UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CC. GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



GEOMORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA FLUVIAL DEL RÍO ALBERCHE. MODELOS Y S.I.G. PARA LA GESTIÓN DE RIBERAS

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR POR Andrés Díez Herrero

Bajo la dirección del Doctor:
Javier de Pedraza Gilsanz

Madrid, 2001

ISBN: 84-669-1778-O

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

GEOMORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA FLUVIAL DEL RÍO ALBERCHE

MODELOS Y S.I.G. PARA LA GESTIÓN DE RIBERAS

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL
Andrés Díez Herrero
Madrid, año 2001

Director:

Dr. **Javier de Pedraza Gilsanz**
Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

A mis abuelos,

quienes hace años pactaron que su nieto listillo algún día sería ministro.
Espero no haberles decepcionado llegando a geólogo.

Esta memoria, titulada "*Geomorfología e Hidrología Fluvial del río Alberche. Modelos y S.I.G. para la gestión de riberas*", es presentada por **Andrés Díez Herrero** para optar al grado de **Doctor en Ciencias Geológicas**.

Madrid, 2001

El Doctorando, El Director de la Tesis,

Fdo. Andrés Díez Herrero Fdo. Javier de Pedraza Gilsanz

1. PRESENTACIÓN

Esta memoria se presenta para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid. Contiene la Tesis Doctoral de D. Andrés Díez Herrero, titulada "***Geomorfología e hidrología fluvial del río Alberche: modelos y S.I.G. para la gestión de riberas***", inscrita el día 20 de abril de 1992, y dirigida por el Dr. D. Javier de Pedraza Gilsanz, Profesor Titular del Departamento de Geodinámica (Facultad de Ciencias Geológicas) de la citada Universidad.

Se encuentra estructurada en diecisiete capítulos y sus correspondientes epígrafes y subapartados, englobados en cinco grandes bloques temáticos: I, Introducción; II, Metodología; III, Marco Fisiográfico; IV, Desarrollo y Resultados; y V, Discusión y Conclusiones. Un sexto bloque incluye las referencias bibliográficas e índices varios.

La presente Tesis Doctoral no es un trabajo de investigación aislado, sino que se enmarca en la línea de estudio que viene dirigiendo y desarrollando el Dr. Pedraza durante las dos últimas décadas, enfocada al mejor conocimiento geomorfológico e interpretación evolutiva del Sistema Central español y las cuencas adyacentes de los ríos Tajo y Duero. Dichos trabajos se ha materializado en realización de varias tesis doctorales concluidas (Dr. Centeno, Dr. Rubio, Dra. Carrasco y Dr. Martín), otras en curso, y numerosos proyectos de investigación financiados.

Además, sus resultados han sido integrados y serán incorporados a los proyectos de investigación: "*Investigación sobre el régimen de precipitación e inundaciones de la Cuenca del Tajo durante el último milenio en base a criterios y datos paleohidrológicos*" (PaleoTagus), CLI95-1748 Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Programa Nacional del I+D, Programa Nacional de Investigación y Desarrollo sobre el Clima; "*Systematic, Palaeoflood and Historical data for the improvEment of flood Risk Estimation*" (SPHERE), EVG1-1999-00039, Comisión Europea (DG XII), V Programa Marco, Acción clave de Riesgos Hidrogeológicos; y "*Modelización del flujo y procesos geomorfológicos en llanuras de inundación. Aplicación a los ríos Tajo en Talavera de la Reina y Jabalón en Valdepeñas (Comunidad de Castilla-La Mancha)*", proyecto FEDER 1FD97-2110-CO2-02.

1.1. PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA

Las corrientes fluviales que drenan los relieves del Sistema Central español, y el río Alberche entre ellas, presentan una notable complejidad geomorfológica e hidrológica. Ello se debe a la dilatada y policíclica historia evolutiva de los relieves donde surgen, la considerable dimensión y diversidad litológica de las cuencas de las que son tributarias (Tajo y Duero), y la irregular distribución espacio-temporal de las precipitaciones que las alimentan.

En primer lugar, existen problemas a la hora de interpretar la naturaleza y magnitud de los condicionantes geológicos y geomorfológicos en la disposición de las cuencas fluviales y sus redes de drenaje dentro del Sistema Central español. Si bien se han propuesto modelos en los que la morfoestructura general

condiciona la forma de las grandes cuencas y las deformaciones frágiles (fallas y diaclasas) el trazado de los valles, fenómenos puntuales de sobreimposición/antecedencia y disposiciones anómalas de los cursos fluviales obligan a replantearse dichas hipótesis.

Ni siquiera existen propuestas de datación sobre la edad de implantación de las actuales redes fluviales en los relieves donde surgen; las escasas hipótesis parten de los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central, que son útiles a nivel general, pero no sirven para explicar situaciones concretas como la permanencia de los sistemas fluviales en sus diferentes etapas.

Algo semejante ocurre con la configuración geomorfológica del trazado de los ríos por las cuencas sedimentarias (Tajo y Duero). La aparente simplicidad de la disposición de formas (valles) y depósitos (sistemas de terrazas) se ha visto trastocada en las últimas décadas con el descubrimiento y documentación de fenómenos complejos que afectan a la dinámica y evolución de estos sistemas fluviales; es el caso de capturas a gran escala (sistema Eresma-Moros-Zorita), subsidencias en fosas marginales (sistema Alberche-Perales) o hundimientos sinsedimentarios por carstificación (ríos Tajo, Manzanares y Jarama).

De igual forma, la datación de los depósitos de los sistemas de terrazas de estos ríos ha presentado una notable complejidad por su naturaleza litológica y la relativa ausencia de elementos datables. Clásicamente se recurría a las relaciones geomorfológicas respecto a superficies erosivas culminantes (de edades relativas acotadas), y tan sólo en las últimas décadas se han utilizado sistemáticamente métodos arqueológicos, paleontológicos, magnetoestratigráficos o radiométricos (^{14}C y termoluminiscencia). Sin embargo, los resultados son aún puntuales y concentrados en algunas corrientes más estudiadas (Tajo, Jarama, Manzanares y Henares), en detrimento de otras peor conocidas (Alberche, Eresma, Moros, Voltoya, etc.).

A pesar esta amplia problemática geomorfológica, las incertidumbres y cuestiones no resueltas en el ámbito hidrológico son aún más importantes. Puede decirse que los únicos estudios hidrológicos de los ríos del ámbito del Sistema Central se han realizado con el objetivo de conocer las reservas hídricas que son susceptibles de generar; y en numerosas ocasiones usando datos y utilizando técnicas cuestionables. Se tiene un desconocimiento casi total acerca de la dinámica de caudales, magnitud y características de sus eventos de crecida, y consecuencias geomorfológicas de las avenidas que acontecen en estos ríos. En este marco, quedan sin resolver problemas como la respuesta hidrológica de las diferentes cuencas a los eventos de precipitaciones intensas o fusiones nivales repentinas; el grado de implicación de los factores físicos de la cuenca (geomorfología, suelos, vegetación ...) en la génesis y características de las crecidas; o el grado de intervención de eventos extremos en la modificación configuracional del cauce y sus inmediaciones.

A la anterior problemática se suma el hecho de que este territorio (centro peninsular) muestra una antropización ancestral que se remonta al Paleolítico, y que alcanza su máximo en el presente por la proximidad al área metropolitana de Madrid. La interacción entre los sistemas fluviales y las actividades humanas tan sólo ha sido estudiada desde el punto de vista histórico, pero escasamente analizada desde la perspectiva geomorfológica e hidrológica. En las cuencas de los ríos que nacen en el Sistema Central se verifican diversas acciones humanas, tanto directas sobre los cauces (construcción de presas de embalse, trasvases, canalizaciones ...) como indirectas en la cuenca (cambios de uso del suelo, impermeabilizaciones ...), cuyas afecciones a la dinámica fluvial son completamente desconocidas en el

momento actual.

