

# *La geomorfología del sector occidental de la Sierra de Guadarrama según las publicaciones más recientes*

Teresa BULLÓN MATA

Existen pocas investigaciones relativas al conjunto del sector occidental de la Sierra de Guadarrama tal como nosotros lo entendemos, situado entre el Puerto de Navacerrada y el de la Cruz Verde en el área montañosa, entre Segovia y El Espinar en su vertiente norte y entre Valdemorillo y Cercedilla en la sur. Las aportaciones geomorfológicas acerca de este territorio han de extraerse de los análisis puntuales sobre temas y lugares concretos, que trascienden poco al conjunto del relieve, o de trabajos generales sobre el Sistema Central, la Meseta o la Sierra de Guadarrama, que contienen las bases generales en las que se apoyan las diversas interpretaciones sobre la evolución geomorfológica global.

La mayoría de las obras dan mayor valor a los aspectos morfodinámicos que a los morfoestructurales, tratados casi siempre de pasada o muy fragmentariamente. Al mismo tiempo, se aprecia un mayor interés por los problemas planteados por las rampas cristalinas y por su modo de correlación con las facies sedimentarias de la cuenca terciaria que por los relieves montañosos, sobre los cuales apenas existen otras publicaciones que las referentes a los modelados glaciares y periglaciares cuaternarios.

Los trabajos realizados por Schwenzner, por un lado, y Solé y Birot, por otro, son los más completos e importantes de los pertenecientes a una primera época de investigaciones sobre la Sierra de Guadarrama, y tienen una gran influencia en los trabajos geomorfológicos posteriores. Se aprecia que a partir de la época de la publicación de la obra de Birot Solé (1954), el número de investigaciones geomorfológicas desciende considerablemente y no vuelve a tener un tratamiento abundante y continuado hasta los años 70. En nuestra opinión, es tal el enorme atractivo, coherencia y aparente adaptación al relieve de las soluciones propuestas en este libro, que pareció al publicarse que ya se había dicho la última pa-

labra sobre la interpretación geomorfológica del Sistema Central y se habían sentado las bases sobre los efectos en este sector de la tectónica alpina. Esta aceptación tan generalizada de los modelos propuestos por Solé y Biró produjo el abandono de la investigación morfoestructural en la que Vidal Box, Hernández Pacheco, Carandell, etc., habían obtenido interesantes resultados.

Los temas que se han tratado con mayor asiduidad e interés han sido los de las rampas o superficies de arrasamiento que afectan al zócalo cristalino que se extiende en la base de los relieves montañosos. El análisis de su significado, evolución y cronología ha llevado a fijar la atención, además, en las condiciones climáticas cuaternarias y en el de los depósitos detríticos correlativos, temas que se combinan con el de los modelados derivados de la erosión diferencial de las rocas cristalinas. Por otra parte, se ha seguido con especial interés el desarrollo de las fases tectónicas posteriores al álgido alpino, a las que se le suele dar un gran papel en la configuración del relieve y que a veces dan lugar a estructuras muy nítidas y espectaculares.

### *El problema de las superficies de aplanamiento*

La existencia de amplios aplanamientos erosivos en los tramos del zócalo cristalino situados entre las cuencas terciarias y los relieves montañosos, es reconocida con bastante unanimidad en todo el Sistema Central. Schwenzner (1943) piensa que existe un proceso constante de arrasamiento desde el final de la orogenia hercínica, que se ve interferido por varios desnivelamientos a medida que tienen lugar las sucesivas fases tectónicas. Se trataría, según él, de una superficie poligénica elaborada desde el tardihercínico hasta el final del Mioceno, desnivelada en mayor o menor medida según los lugares. Biró y Solé (1954) piensan que, aunque posiblemente existan aplanamientos previos, el arrasamiento principal se elabora durante el terciario, después de un período de esfuerzos tectónicos, que dan lugar a un primer surgimiento del Sistema Central y antes del desnivelamiento producido por los reajustes isostáticos, que dan el carácter definido al relieve de este conjunto montañoso.

