCOLEA; J.J. DURÁN VALSERO; J.L. LAMAS ROMERO y J. RUBIO AMO, Mapa predictor de riesgos por inundaciones en núcleos urbanos de Andalucía y Extremadura. Madrid, IGME, 1986.
- A. CASTILLO, Estudio hidroquímico del acuífero de la Vega de Granada. Granada, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada-IGME, 1986.
- F. DE MIGUEL; F. VIDAL; G. ALGUACIL y J.M. GUIRAO, "Spatial and energetic trends of the microearthquakes activity in the Central Betics", *Geodinamica Acta*, 3 (1989), 87-94.
- J. GALINDO-ZALDÍVAR; A. JABALOY; I. SERRANO; J. MORALES; F. GONZÁLEZ-LODEIRO y F. TORCAL, "Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): example of a late Miocene - present-day extensional basin in a convergent plate boundary", *Tectonics*, 18 (1999), 686-702.
- J. GALBIS RODRÍGUEZ, "Catálogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N". Tomo I: pág. 21, Imprenta de Ramona Velasco; Madrid, (1932).
- A. GARCÍA DE SANTA MARÍA, "Crónica de Alvar García de Santa María". Capítulo XXI, pág. 500, (1891).
- N. GÜNSTER y A. SKOWRONEK, "Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic changes during the Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean", *Quaternary International*, 78 (2001), 17-32.
- C. LÓPEZ-CASADO; J.A. PELÁEZ MONTILLA y J. HENARES ROMERO, J., "Sismicidad en la Cuenca de Granada", En: *La cuenca de Granada: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes*, C. Sanz de Galdeano; J.A. Peláez Montilla y A.C. López Garrido (Eds.) (2001), 148-157.
- J.M. MARTÍN, "Geología e historia del oro de Granada", *Boletín Geológico y Minero*, 111 (2000), 47-60.
- J.M. MARTÍN y J.C. BRAGA, "Sierra Nevada: Historia del levantamiento de un relieve deducida de las unidades conglomeráticas de su borde", En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, J.P. Calvo y J. Morales (Eds.) (1997), 117-120.
- J. MORALES; S.K. SINGH y M. ORDAZ, "Analysis of the Granada (Spain) earthquake of 24 June of 1984 (M=5) with emphasis on seismic hazard in the Granada Basin", *Tectonophysics*, 257 (1996), 253-263.
- J. RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y C. SANZ DE GALDEANO, "La Cuenca de Granada. Interpretación de su estructura a partir de perfiles sísmicos", En: *La cuenca de Granada: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes*, C. Sanz de Galdeano; J.A. Peláez Montilla y A.C. López Garrido (Eds.) (2001), 109-116.
- J. RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ; C. SANZ DE GALDEANO y J. FERNÁNDEZ, "Genesis and evolution of the Granada Basin (Betic Cordillera, Spain)", En: *Intermontane basins: Geology and resources*, T.P. Thauasuthipitak y P. Ounchanum (Eds.) (1989), 294-305.
- J.M. RODRÍGUEZ ORTIZ, "El Tajo de San Pedro en la Alhambra de Granada. Informe N° 2: Propuesta de actuaciones", Madrid, trabajo inédito, 1998.
- C. SANZ DE GALDEANO, "Localización geográfica y geológica de la Cuenca de Granada. Principales rasgos estratigráficos", En: *La cuenca de Granada: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes*, C. Sanz de Galdeano; J.A. Peláez Montilla y A.C. López Garrido (Eds.) (2001), 3-9.
- I. SERRANO; D. ZHAO y J. MORALES, "3-D crustal structure of the extensional Granada Basin in the convergent boundary between the Eurasian and African plates", *Tectonophysics*, 344 (2002), 61-79.
- M. TERCEDOR, "La tectónica de la depresión granadina en relación con su elevada sismicidad", *Estudios Geológicos*, 7 (1951), 29-70.
- F. TORCAL, "Simulación probabilística, energética y temporal de series sísmicas", Granada, Tesis Doctoral de la Universidad de Granada, 1998.
- F. TORCAL, A. M. POSADAS, M. CHICA Y I. SERRANO, "Simulación Condicional Geoestadística de la evolución de la magnitud de una serie sísmica. Aplicación a la Serie de Berja-Almería (Diciembre de 1993-Marzo de 1994)", en *Libro de Homenaje en honor al Profesor Fernando de Miguel Martínez*, pp. 653-686, eds. Vidal, F., Espinar, M. y Esquivel, J. A., Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada e Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Granada, Spain, 1996.
- F. TORCAL, A.M. POSADAS, M. CHICA, I. SERRANO, Application of conditional geostatistical simulation to calculate the probability of occurrence of earthquakes belonging to a seismic series, *Geophys. J. Int.*, 139, (1999), 703-725.