Otra interacción deriva de la ubicación de personas y bienes expuestos en áreas de importante peligrosidad de inundación durante crecidas fluviales, generando focos de riesgo. Estos riesgos no han sido analizados salvo para localizaciones puntuales y con finalidad de adoptar medidas correctivas tras catástrofes; nunca se ha estudiado la implantación de medidas predictivas y preventivas con carácter global, considerando la cuenca drenante en su conjunto.

1.2. HIPÓTESIS DE PARTIDA

Como toda Tesis Doctoral, este trabajo tiene una hipótesis de partida, que podría resumirse como sigue: mediante técnicas de análisis hidrológico y geomorfológico y el empleo de herramientas matemáticas e informáticas (sistemas de información geográfica) se puede modelizar la respuesta de un sistema fluvial y su dinámica ante eventos extremos y a la intervención antrópica en el mismo.

Frente a los planteamientos que postulan que el análisis geomorfológico e hidrológico de una cuenca fluvial poco pueden aportar a su conocimiento como sistema, el presente trabajo postula las importantes conclusiones que pueden extraerse de ambos análisis, tanto desde el punto de vista conceptual como aplicado a la gestión de riberas. Para ello se propone el empleo conjunto de técnicas tradicionales geomorfológicas (fotointerpretación y campo) y las más sofisticadas herramientas de modelización hidrológica e hidráulica (modelos matemáticos), con el soporte de sistemas informáticos para la gestión de información georreferenciada (S.I.G.).

1.3. OBJETIVOS

El objetivo general de la Tesis es la caracterización, interpretación y modelización geomorfológica e hidrológica de la cuenca hidrográfica del río Alberche, con especial incidencia en el estudio de las crecidas fluviales y su aplicación a la gestión de riberas.

Este objetivo global puede desarrollarse mediante una serie de objetivos específicos o particulares:

* Contextualizar la cuenca hidrográfica del río Alberche desde el punto de vista fisiográfico, analizando los condicionantes geográficos, geológicos, geomorfológicos, climáticos y biogeográficos, que han configurado su estado actual.

* Sintetizar las características fisiográficas de la cuenca mediante la delimitación de unas unidades homogéneas desde el punto de vista de los parámetros ambientales.

* Realizar una cartografía geomorfológica detallada de la cuenca hidrográfica del río Alberche, reflejando la disposición espacial de los elementos y unidades más significativos, y contemplando sus relaciones genéticas.

* Caracterizar la hidrología fluvial del río Alberche y sus tributarios, con especial hincapié en el análisis de las crecidas y avenidas, y su modelización.

* Analizar las interrelaciones entre la geomorfología e hidrología fluvial en el río Alberche, estableciendo vínculos de causalidad y cuantificando la magnitud de los efectos recíprocos.

* Aplicar la modelización hidrológica al análisis del riesgo de inundación y a la propuesta de medidas preventivas de carácter no estructural, como la planificación territorial de riberas.

* Caracterizar la respuesta del sistema fluvial del río Alberche ante las perturbaciones antrópicas, tanto directas como indirectas, empleando técnicas geomorfológicas y modelización matemática.

* Contrastar y calibrar modelos, discutir la efectividad de las distintas metodologías empleadas en el análisis geomorfológico e hidrológico, y proponer un procedimiento de estudio que pueda ser extrapolado a cuencas de características semejantes.

Agradecimientos

El apartado de los agradecimientos suele ser un capítulo extenso en las memorias de las tesis doctorales, puesto que son trabajos que requieren múltiples colaboraciones y consejos profesionales, compaginados con un firme apoyo afectivo y económico. Más aún cuando la realización de la tesis se prolonga durante casi una década, y el tema de estudio presenta un carácter netamente pluridisciplinar, como es el presente caso. Por ello, me van a permitir que me extienda, aun a riesgo de resultar tedioso.

En primer lugar quisiera dar las gracias al Director de la Tesis: Javier de Pedraza Gilsanz. Él ha sido, más que un director, un maestro, amigo y consejero sobre los problemas de la carrera científica y la propia vida. Junto a Javier, mostrándome su apoyo incondicional, han estado los miembros de su equipo de investigación: José Francisco Martín Duque, Miguel Ángel Sanz Santos, Aurora Martín Ridaura, Rosa M. Carrasco González y José Bodoque. A todos ellos les debo tantos favores que tendré que invertir varios años y diversas colaboraciones pendientes, para poder compensarles.

Este agradecimiento quisiera hacerlo extensivo a todo el personal del Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM (M. Guillermina Garzón Heydt, M. Paloma Fernández García, Juan de Dios Centeno Carrillo, Alfredo Pérez González, Pedro Emilio Martínez Alfaro, Fermín Villarroya...), que han contribuido a mi formación como geólogo y han hecho que me sienta cómodo y valorado, tanto durante mis años de estancia en el Departamento, como en mis visitas esporádicas en los siguientes años de "exilio". Para concluir con mis agradecimientos vinculados a la UCM, no quisiera olvidar al propio Rectorado, quien me concedió una beca predoctoral de formación por espacio de cuatro años.

Una tesis doctoral requiere igualmente consultar (y normalmente incordiar) a los especialistas en los diversos temas que se abordan, aunque sea de forma puntual. Yo he tenido la suerte de contar siempre con la amistad y colaboración desinteresada de los mejores: Gerardo Benito Ferrández, Luis Laín Huerta, Francisco J. Ayala Carcedo, Alfonso M. González Ubanell, José Ramón Témez, Teodoro Estrela, Manuel Meléndez, Salomón Montesinos, Javier Plaza... A todos ellos, gracias.

Otros, no han dudado en suministrarme su información o cederme parte de su tiempo para mostrarme los "secretos" y trucos de las más diversas técnicas y métodos. Por ello no quisiera dejar de agradecer a:

* Mark D. Bateman, del SCIDR de la Universidad de Sheffield, los análisis de luminiscencia de las muestras.
* José A. López Sáez y R. Macías, del Centro de Estudios Históricos (CSIC), los análisis paleopalinológicos de las muestras.
* Luis Quintas Ripoll, del CEH del CEDEX, la información procedente de la base de datos HIDRO.
* Sr. López Encinas, de la Unidad de Hidrología y Aforos de la CHT, la cesión de datos hidrológicos y estudios.
* Manuel Santonja Gómez, del Museo de Salamanca, la supervisión del material arqueológico.

* Fernando Robles Cuenca, de la Universitat de València, sus sugerencias sobre la fauna malacológica del Alberche.
* José Ignacio Palacio, del CMT de Madrid y Castilla la Mancha, la información sobre las características del rádar meteorológico de Madrid.
* Ramiro Gómez Ramos, de la Dirección de Movimiento de Energía (Unión Fenosa), los datos de caudales máximos anuales correspondientes a los embalses.
* Juan Pablo Álvarez, de la Sección de Rádares del INM, la información sobre interpretación de las imágenes del radar meteorológico.
* Julián, de la Asociación de Vecinos "El Herradón-La Cañada", por facilitarme copia del proyecto de canalización del arroyo de la Gaznata, elaborado por la CHT.
* Sr. Benito, vecino de Calalberche, por facilitarme las piezas arqueológicas que había encontrado.
* Jacinto Alonso Azcárate, de la Facultad de Ciencias de la UCLM, los difractogramas de RX.
* Rafael Cobo Rayán, del CEDEX, el préstamo de los estudios de reconocimiento sedimentológico de los embalses de la CHA.

Por último, en lo que respecta a los aspectos profesionales, aprovecho para agradecer su colaboración a aquellos organismos que han financiado los proyectos de investigación en los que se enmarca la presente tesis doctoral: CICYT, Comisión Europea (DG XII), V Programa Marco y FEDER.