Normalmente se reconocen tres superficies de arrasamiento, que alternan en el tiempo con la actividad de las fases tectónicas alpinas. Garzón Heydt y otros (1982), que han sintetizado toda la información referente a este tema, de acuerdo con un análisis anterior de Pedraza (1981), proponen la siguiente evolución: En una primera etapa (la denominada por ellos prearcósica), situada entre el final de la orogenia hercínica y el comienzo de la Alpina, se forma una penillanura poligénica, que con posterioridad sufre importantes dislocaciones y constituye la superficie de las parameras o el nivel de cumbres de los bloques más elevados. Otra segunda (etapa arcósica), que acoge gran parte del ciclo sedimentario ter-

ciario, marca la fase principal de la morfogénesis del Sistema Central y durante ella se forma el arrasamiento erosivo más importante de los existentes, que es coetáneo del levantamiento progresivo de los macizos y del hundimiento de las cuencas, que se van rellenando de sedimentos hasta su total colmatación, momento que viene representado por la formación de la caliza lacustre de los páramos. Por último, la tercera etapa (postarcósica) agrupa dos fases erosivas diferentes que siguen a otras tantas de desnivelación en horst-graben que dan el vigor definitivo al relieve actual. El primer arrasamiento es de escasa importancia y se limita a una acción de retoque de la superficie de la etapa arcósica desnivelada, y la segunda está relacionada con la formación de la raña.

Sobre el desarrollo de estos niveles de erosión en el sector occidental de la Sierra de Guadarrama tratan la tesis de Vaudour (1979) y el artículo que este autor hizo en colaboración con Birot y Sudries (1979). En ambos trabajos se analiza más ampliamente el área meridional, que es la que tiene mayor complicación, pues entre Cercedilla y El Escorial existen diversos niveles subhorizontales a distintas altitudes, que no siempre pueden agruparse en unidades de arrasamiento concretas. De ello los autores citados deducen que han existido importantes desnivelaciones después de la elaboración de la superficie fundamental que el arrasamiento posterior no ha podido nivelar. Vaudour (1979) especifica claramente que esta segunda superficie se instala entre 80 y 100 m más abajo que la anterior y se distingue de ella en su localización más precisa, al conectar entre sí, mediante amplios corredores, los alveolos que se abren en diversos lugares del piedemonte, causados por la doble acción de la erosión diferencial y de la tectónica. Alveolos como éstos, que en algunas ocasiones se han considerado como golfos de corrosión localizados en los contactos con los bloques montañosos, a veces se han interpretado también como superficies de degradación, a favor de líneas de falla importantes, que empiezan a modelarse junto con el arrasamiento principal, aunque tengan después una evolución más larga, y enlazan lateralmente con él, como se cita, por ejemplo, en el valle del Eresma, entre La Granja y Valsaín (1954). La tercera superficie, de la que nunca se ha hablado en el sector septentrional, será tratada más adelante, pues sobre ella existe una polémica acentuada, imbricada con la interpretación de la raña. Este sector septentrional es tratado con menor amplitud, seguramente a causa de que la disposición de su relieve se adapta muy bien a los modelos evolutivos existentes: La superficie de arrasamiento que Birot-Solé (1954) denominan fundamental está muy bien conservada entre Otero de Herreros y Segovia y los frentes montañosos coinciden a grandes rasgos con el límite granito-gneis. El escollo principal es el que presenta el área de El Espinar, que anteriormente se consideró como una penetración hacia el interior del macizo montañoso de la superficie fundamental, a favor de la hendidura que se produjo a partir de una importante falla NE, y que ahora se interpreta como una depresión de origen tectónico, pues la existencia

en su fondo de un resto de calizas mesozoicas así lo atestigua.

La superficie fundamental de Birot, Vaudour, etc., equivale a la que se forma en el ciclo arcósico de Garzón (1982) y Pedraza (1981), y se elabora según todos como una pedillanura muy perfecta con montes islas a favor de los afloramientos rocosos de mayor resistencia, que se modela bajo un clima subtropical de sabana.

No hay ninguna indicación sobre las condiciones en que la estructura tectónica ha influido en cada lugar concreto en la desnivelación o elaboración de los aplanamientos, pues el territorio sobre el que se instalan éstos no es homogéneo bajo el punto de vista estructural, sino que se presenta dividido en bloques de diversas formas y tamaños, como ponen de manifiesto San Miguel de la Cámara y otros (1956).