Sin embargo, una tesis doctoral (o al menos ésta) no es posible sin el apoyo afectivo y sentimental de todas las personas que te ayudan a tener la perseverancia y el rigor que requiere su realización.

Mi familia ha sido el pilar básico en el que siempre me he apoyado para impulsar mi formación científica y profesional. Mis padres (Andrés y Ana), abnegados trabajadores, me educaron en los valores de la libertad y la inquietud intelectual. Nunca dudaron en sacrificarse (económica y personalmente) para que sus tres hijos tuvieran aquello a lo que ellos no pudieron acceder: una carrera universitaria. Yo, además de la vida, les debo mi forma de ser y mi formación académica; espero recompensarles, al menos parcialmente, con la pequeña satisfacción de ver a su hijo alcanzar el máximo grado académico: el título de Doctor.

Mi esposa (Lupe), ha compartido conmigo los últimos y más intensos cuatro años de realización de la Tesis. Ella ha padecido como nadie los sacrificios que requiere la compaginación de una tesis con el trabajo diario: ausencia de tiempo libre, desasistencia en las tareas domésticas, inexistencia de vacaciones y fines de semana, arduo trabajo de campo, un marido pegado al ordenador... A ella no le he dedicado esta tesis porque quiero dedicarle a partir de ahora el tiempo y la atención que durante este periodo le he robado; espero tener una larga vida para agradecerle su apoyo.

Este agradecimiento familiar lo hago extensivo a mis hermanos (Ana y Alberto), que son otro motivo de orgullo más. Alberto ha sido, y sigue siendo, mi compañero, secretario, ayudante y consejero, no sólo de aspectos botánicos; con él he recorrido la cuenca del Alberche de cabo a rabo, he pasado frío y calor y he compartido alegrías y

penas. Mi núcleo familiar directo se completa con una extensa y afectuosa familia, en sentido amplio; mucho tengo que agradecer a mis abuelos (a quienes dedico esta tesis), tíos, primos, suegros, cuñados y a mi sobrino Rubén (la última incorporación).

En paralelo a la familia está el apoyo moral, y muchas veces material, de los amigos; siempre agradeceré la insistencia y colaboración de Jacinto, Javi, Alejandro, Juani... y muchos otros que ahora olvido a causa de mi incipiente pérdida de memoria. Algo semejante ocurre con los compañeros y "jefes" que he tenido en los diferentes trabajos por los que he pasado a lo largo de mi corta pero variada vida profesional: Salomón, Paquita, Felipe y Xurxo (Ibersat); Paco, Luis, Juan Carlos y Mercedes (Área de Ingeniería Geoambiental del ITGE); Marisol, Yolanda, Nina e Iván (Dpto. de Medio Ambiente de la UEM); Fernando, Samuel, Javier, Mª José, Ana, Víctor, Teresa y José Mª (Facultad de CC. Biológicas de la USEK). Agradecimiento que hago extensivo a los cientos, casi miles, de alumnos a los que "he torturado" en asignaturas y cursos durante los últimos años; seguro que he aprendido yo más de y con ellos, que a la inversa.

Por último no querría olvidarme de los habitantes de la cuenca hidrográfica del río Alberche. Abulenses, madrileños y toledanos siempre me han ofrecido indicaciones útiles y consejos certeros. En particular, tengo mucho que agradecer a los abulenses: los habitantes y el Ayuntamiento de Navaluenga, que aquí singularizo en Juan Antonio González (su alcalde), la Sra. Clara (propietaria del Bar La Laguna) y los propietarios del Bar Los Álamos; la Institución Gran Duque de Alba de la Excma. Diputación Provincial de Ávila, por su intento fallido de concederme una beca de investigación; el Centro de Gestión Urbana y Catastral de Ávila, por la cesión de cartografía; y la Unidad de Protección Civil de Ávila, y en particular a Rafael Aramendi y Ángel González Alameda, por su colaboración en el borrador del Plan de Navaluenga.

En fin, tanta gente a la que agradecer tantas cosas, que seguro que son más los olvidados que los aquí recogidos.

Índice

I. INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

1.1. Planteamiento de la problemática 1
1.2. Hipótesis de partida 3
1.3. Objetivos 3

2. JUSTIFICACIÓN

2.1. El tema: geomorfología e hidrología fluvial 5
2.2. El área: cuenca hidrográfica del río Alberche 6
2.3. El desarrollo: gestión de riberas fluviales 8

II. METODOLOGÍA

3. TÉCNICAS DE GABINETE

3.1. Recopilación de información y fuentes de datos 9
3.2. Cartografía geomorfológica mediante fotointerpretación estereoscópica 13
3.3. Aplicación de modelos hidrológicos para crecidas 15
3.4. Análisis estadístico de datos numéricos 19
3.5. Aplicación de modelos hidráulicos para el análisis de la inundabilidad 25
3.6. Sistemas de información geográfica 26
3.7. Metodologías de estudio morfodinámico de meandros: variabilidad temporal del trazado en planta de meandros fluviales 38
3.8. Análisis meteorológico de imágenes de teledetección rádar 41
3.9. Análisis sedimentológico de columnas y perfiles 42

4. TÉCNICAS DE LABORATORIO

4.1. Análisis mineralógico y granulométrico 43
4.2. Datación de muestras: luminiscencia, ^{14}C, arqueología y paleontología 43
4.3. Análisis paleopalinológico 48

5. TÉCNICAS DE CAMPO

5.1. Mediciones morfométricas e hidrológicas 49
5.2. Cartografía geomorfológica 49
5.3. Levantamiento de columnas y perfiles 50
5.4. Adquisición de documentos gráficos 50
5.5. Toma de muestras 51

III. MARCO FISIOGRÁFICO: EL MEDIO FÍSICO DEL RÍO ALBERCHE

6. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

6.1. El río Alberche 53
6.2. La cuenca hidrográfica del río Alberche 60

7. CONTEXTO GEOLÓGICO

7.1. Antecedentes en el estudio geológico de la cuenca hidrográfica del Alberche 65
7.2. Marco geológico de la cuenca hidrográfica del río Alberche 70
7.3. El Sistema Central 71
7.4. La Cuenca de Madrid (Cuenca del Tajo) 93
7.5. Las cuencas cenozoicas interiores y marginales del Sistema Central 105
7.6. Aspectos hidrogeológicos 112

8. CONFIGURACIÓN GEOMORFOLÓGICA

8.1. Antecedentes 119
8.2. Morfoestructura 122
8.3. Morfogénesis básica: los dominios geomorfológicos 133
8.4. Morfogénesis compleja: tipos de relieves 153
8.5. Morfoevolución 160

9. CONTEXTO CLIMÁTICO

9.1. Marco climático general 175
9.2. Condicionantes climáticos 175
9.3. Clasificación climática 181
9.4. Caracterización morfoclimática 184

10. SITUACIÓN BIOGEOGRÁFICA: LA VEGETACIÓN

10.1. Marco biogeográfico 187
10.2. Fitosociología 189
10.3. Principales formaciones vegetales actuales de la CHA 192

11. USOS DEL SUELO: EVOLUCIÓN HISTÓRICA 203

12. UNIDADES FISIOGRÁFICAS SINTÉTICAS 205

IV. DESARROLLO Y RESULTADOS

13. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

13.1. El dominio geomorfológico fluvial 209
13.2. Unidades y elementos geomorfológicos fluviales 210

14. HIDROLOGÍA FLUVIAL: CRECIDAS Y AVENIDAS

14.1. Análisis hidrológico 259
14.2. Análisis paleohidrológico: avenidas históricas 336
14.3. Análisis geomorfológico: condicionantes geomorfológicos de las crecidas fluviales 353
14.4. Avenidas instantáneas o relámpago 373

15. APLICACIÓN A LA GESTIÓN DE RIBERAS Y SISTEMAS FLUVIALES

15.1. Riesgo de inundación y gestión de riberas 423
15.2. Incidencia antrópica sobre la dinámica fluvial 473

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

16. DISCUSIÓN

16.1. Revisión crítica de técnicas y resultados 511
16.2. Propuesta metodológica 526

17. CONCLUSIONES

17.1. Principales aportaciones 529
17.2. Conclusión general 531
17.3. Conclusiones específicas 531

VI. REFERENCIAS

* Referencias bibliográficas citadas 535
* Listado de acrónimos, símbolos, abreviaturas y contracciones 577

ANEXO I. Cartografía geomorfológica de la Cuenca Hidrográfica del río Alberche

I

INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

1.1. Planteamiento de la problemática
1.2. Hipótesis de partida
1.3. Objetivos

2. JUSTIFICACIÓN

2.1. El tema: geomorfología e hidrología fluvial
2.2. El área: cuenca hidrográfica del río Alberche
2.3. El desarrollo: gestión de riberas fluviales

1. PRESENTACIÓN

Esta memoria se presenta para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid. Contiene la Tesis Doctoral de D. Andrés Díez Herrero, titulada "***Geomorfología e hidrología fluvial del río Alberche: modelos y S.I.G. para la gestión de riberas***", inscrita el día 20 de abril de 1992, y dirigida por el Dr. D. Javier de Pedraza Gilsanz, Profesor Titular del Departamento de Geodinámica (Facultad de Ciencias Geológicas) de la citada Universidad.

Se encuentra estructurada en diecisiete capítulos y sus correspondientes epígrafes y subapartados, englobados en cinco grandes bloques temáticos: I, Introducción; II, Metodología; III, Marco Fisiográfico; IV, Desarrollo y Resultados; y V, Discusión y Conclusiones. Un sexto bloque incluye las referencias bibliográficas e índices varios.

La presente Tesis Doctoral no es un trabajo de investigación aislado, sino que se enmarca en la línea de estudio que viene dirigiendo y desarrollando el Dr. Pedraza durante las dos últimas décadas, enfocada al mejor conocimiento geomorfológico e interpretación evolutiva del Sistema Central español y las cuencas adyacentes de los ríos Tajo y Duero. Dichos trabajos se ha materializado en realización de varias tesis doctorales concluidas (Dr. Centeno, Dr. Rubio, Dra. Carrasco y Dr. Martín), otras en curso, y numerosos proyectos de investigación financiados.

Además, sus resultados han sido integrados y serán incorporados a los proyectos de investigación: "*Investigación sobre el régimen de precipitación e inundaciones de la Cuenca del Tajo durante el último milenio en base a criterios y datos paleohidrológicos*" (PaleoTagus), CLI95-1748 Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Programa Nacional del I+D, Programa Nacional de Investigación y Desarrollo sobre el Clima; "*Systematic, Palaeoflood and Historical data for the improvEment of flood Risk Estimation*" (SPHERE), EVG1-1999-00039, Comisión Europea (DG XII), V Programa Marco, Acción clave de Riesgos Hidrogeológicos; y "*Modelización del flujo y procesos geomorfológicos en llanuras de inundación. Aplicación a los ríos Tajo en Talavera de la Reina y Jabalón en Valdepeñas (Comunidad de Castilla-La Mancha)*", proyecto FEDER 1FD97-2110-CO2-02.

1.1. PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA

Las corrientes fluviales que drenan los relieves del Sistema Central español, y el río Alberche entre ellas, presentan una notable complejidad geomorfológica e hidrológica. Ello se debe a la dilatada y policíclica historia evolutiva de los relieves donde surgen, la considerable dimensión y diversidad litológica de las cuencas de las que son tributarias (Tajo y Duero), y la irregular distribución espacio-temporal de las precipitaciones que las alimentan.

En primer lugar, existen problemas a la hora de interpretar la naturaleza y magnitud de los condicionantes geológicos y geomorfológicos en la disposición de las cuencas fluviales y sus redes de drenaje dentro del Sistema Central español. Si bien se han propuesto modelos en los que la morfoestructura general

condiciona la forma de las grandes cuencas y las deformaciones frágiles (fallas y diaclasas) el trazado de los valles, fenómenos puntuales de sobreimposición/antecedencia y disposiciones anómalas de los cursos fluviales obligan a replantearse dichas hipótesis.

Ni siquiera existen propuestas de datación sobre la edad de implantación de las actuales redes fluviales en los relieves donde surgen; las escasas hipótesis parten de los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central, que son útiles a nivel general, pero no sirven para explicar situaciones concretas como la permanencia de los sistemas fluviales en sus diferentes etapas.

Algo semejante ocurre con la configuración geomorfológica del trazado de los ríos por las cuencas sedimentarias (Tajo y Duero). La aparente simplicidad de la disposición de formas (valles) y depósitos (sistemas de terrazas) se ha visto trastocada en las últimas décadas con el descubrimiento y documentación de fenómenos complejos que afectan a la dinámica y evolución de estos sistemas fluviales; es el caso de capturas a gran escala (sistema Eresma-Moros-Zorita), subsidencias en fosas marginales (sistema Alberche-Perales) o hundimientos sinsedimentarios por carstificación (ríos Tajo, Manzanares y Jarama).

De igual forma, la datación de los depósitos de los sistemas de terrazas de estos ríos ha presentado una notable complejidad por su naturaleza litológica y la relativa ausencia de elementos datables. Clásicamente se recurría a las relaciones geomorfológicas respecto a superficies erosivas culminantes (de edades relativas acotadas), y tan sólo en las últimas décadas se han utilizado sistemáticamente métodos arqueológicos, paleontológicos, magnetoestratigráficos o radiométricos (^{14}C y termoluminiscencia). Sin embargo, los resultados son aún puntuales y concentrados en algunas corrientes más estudiadas (Tajo, Jarama, Manzanares y Henares), en detrimento de otras peor conocidas (Alberche, Eresma, Moros, Voltoya, etc.).

A pesar esta amplia problemática geomorfológica, las incertidumbres y cuestiones no resueltas en el ámbito hidrológico son aún más importantes. Puede decirse que los únicos estudios hidrológicos de los ríos del ámbito del Sistema Central se han realizado con el objetivo de conocer las reservas hídricas que son susceptibles de generar; y en numerosas ocasiones usando datos y utilizando técnicas cuestionables. Se tiene un desconocimiento casi total acerca de la dinámica de caudales, magnitud y características de sus eventos de crecida, y consecuencias geomorfológicas de las avenidas que acontecen en estos ríos. En este marco, quedan sin resolver problemas como la respuesta hidrológica de las diferentes cuencas a los eventos de precipitaciones intensas o fusiones nivales repentinas; el grado de implicación de los factores físicos de la cuenca (geomorfología, suelos, vegetación ...) en la génesis y características de las crecidas; o el grado de intervención de eventos extremos en la modificación configuracional del cauce y sus inmediaciones.

A la anterior problemática se suma el hecho de que este territorio (centro peninsular) muestra una antropización ancestral que se remonta al Paleolítico, y que alcanza su máximo en el presente por la proximidad al área metropolitana de Madrid. La interacción entre los sistemas fluviales y las actividades humanas tan sólo ha sido estudiada desde el punto de vista histórico, pero escasamente analizada desde la perspectiva geomorfológica e hidrológica. En las cuencas de los ríos que nacen en el Sistema Central se verifican diversas acciones humanas, tanto directas sobre los cauces (construcción de presas de embalse, trasvases, canalizaciones ...) como indirectas en la cuenca (cambios de uso del suelo, impermeabilizaciones ...), cuyas afecciones a la dinámica fluvial son completamente desconocidas en el

momento actual.