### *El papel de los cambios paleoclimáticos*

Según Garzón y otros (1982) la penillanura previa a la orogenia alpina cuyos restos se conservan en algunos lugares, no se adapta enteramente al concepto de etapa de madurez del ciclo erosivo davisiano sino que «su génesis responde a procesos muy diferentes y conjugados, no sólo a un proceso de erosión normal». Sobre las condiciones del medio morfodinámico que dio lugar a los aplanamientos posteriores se ha profundizado más. El principal de todos ellos, que en un principio se puso en relación con un clima árido, se identificó después con un ambiente de de sabana. Estos caracteres climáticos se han deducido del análisis de los depósitos correlativos de la cuenca y de las alteraciones existentes sobre las rocas cristalinas. Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal (1978), indican que tanto unos como otros materiales sueltos tienen abundancia de caolinita, que se forma bajo precipitaciones cuya cuantía oscila entre los 500 y 1.500 mm; además se ha encontrado gibsita, indicadora de condiciones de hidrólisis más acusadas, pues su presencia señala que ha habido un profundo lavado no sólo de las bases sino también de la sílice. Vaudour (1979) piensa que el proceso de hidrólisis ha estado también facilitado por los materiales rocosos, de manera que aquéllos que eran más sensibles a tales transformaciones, como los granitos calcoalcalinos, han tenido una importancia primordial en la formación de la pedillanura. Según él, los espesos y amplios niveles de arcillas magnesianas sugieren un ambiente de sabana, pero las descargas detríticas contemporáneas traducen episodios rexistásicos, por lo que es necesario hacer mención de varios sistemas morfoclimáticos. Las alteritas sobre la pedillanura terciaria tienen de abajo a arriba una concentración progresiva en cuarzo y una argilificación, lo que indica un asentamiento de la materia in situ. Una parte de la materia desaparecida ha migrado en solución o pseudosolución hacia la cuenca, lo que da lugar en su parte central a silicificaciones y depósitos carbonatados.

Los arrasamientos posteriores se elaboran bajo condiciones climáticas diferentes, pues la sequedad del clima se va acentuando progresivamente, de modo que la superficie inferior a la fundamental se elabora en un régimen árido, con lluvias intensas, concentradas e irregulares, que dan lugar a descargas detríticas violentas, lo mismo que la rampa inferior que se sitúa a las puertas del pleistoceno.

### *La interpretación de las series detríticas*

En la interpretación de las series detríticas no existe un acuerdo tan generalizado. Hay una controversia fundamental entre las posiciones de Vaudour (1979) y las sostenidas por la mayoría de los otros autores, tanto geólogos como geomorfólogos, que se basa fundamentalmente en la cronología de la Formación de Grandes Bloques y en la correlación de la raña con aplanamientos erosivos.

La Formación de Grandes Bloques fue considerada en principio como finimiocena, facies típica de borde de cuenca que hacia el interior de la misma enlazaba con depósitos de menor calibre y mejor clasificados, incluso los de precipitación química. Con posterioridad, Hernández Pacheco le dio un origen Plioceno y la distinguió claramente de los depósitos más finos sobre los que se depositaba discordantemente. Lázaro Ochaita siguiendo esta distinción (1977), establece un paquete de materiales detríticos finos de edad Miocena y otro Plioceno inferior, al que pertenecen las facies groseras de grandes bloques. En ciertas publicaciones, como la memoria del mapa geológico de Segovia (1971), también se admite la posibilidad de que algunas de las facies groseras que aparecen en el contacto con el zócalo tengan una cronología pliocena. Garzon Heydt, y otros (1982) no entran en la discusión pues consideran como una unidad homogénea todo el ciclo arcósico con sus diferentes facies y discordancias que alcanza hasta el Plioceno medio. Vaudour (1979) establece que esta formación se depositó en un período plio-villafranquiense y pasa lateralmente a las facies detríticas más finas que bordean todo el conjunto de la sierra, que se conocen habitualmente con el nombre de «Facies Madrid» y «Facies Guadalajara». Estas se superponen discordantemente sobre las arenas más finas, mejor clasificadas y de coloraciones pálidas de edad vindoboniense, sedimentadas en medios confinados semiendorreicos.

Si el nombre de Formación de Grandes Bloques se aplica no sólo a los depósitos de facies muy gruesa, que forman restos de conos aluviales en diversos puntos del borde meridional de la sierra, sino que se extiende también a todas las facies detríticas terciarias más finas que bordean la misma, se entiende por qué Birot-Vaudour (1979) localizan esta Formación en Zarzuela del Monte, en la cara norte de la Sierra de Guadarrama, donde no existe una facies semejante a la de Torreldones, sino unas are-

nas con algunos cantos aislados, que se extienden hasta áreas bastante elevadas del contacto con la sierra.

También existe una discrepancia entre Birot y Vaudour sobre la cronología de esta Formación, miocena para el primero, basándose en el tipo de alteración de los materiales y en la cantidad de episodios morfo-dinámicos y morfoestructurales que han ocurrido con posterioridad; plio-villafranquienses para el segundo, que trata de ponerlas en relación con los alveolos y corredores de erosión que se abren en esta época a partir de la superficie fundamental.

En la discusión sobre la interpretación de la raña intervienen Vaudour (1979), Lázaro Ochaita (1980), Pedraza (1981) y Garzon Heydt (1982). Los dos últimos tienen planteamientos semejantes a los de Vaudour. Para este autor los aplanamientos erosivos de las rampas de Navalcarnero, Las Rozas y Brunete están en relación directa con las acumulaciones de raña, se forman en una misma época y bajo condiciones climáticas semejantes, varían tan sólo ciertas tipologías concretas del medio, que están en función sobre todo de la capacidad de erosión y arrastre de los materiales de cabecera. Donde dominan las cuarcitas, que producen detritos fácilmente arrastrables, se producen las acumulaciones de raña, mientras que, cuando aparecen los materiales gneísico-graníticos, dominan los arrasamientos erosivos.

Lázaro Ochaita y Asensio Amor (1980) piensan que las rañas y las rampas tienen una génesis y cronología diferenciada y además opinan que cada uno de los longueros de estas rampas que se conservan tienen una edad diferente. Según ellos, las rañas, que son anteriores a cualquier superficie de las rampas, son una consecuencia de un arrastre fluvial masivo y único que se forma en la cuenca del Tajo a consecuencia de su apertura hacia el Atlántico, que hasta entonces había funcionado en régimen semiendorreico. Son por ello posteriores al basculamiento hacia el SW de todo el conjunto de la cuenca y no están afectadas por ningún movimiento tectónico. Las rampas se forman a continuación y no son más que niveles de arrasamiento de distinta cronología, que enlazan con sucesivos niveles de aluviones y quedan como interfluvios alargados en un sentido N-S entre las cuencas principales de los ríos que se van diferenciando progresivamente (Manzanares, Guadarrama, Aulencia) de Este a Oeste, razón por la cual estas rampas tienen altitudes decrecientes a medida que su localización es más occidental, diferencias de altitud que, por el contrario, son indicativas para Vaudour de los desnivelamientos que han tenido lugar posteriormente.

### *Las fases tectónicas finiterciarias*

Todos los autores dan por supuesto que el álgido tectónico alpino se caracteriza por movimientos de poca envergadura, que provocan desni-

velaciones suaves y poco contrastadas del zócalo aflorante, pues éste es el tipo de tectónica que se deduce de sus análisis geomorfológicos y estratigráficos, pero no existen estudios concretos sobre las características morfoestructurales de esta fase en su conjunto, Pedraza (1981) muestra preocupación por saber si ha existido una tectónica continuada desde tiempos tardihercínicos, con épocas de intensificación de los movimientos, o si se trata de episodios muy localizados y cortos, seguidos de fases de calma. Decide, por la inexistencia de discordancias claras y de cambios de facies notables, que se trata más bien de la primera proposición que asimila al modelo ideado por Penck de un «domo en expansión de intensidad tectónica creciente». La existencia de una tectónica continuada desde el final de la orogenia herciniana es cada vez más admitida en diversos análisis, tanto los que se han hecho en las áreas de las Béticas o Golfo de Vizcaya, cuyos impulsos debieron repercutir de alguna manera en el cratón central ibérico, como los elaborados en sectores próximos al Sistema Central, que condicionan, por ejemplo, la sedimentación mesozoica. Pero no se sabe hasta qué punto es adecuado asimilar esta base tectónica al modelo de Penck, hecho con enfoques tan diferentes. Los planteamientos de Alía Medina de evolución del conjunto de la meseta a partir de una gran bóveda causada por una elevación de los materiales del manto (1972) y (1976), quizás puedan estar más de acuerdo con lo expuesto por Pedraza.