Otra interacción deriva de la ubicación de personas y bienes expuestos en áreas de importante peligrosidad de inundación durante crecidas fluviales, generando focos de riesgo. Estos riesgos no han sido analizados salvo para localizaciones puntuales y con finalidad de adoptar medidas correctivas tras catástrofes; nunca se ha estudiado la implantación de medidas predictivas y preventivas con carácter global, considerando la cuenca drenante en su conjunto.

1.2. HIPÓTESIS DE PARTIDA

Como toda Tesis Doctoral, este trabajo tiene una hipótesis de partida, que podría resumirse como sigue: mediante técnicas de análisis hidrológico y geomorfológico y el empleo de herramientas matemáticas e informáticas (sistemas de información geográfica) se puede modelizar la respuesta de un sistema fluvial y su dinámica ante eventos extremos y a la intervención antrópica en el mismo.

Frente a los planteamientos que postulan que el análisis geomorfológico e hidrológico de una cuenca fluvial poco pueden aportar a su conocimiento como sistema, el presente trabajo postula las importantes conclusiones que pueden extraerse de ambos análisis, tanto desde el punto de vista conceptual como aplicado a la gestión de riberas. Para ello se propone el empleo conjunto de técnicas tradicionales geomorfológicas (fotointerpretación y campo) y las más sofisticadas herramientas de modelización hidrológica e hidráulica (modelos matemáticos), con el soporte de sistemas informáticos para la gestión de información georreferenciada (S.I.G.).

1.3. OBJETIVOS

El objetivo general de la Tesis es la caracterización, interpretación y modelización geomorfológica e hidrológica de la cuenca hidrográfica del río Alberche, con especial incidencia en el estudio de las crecidas fluviales y su aplicación a la gestión de riberas.

Este objetivo global puede desarrollarse mediante una serie de objetivos específicos o particulares:

* Contextualizar la cuenca hidrográfica del río Alberche desde el punto de vista fisiográfico, analizando los condicionantes geográficos, geológicos, geomorfológicos, climáticos y biogeográficos, que han configurado su estado actual.

* Sintetizar las características fisiográficas de la cuenca mediante la delimitación de unas unidades homogéneas desde el punto de vista de los parámetros ambientales.

* Realizar una cartografía geomorfológica detallada de la cuenca hidrográfica del río Alberche, reflejando la disposición espacial de los elementos y unidades más significativos, y contemplando sus relaciones genéticas.

* Caracterizar la hidrología fluvial del río Alberche y sus tributarios, con especial hincapié en el análisis de las crecidas y avenidas, y su modelización.

* Analizar las interrelaciones entre la geomorfología e hidrología fluvial en el río Alberche, estableciendo vínculos de causalidad y cuantificando la magnitud de los efectos recíprocos.

* Aplicar la modelización hidrológica al análisis del riesgo de inundación y a la propuesta de medidas preventivas de carácter no estructural, como la planificación territorial de riberas.

* Caracterizar la respuesta del sistema fluvial del río Alberche ante las perturbaciones antrópicas, tanto directas como indirectas, empleando técnicas geomorfológicas y modelización matemática.

* Contrastar y calibrar modelos, discutir la efectividad de las distintas metodologías empleadas en el análisis geomorfológico e hidrológico, y proponer un procedimiento de estudio que pueda ser extrapolado a cuencas de características semejantes.

2. JUSTIFICACIÓN

2.1. EL TEMA: GEOMORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA FLUVIAL

Desde la publicación a finales de la década de 1970 del libro *The Fluvial System* (Schumm, 1977), las corrientes fluviales han sido entendidas y estudiadas como sistemas abiertos, dinámicos y complejos. Esta inclusión de la Teoría de Sistemas en el análisis geomorfológico de los ríos, arroyos y demás elementos de la red hidrográfica, llevó aparejada la profundización en otra serie de conceptos teóricos sobre los modelos de equilibrio geomórfico, ya iniciados por Gilbert y Powell, y que aún hoy en día son objeto de discusión.

Los antecedentes de esta visión sistémica del dominio fluvial pueden remontarse a los trabajos de geomorfólogos e hidrólogos de principios-mediados del siglo XX, cuando relevantes figuras como Horton y Strahler pusieron las bases de la morfometría de cuencas hidrográficas. A ellos sucedieron importantes trabajos en geomorfología fluvial cuantitativa y teórica, entre los que destacan *Fluvial Processes in Geomorphology* (Leopold, Wolman y Miller, 1964) y *Geomorphology and General System Theory* (Chorley, 1962), pilares fundamentales de las primeras propuestas sistémicas explícitas de Chorley & Kennedy (1971) y Chorley (1972).

La consideración del sistema fluvial como un conjunto de elementos interrelacionados y de los diferentes niveles de análisis con que puede abordarse su estudio (Chorley, op. cit.), llevan aparejadas una serie de consecuencias inmediatas:

a) Las investigaciones que aborden temas fluviales deben hacerlo desde una perspectiva integrada, esto es, considerando sus elementos en el análisis y realizando síntesis con las relaciones entre ellos.

b) Es preciso hacer hincapié no sólo en los aspectos configuracionales (sistema morfológico), sino también en la dinámica del agente y sus acciones energéticas (sistema en cascada); esto es, la hidrología e hidráulica fluviales.

c) Al verificarse estrechas relaciones geometría-agente-acción, la investigación debe abordarse desde la perspectiva de sistemas morfogenéticos proceso-respuesta.

Por otra parte, la mayoría de los actuales sistemas fluviales no se encuentran en situación "natural", sino que vienen interfiriendo con las actividades humanas desde tiempos ancestrales, lo que hace más complejo el sistema de interrelaciones y su interpretación.

Esta aparente complejidad en los requisitos básicos que debe cumplir cualquier investigación fluvial en el marco de la Teoría de Sistemas, lejos de frenar o paralizar los trabajos, ha contribuido a la proliferación de los mismos en las últimas décadas; hasta tal punto que podría hablarse de inflación en este campo. Sin embargo, muchos de ellos adolecen de una excesiva especialización, abordando aspectos puntuales y no integrados, contraviniendo así los postulados básicos antes expuestos.

De ahí la necesidad de retomar en la investigación geomorfológica fluvial esa filosofía integrada en la que se estudia el sistema mediante un triple análisis: configuracional (geomorfológico), dinámico (hidrológico) y proceso-respuesta (interacciones externas, entre ellas con las actividades antrópicas). Es precisamente en esta línea en la que se enmarca esta Tesis y se justifica la elección de su temática.

2.2. EL ÁREA: CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE

La elección del área de estudio estuvo motivada por tres circunstancias, que nos han hecho converger en la cuenca hidrográfica del río Alberche:

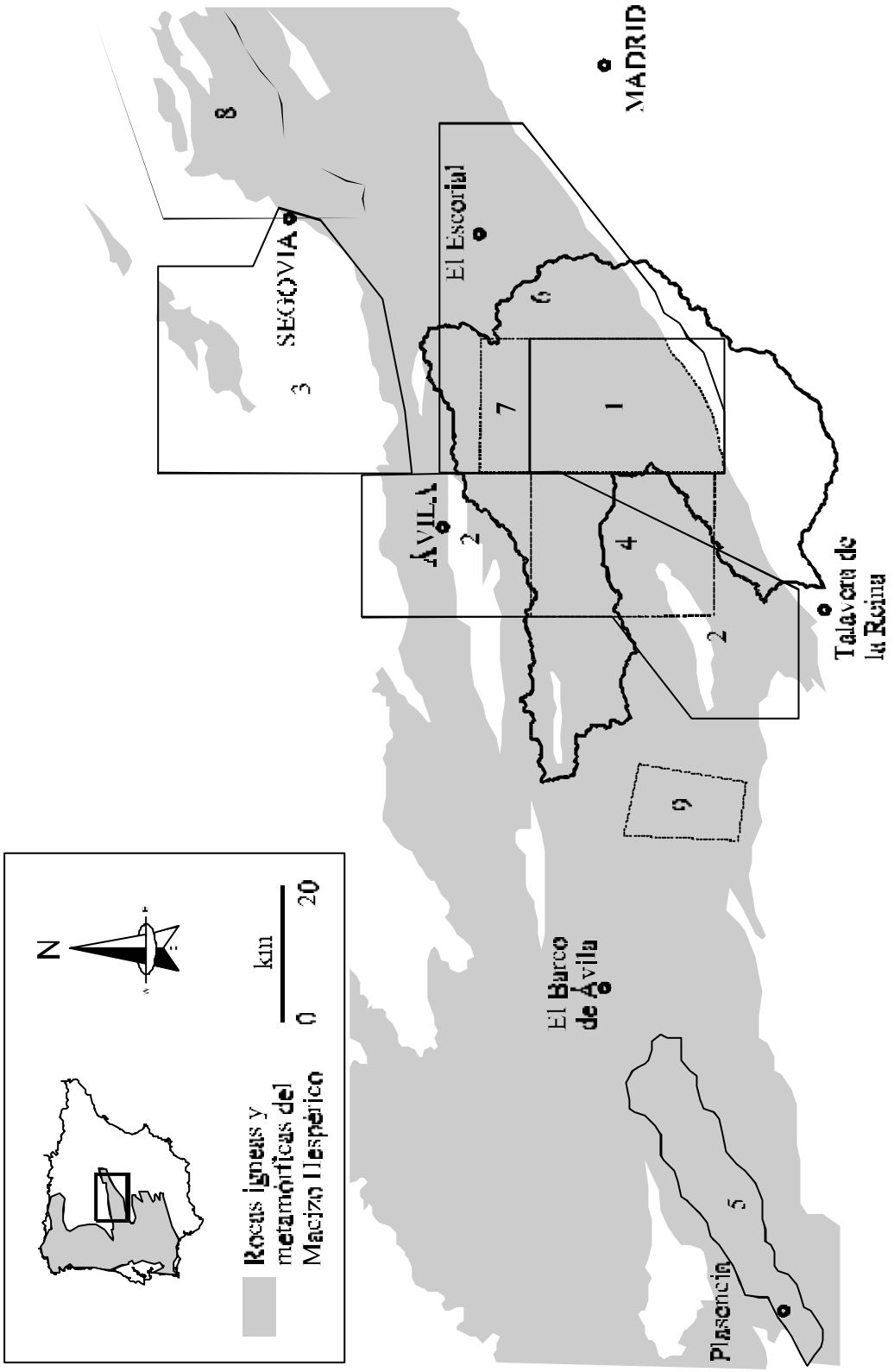
a) La primera, parte del ámbito de actuación del equipo en el que se realiza la Tesis. Como se ha reseñado, dicho grupo viene elaborando estudios geomorfológicos en ambas vertientes del Sistema Central español, por lo que parecía razonable la selección de un sector del mismo (Figura 2.1). Es más, dado que no se trata *a priori* de un análisis geomorfológico regional clásico, se hacía preciso el que previamente se hubiese trabajado en la zona desde este otro punto de vista; la propia tesis doctoral del Dr. Pedraza, director de esta que presentamos aquí, cubre parte (unos 1.200 km^2) de la zona de estudio que hemos abordado nosotros (unos 4.100 km^2). Ello permitiría abordar problemas pendientes y confrontar los resultados con los trabajos previos.

b) De otra parte, si bien el sector oriental de la cuenca del río Alberche ha sido parcialmente tratado en distintos estudios geomorfológicos regionales, su sector occidental es prácticamente inédito, no existiendo siquiera cartografía geológica básica a escalas superiores a 1:200.000 publicada del mismo. Si a ello se suma el interés geomorfológico de esta zona de contacto entre las sierras de Gredos y Guadarrama con la cuenca del Tajo, concluiremos que se trata de un área digno de ser estudiado.

c) Por último, para el estudio de los aspectos hidrológicos, tanto crecidas como interferencia antrópica en la dinámica fluvial, se precisaba una cuenca en la que se verificasen eventos de crecida importantes y en la que las acciones humanas sobre el sistema fluvial fueran relevantes. En ambos sentidos la cuenca hidrográfica del río Alberche se muestra como una solución acertada: existen numerosos registros históricos y testimonios documentales de crecidas, algunas afectando a importantes núcleos de población; y presenta una regulación de la red de drenaje digna de consideración, tanto directa (más de 19 presas de embalse) como indirecta (superficie urbanizada y notable deforestación).

De esta forma, la elección del río Alberche se presentó como la solución idónea. El estudio de la cuenca hidrográfica completa se justifica en la propia temática a abordar (geomorfología e hidrología) y los métodos que se emplearán en su análisis (modelización y SIG), que requieren una visión integrada del contexto de la cuenca. Esta decisión enlaza con la mayor parte de las investigaciones hidrológicas, que señalan a la cuenca de drenaje como unidad de estudio y de actuación integrada en la gestión de riberas.

Figura 2.1. Ámbito de estudio de diversas tesis doctorales y tesis de licenciatura sobre geomorfología del Sistema Central presentadas en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) en las últimas décadas. Leyenda de los bordes: línea fina, tesis doctorales; línea discontinua, tesis de licenciatura; línea gruesa, presente tesis doctoral. Leyenda de los códigos: 1, Pedraza (1978); 2, Garzón (1972, 1980); 3, Fernández (1987); 4, Vázquez (1986); 5, Carrasco (1997); 6, Centeno (1988); 7, Sanz (1987); 8, Martín Duque (1997)); y 9, Fernández (1976).



2.3. EL DESARROLLO: GESTIÓN DE RIBERAS FLUVIALES

Los trabajos de investigación básica que se han llevado a cabo en el presente trabajo, han tenido su continuación en el desarrollo de técnicas de aplicación a la gestión de riberas fluviales.

Los ríos han sido un elemento importante en la colonización biológica y humana de los territorios, pero de forma especial allí donde el clima les hace aparecer como una fuente de recursos naturales en un ambiente semiárido, caso de la Meseta Ibérica. En ocasiones, esta colonización ha llegado hasta extremos peligrosos para el propio río o sus colonizadores, al interferir con su dinámica y la de los ecosistemas que sustenta; por ello cada día son más necesarios trabajos de planificación integral (cuencas fluviales) y de gestión en las proximidades de los cauces (riberas).

Para la planificación y gestión de riberas es preciso el conocimiento integral del río; estos aspectos se enmarcan en el concepto del continuo fluvial y el carácter múltiple del río como medio, que relaciona la estructura y funcionamiento de las comunidades bióticas (vegetales, animales o humanas) con los procesos geomorfológicos y la hidrología fluvial.

Esta visión integral y sistémica del río Alberche es lo que persigue el presente trabajo, por lo que su aplicación a la gestión de riberas parece inmediata, tanto en el campo de la predicción y prevención de riesgos naturales (inundaciones fluviales) como en la prevención y corrección de impactos ambientales (efectos de presas, urbanizaciones ...). A este respecto, podemos recoger las recomendaciones dadas por el juez D. Mariano Fustero, del juzgado de instrucción nº 1 de Jaca (Huesca), en el auto por la riada que arrasó el camping "Las Nieves" de Biescas (4-10-1999): *"A la vista de lo acontecido se demuestra la insuficiencia de la normativa vigente para calificar un terreno cmo* [sic] *inundable no siendo suficiente el estudio estadístico del periodo de retorno sino que sería* [necesario] *completar la legislación administrativa con un criterio geológico, no bastando la previsión estadística prevista en dicho precepto del RPDH* [sic] *para garantizar la seguridad de personas y bienes*"(Nº 22130 2 101338 /1999; pág. 18).