Se ha prestado mayor atención a los reajustes posteriores al álgido alpino, que son los responsables, según la consideración tradicional, de la estructuración del relieve y de la distribución de sus volúmenes principales. La evidencia de estos reajustes se basa en la desnivelación de las superficies terciarias, nunca demasiado fuerte, y a menudo difícil de ver si no es después de una observación detallada, así como en las reactivaciones de algunas fracturas importantes, más destacables, que tienen una disposición cabalgante sobre la cuenca terciaria. En algunas ocasiones, además, se deduce la existencia de los movimientos tectónicos a partir de las distintas secuencias erosivas y de sedimentación detrítica que tienen lugar desde el Mioceno al Cuaternario.

Existen varias fases de reajustes tectónicos en número y cronología variada, pues está en discusión, como ya se ha dicho, la edad de las morfologías afectadas. Por otra parte también se discute si estos cambios geomorfológicos están basados en actividades tectónicas o en cambios climáticos. La mayoría de los geomorfólogos franceses y españoles piensan que los reajustes tectónicos postmiocenos han tenido una importancia primordial en la evolución del modelado, mientras que Lázaro Ochaita y Asensio (1980) le dan una mayor importancia a los cambios climáticos, sobre todo a partir de la formación de la raña.

Existe un acuerdo generalizado en la existencia de dos tipos de fases tectónicas, un reajuste que tiene lugar después del Mioceno, que pliega las calizas pontienses del centro de la cuenca, y un basculamiento hacia

el SW de todo el conjunto, que tiene lugar antes de la sedimentación de la raña, según Lázaro-Asensio (10), (12), y después según Vaudour (1974). La discusión es mayor al analizar el carácter de la fase principal Pliocena. Para Vaudour y Sudries (1982) se trata de una fase compresiva, que da lugar a fallas inversas y al cabalgamiento del zócalo sobre la formación de grandes bloques en diversos puntos de la falla meridional, muy visibles en el área de Galapagar y Villanueva del Pardillo en el sector meridional y en Zarzuela del Monte en el septentrional. Martín Escorza (1980), que analiza también en este último punto el cabalgamiento, no se pronuncia abiertamente sobre el tipo de esfuerzo que lo provoca, pero Capote-Fernández Casals (1978), en su análisis sobre la incidencia de esta reactivación en el sector central de la Cuenca del Tajo, insisten en el carácter distensivo de esta fase, en una serie de criterios observados sobre el terreno así como en la información que proporcionan los análisis gravimétricos.

Aunque los argumentos empleados por Vaudour sobre la posibilidad de la existencia de un corto período compresivo dentro de la tendencia distensiva larga y continuada sean aceptables, parece que un mayor número de trabajos hacen alusión a una fase distensiva, tanto por los argumentos geológicos antes expresados, como por su relación con una tectónica de horst-graben, aunque en realidad nadie ha explicado de qué modo la existencia de estos bloques es compatible con las fallas o fragmentos de ellas inversos en los bordes del macizo.

A pesar de las abundantes aportaciones relativas a la interpretación geomorfológica de la Sierra de Guadarrama, quedan por resolver, bajo nuestro punto de vista, gran número de problemas básicos. Mientras que Pedraza (1921) y Garzón y otros (1982) centran la discusión fundamental sobre el relieve en discernir cuál de los dos modelos, el de Schwenzer o el de Birot-Solé, es el más adecuado para explicar la evolución morfológica, la interpretación global que, según nuestros planteamientos, habría que buscar, estaría condicionada a la resolución de ciertos problemas concretos que hasta la fecha no han sido tratados con la profundidad necesaria como son: decidir sobre si los relieves destacados sobre las superficies de aplanamiento son montes islas o bloques tectónicos, como se empieza a demostrar [Sanz-Arenillas (1981) para el conjunto de La Cabrera, Vaudour (1974) para las Machotas]. Seguir buscando datos que orienten sobre el conocimiento del verdadero carácter de los aplanamientos, es decir, conocer cuál es el papel de la tectónica y de los procesos morfodinámicos en la elaboración de las morfologías aplanadas de los piedemontes cristalinos. Averiguar si realmente los desnivelamientos, las fosas tectónicas, los escarpes de falla y las alineaciones montañosas tienen una edad tan reciente como se afirma habitualmente o si son anteriores; pero sobre todo, es necesario abordar la temática del sector montañoso, prácticamente desconocido hasta el momento actual bajo el punto de vista geomorfológico, y buscar el modo en que sus componentes morfoestructura-

les y morfodinámicos se relacionan con las características de las áreas subhorizontales con las que limitan.

Octubre 1983

#### BIBLIOGRAFIA

- Alía Medina, M. (1972): «Evolution posthercinienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole». *24th. International Geological Congress*, sector 3, pp. 265-272.
- Alía Medina, M. (1976): «Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la bóveda Castellano-Extremeña». *Estudios Geológicos*, 32, pp. 229-329.
- Birot, P., y Sole Sabaris, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. Madrid, C.S.I.C., Inst. Juan Sebastián Elcano, 87 pp.
- Capote, R., y Fernández Casals, M. J. (1978): «La tectónica postmiocena del sector central de la depresión del Tajo». *Boletín Geológico y Minero*, tomo LXXXIX-II, pp. 114-122.
- Garzón Haydt, A. y otros (1981): «Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central Español)». *Cuadernos de Geología Ibérica*, n.º 7, pp. 655-666.
- Garzón Heydt y otros (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)». *Rev. Real Acad. de Ciencias Exactas*, tomo LXXVI, cuaderno 2.º, pp. 474-495.
- Gutiérrez Elorza, M., y Rodríguez Vidal, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central». *Boletín Geológico y Minero*, tomo 89-2, pp. 109-113.
- IGME (1971): *Memoria del Mapa Geológico 1:200.000, n.º 38, SEGOVIA*. Madrid, 19 pp.
- Lázaro Ochaita, I., y Asensio Amor, I. (1977): «Estudio geomorfológico de la zona de Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 33, pp. 409-417.
- Lázaro Ochaita, I., y Asensio Amor, I. (1980): «Estudio Geomorfológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama». *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Natural*.
- Martín Escorza, C. (1980): «Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cordillera neogena al este de Villacastín (Cuenca del Duero-Cordillera Central)». *Estudios Geológicos*, 36, pp. 409-412.
- Pedraza, J. de (1981): «El borde de la zona de transición entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico); evolución morfotectónica reciente». *Cuadernos de Geología Ibérica*, n.º 7, pp. 667-682.
- San Miguel de la Cámara y otros (1956): *Explicación de la hoja n.º 533 San Lorenzo del Escorial (Madrid)*. Madrid, IGME, 101 pp.
- Sanz Herraiz, C., y Arenillas Parra, M. (1981): «Notas sobre la morfología de la Sierra de la Cabrera (Sistema Central)». *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, n.º 1, pp. 247-263.
- Schwenzner, J. E. (1943): «La morfología de la región montañosa central de la Meseta Española». Traducción de Vidal Box. *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Natural*, 41, pp. 121-148.
- Sudriès, J. (1982): «Néotectonique de bordure: l'exemple de la Sierra de Guadarrama centrale». *Rev. Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, tomo 53, fasc. n.º 4, pp. 403-414.
- Vaudour, J. (1979): *La région de Madrid, alterations, sols et paléosols*. Ed. Ophrys, 390 pp.
- Vaudour, J. y otros (1979): «Etude comparée de la Géomorphologie de la Sierra de Guadarrama (s.l.) et de la région de Tolède». *Méditerranée*, n.º 3, pp. 71-83.