De esta problemática se han hecho eco igualmente organismos internacionales, como la UNESCO, que en su programa "El hombre y la Biosfera" (MAB) estudia las interacciones terrestre-acuáticas en los valles fluviales; igualmente con la declaración de la década 1990-2000 como Decenio Internacional para la Reducción de Desastres Naturales por parte de la Asamblea General de las Naciones Unidas. La propia Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza ha constituido un grupo de trabajo sobre ecología de los ríos. Asimismo, el Consejo de Europa ha creado una red de información, denominada "*Large European Alluvial Rivers*", consagrada a la realización de trabajos de investigación y acondicionamiento de los ríos.

II

METODOLOGÍA

3. TÉCNICAS DE GABINETE

3.1. Recopilación de información y fuentes de datos

3.1.1. Bibliografía

3.1.2. Cartografía

3.1.3. Fotografía

3.1.4. Datos numéricos

3.1.5. Imágenes de teledetección

3.2. Cartografía geomorfológica mediante fotointerpretación estereoscópica

3.3. Aplicación de modelos hidrológicos para crecidas

3.3.1. Técnicas deterministas empíricas

* Método histórico
* Métodos geológico-geomorfológicos

3.3.2. Técnicas estocásticas: los métodos hidrometeorológicos

* Método Racional
* Método del Hidrograma unitario

3.4. Análisis estadístico de datos numéricos

3.4.1. Análisis estadístico de las precipitaciones máximas

3.4.2. Análisis estadístico de los caudales máximos

3.5. Aplicación de modelos hidráulicos para el análisis de la inundabilidad

3.5.1. Régimen uniforme: ecuación de Manning

3.5.2. Régimen gradualmente variado: HEC-2 y HEC-RAS

3.5.3. Caudales y profundidades críticas

3.6. Sistemas de información geográfica

3.6.1. Tipología y características del sistema de información geográfica

3.6.2. Fuentes de datos espaciales

3.6.3. Adquisición y almacenamiento de los datos

3.6.4. Operaciones en el análisis de los datos

* Regionalización de parámetros meteorológicos desde datos puntuales

* Obtención de parámetros morfométricos de la cuenca y red desde el MDT
* Discretización espacial de parámetros hidrológicos
* Estimación de áreas inundables y calados para diferentes periodos de retorno
* Simulación de situaciones preoperacionales y postoperacionales
* Análisis del riesgo de afección a bienes y servicios
* Diseño del Plan de Protección Civil de Ámbito Local

3.7. Metodologías de estudio morfodinámico de meandros: variabilidad temporal del trazado en planta de meandros fluviales

3.7.1. Caracterización de la incidencia en las curvas individuales de meandro mediante índices morfométricos

3.7.2. Estudio de la incidencia sobre la traza completa del meandro

* Aplicación de índices morfométricos de conjunto
* Modelización matemática del meandro: curvas sino-generadas
* Análisis del poder espectral

3.8. Análisis meteorológico de imágenes de teledetección rádar

3.9. Análisis sedimentológico de columnas y perfiles

4. TÉCNICAS DE LABORATORIO

4.1. Análisis mineralógico y granulométrico

4.1.1. Análisis mineralógico

4.1.2. Análisis granulométrico

4.2. Datación de muestras: luminiscencia, ^{14}C, arqueología y paleontología

4.2.1. Luminiscencia

4.2.2. Carbono-14 o Radiocarbono

4.2.3. Arqueología

4.2.4. Paleontología

4.3. Análisis paleopalinológico

5. TÉCNICAS DE CAMPO

5.1. Mediciones morfométricas e hidrológicas

5.2. Cartografía geomorfológica

5.3. Levantamiento de columnas y perfiles

5.4. Adquisición de documentos gráficos

5.5. Toma de muestras

5.5.1. Muestreos para datación mediante termoluniscencia

5.5.2. Muestreo para datación mediante ^{14}C

5.5.3. Muestreos para caracterización textural y mineralógica

5.5.4. Muestreos de rocas consolidadas

5.5.5. Muestreos de restos arqueológicos

5.5.6. Muestreos para análisis paleopalinológico

La metodología de estudio llevada a cabo en la presente tesis doctoral puede considerarse combinada entre el análisis y la síntesis, de tal modo que se suceden a lo largo de su desarrollo procesos sintéticos (antecedentes y contexto), analíticos (hidrología y geomorfología) y de nuevo sintéticos (discusión y conclusiones).

Para la consecución de los objetivos planteados se hizo preciso el uso combinado, integrado y simultáneo de muy diferentes técnicas y metodologías, así como la recopilación de información con diversas procedencias y formatos; básicamente podríamos diferenciar tres grandes grupos, según el espacio físico donde suelen aplicarse, bien sea el gabinete, el laboratorio de análisis o la zona de estudio.

3. TÉCNICAS DE GABINETE

Comprenden las actividades de investigación que se realizan en el lugar de trabajo, otros centros de investigación, las bibliotecas especializadas, centros de documentación y similares. Se han diferenciado cinco tipos principales de actividad, clásicos algunos e innovadores otros.

3.1. RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN Y FUENTES DE DATOS

En primer lugar, se recopiló cuanta información bibliográfica, cartográfica, fotográfica y documental se ha publicado tanto acerca del tema de investigación (geomorfología e hidrología fluvial) como de la zona de estudio (cuenca hidrográfica del río Alberche).

3.1.1. BIBLIOGRAFÍA

Para la búsqueda y revisión bibliográfica se recurrió a la consulta de las bases de datos (informatizadas en ocasiones) de bibliotecas generales (Biblioteca Nacional, Biblioteca Municipal de Ávila ...) y especializadas: Facultad de CC. Geológicas y Facultad de Geografía e Historia, ambas de la UCM; Centro de Estudios Hidrográficos, y Centro de Estudios y Técnicas Avanzadas del CEDEX; Biblioteca General y Centro de Documentación del ITGE; Confederación Hidrográfica del Tajo; Museo Nacional de CC. Naturales, y Centro de CC. Mediambientales del CSIC, entre otras.

Por lo que respecta a las publicaciones periódicas, se ha realizado en los últimos diez años un seguimiento fascículo a fascículo a más de una docena de revistas especializadas en geomorfología e hidrología fluvial, tanto nacionales (*Cuaternario y Geomorfología*, *Ingeniería del Agua*, *Ingeniería Civil* ...) como internacionales (*Earth Surface Processes and Landforms, Geomorphology, Zeitschrift für Geomorphologie, Géomorphologie, Catena, Journal of Hydrology, Environmental Geology*...). Seguimiento que se completa con la lectura esporádica de la prensa local (Diario de Ávila, El País-Edición Madrid), y la minuciosa revisión de sus hemerotecas para fechas determinadas.

Se consultaron además las principales bases de datos documentales en formato CD-ROM especializadas en temas geológicos, como *GeoRef* (*American Geological Institute & SilverPlatter International*) y *Pascal*; también se recurrió a buscadores en las grandes bases documentales de *Internet*, como *Amazon*.

Con las obras recopiladas se confeccionó una base de datos propia, que contiene más de un millar de registros, muchos de los cuales aparecen reflejados como referencias bibliográficas (bloque VI. Referencias). Además buena parte de los documentos publicados se adquirieron o, en caso de estar agotados o inéditos, se fotocopiaron, reprodujeron o resumieron.

3.1.2. CARTOGRAFÍA

En la recopilación cartográfica se recurrió a los organismos suministradores de bases topográficas a nivel nacional (Centro Nacional de Información Geográfica del IGN, y Servicio Geográfico del Ejército de Tierra), autonómico (Servicio de Ordenación del Territorio de la Junta de Castilla y León, Servicio Cartográfico Regional de la Comunidad de Madrid, y Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha), provincial (Diputación de Ávila) y local (Ayuntamiento de Navaluenga). No sólo se consultaron y adquirieron las ediciones más recientes de las cartografías, sino que se recopilaron todas las ediciones anteriores mediante la consulta de sus fondos históricos (IGN, CAM y SGE). A toda esta cartografía básica se suma la cartografía temática, fundamentalmente geológica (ITGE), de cultivos y aprovechamientos (MAPA), edafológica (JCL y CAM) ... Como resultado se dispone de una cartoteca con más de 150 mapas, planos y esquemas cartográficos, de muy diferentes fechas, escalas y zonas.

3.1.3. FOTOGRAFÍA

Igualmente se recopilaron la mayor parte de las fotografías aéreas (copias positivas por contacto en papel de 24x24 cm) existentes de la zona de estudio, entre las que pueden distinguirse varios grupos según su fecha de adquisición, escala y procedencia:

**** Fotografías aéreas verticales en blanco y negro*:**

- Vuelo nacional año 1946, a escala aprox. 1:71.000, Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire (Ministerio de Defensa).
- Vuelo nacional años 1956/57, a escala 1:33.000, Servicio Geográfico del Ejército (Ejército de Tierra; Ministerio de Defensa).
- Vuelo nacional años 1981/83 y 1984, a escala 1:30.000, Instituto Geográfico Nacional.
- Vuelo nacional año 1985, a escala 1:18.000, Instituto Geográfico Nacional.

**** Fotografías aéreas oblicuas en blanco/negro y color*:**

- Fototeca del Servicio de Cartografía y Fotografía del Ejército del Aire.
- Fondo fotográfico de Paisajes Españoles, S.L.

3.1.4. DATOS NUMÉRICOS

Por lo que respecta a la recopilación de datos numéricos, fundamentalmente meteorológicos e hidrológicos, se solicitaron conjuntos de información a los siguientes gestores de bases de datos:

**** Instituto Nacional de Meteorología*** (Centro Meteorológico Territorial de Madrid y Castilla-La Mancha, y C.M.T. de Castilla y León):

- *Bancos de Datos Zonales de Castilla y León, Madrid y Castilla-La Mancha, y Banco Nacional de Datos Climáticos (BNDC)*:

- Series anuales de precipitación máxima en 24 horas (PMAX) correspondientes a 48 estaciones de la Red Nacional comprendidas en la CHA (33) y sus inmediaciones (15), y en las que el registro de datos supera los 10 años; además otras series cortas de dos estaciones representativas por su ubicación.
- Precipitación diaria y meteoro observado (fotocopias de la ficha de adquisición de datos por el observador) de las estaciones pluviométricas convencionales de la CHA o sectores para:
  - Cinco días precedentes a los 11 eventos principales de crecida acontecidos desde 1946 a la actualidad.
  - Mes de diciembre de 1997 (avenida del Aº Cabrera).
  - Meses de agosto y septiembre de 1999 (avenida del Aº de la Gaznata).
- Series anuales de temperaturas medias y precipitaciones mensuales, para las 22 estaciones termopluviométricas de la CHA, y todo el periodo disponible.

- *Red de Estaciones Automáticas (REMAS) del SIVIM*; datos de precipitación (hietograma) y vientos diezminutales de las estaciones automáticas de Ávila "Observatorio" (desde 1988) y Piedrahita (desde 1991), correspondientes a los días completos: 5 de marzo de 1991, y 1 y 2 de septiembre de 1999.
- *Boletines Meteorológicos Diarios*; recogen datos de las redes sinópticas de superficie y altura, reflejados en mapas de análisis de la presión en superficie y topografías de las superficies isobáricas de 300, 500, 700 y 850 hPa a distintas horas (0000, 0600, 1200 y 1800 TMG); se manejaron los BMD correspondientes a los días: 17 y 18 de diciembre de 1997, y 1 y 2 de septiembre (números 244 y 245) de 1999.

**** Confederación Hidrográfica del Tajo***

- *Base de datos de la Comisaría de Aguas*; limnigramas e hidrogramas correspondientes a crecidas producidas en los años 90.
- *Anuario de Aforos*; datos de caudales diarios máximos máximos anuales (Qc) y caudales instantáneos máximos anuales (Qci), junto con sus fechas, de las estaciones de aforos representativas de la CHA: Navaluenga, El Burguillo, Villamantilla y Peguerinos.



Fotografía 2.1. Estación de aforos ubicada en el cauce del río Aceña en Peguerinos (indicativo 03228), gestionada por la Comisaría de Aguas de la Confederación Hidrográfica del Tajo.

**** Unión Fenosa, S.A***.

- *Centro de control del Sector Alberche-Castrejón (Central de Puente Nuevo)*; caudales diarios máximos anuales (Qc) de entradas y salidas de los cuatro embalses gestionados y fechas correspondientes.

- *Servicio de Movimiento de Energía (Madrid)*; caudales diarios de los embalses gestionados correspondientes al periodo 1-I-89 al 10-VIII-94.

**** Centro de Estudios Hidrográficos*** (base de datos HIDRO, CEDEX)

- Caudales diarios de la estación de El Burguillo para los periodos 1942-43/1985-86 y 1989-90/1993-94.
- Caudales diarios de la estación de Navaluenga para el periodo 01-02-1974/29-09-94, salvo el año hidrológico 1983/84.

También se realizó la suscripción y consulta a la revista *Información Hidrológica* (Ministerio de Medio Ambiente), para la extracción de los datos hidrológicos correspondientes al río Alberche.

En total, se dispone al respecto de varias decenas de miles de registros, tanto de precipitaciones máximas en 24 horas, precipitaciones diarias, meteoros, caudales diarios, máximos diarios anuales, máximos instantáneos anuales, caudales de entrada y salida en embalses, aportaciones, reservas...



Fotografía 2.2. Pluviómetro automático perteneciente al Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Cuenca del Tajo, en periodo de implantación y calibración.

3.1.5. IMÁGENES DE TELEDETECCIÓN

Se adquirieron imágenes procedentes de la Red de Rádares Meteorológicos (RERAM) del Sistema Integrado de Vigilancia Meteorológica (SIVIM), gestionadas por el INM. En concreto, imágenes matriciales del Radar de Madrid, que situado en el sur de la provincia de Madrid (Torrejón de Velasco; latitud 40º 11´ N, longitud 3º 43' W, altitud 722 msnm), trabaja en banda C con un ancho de haz de 0,9º (20 elevaciones con 12 CAPPIs), y cubre un área circular de radio aproximado de 240 km con una resolución espacial de 2 x 2 km y temporal de 10 minutos. Dos son los productos empleados:

- ***Acumulaciones horarias de precipitación*** (volúmenes operativos acumulados) correspondientes a las 19, 20, 21, 22 y 23 z, del 1 de septiembre de 1999 en formato digital *.GIF. La relación *Z-R* se calculó empleando la fórmula*:* $Z = 200 \cdot R^{1,6}$, a partir del PSEUDOCAPPI.
- ***Imagen impresa instantánea de las reflectividades*** (expresadas en dBz) correspondiente a las 23.30 horas del día 17 de diciembre de 1997.

3.2. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA MEDIANTE FOTOINTERPRETACIÓN ESTEREOSCÓPICA

Con cada par consecutivo de fotogramas correspondientes a las fotografías aéreas verticales, y empleando estereóscopos de gabinete (modelos Topcon y Geoscope), se realizó una visualización estereoscópica detallada de cada sector de la cuenca hidrográfica del Alberche.

Se centró la atención en la caracterización geométrica (morfometría) e interpretación dinámica-genética (morfodinámica y morfogénesis) de las formas del relieve y los depósitos asociados (formaciones superficiales). Como vuelo base del análisis geomorfológico se adoptó el correspondiente a 1956/57 (escala 1:30.000, SGE) por su calidad y antigüedad, permitiéndonos prescindir de elementos antrópicos recientemente establecidos (urbanizaciones, repoblaciones forestales ...) que dificultan la caracterización de formas y depósitos.

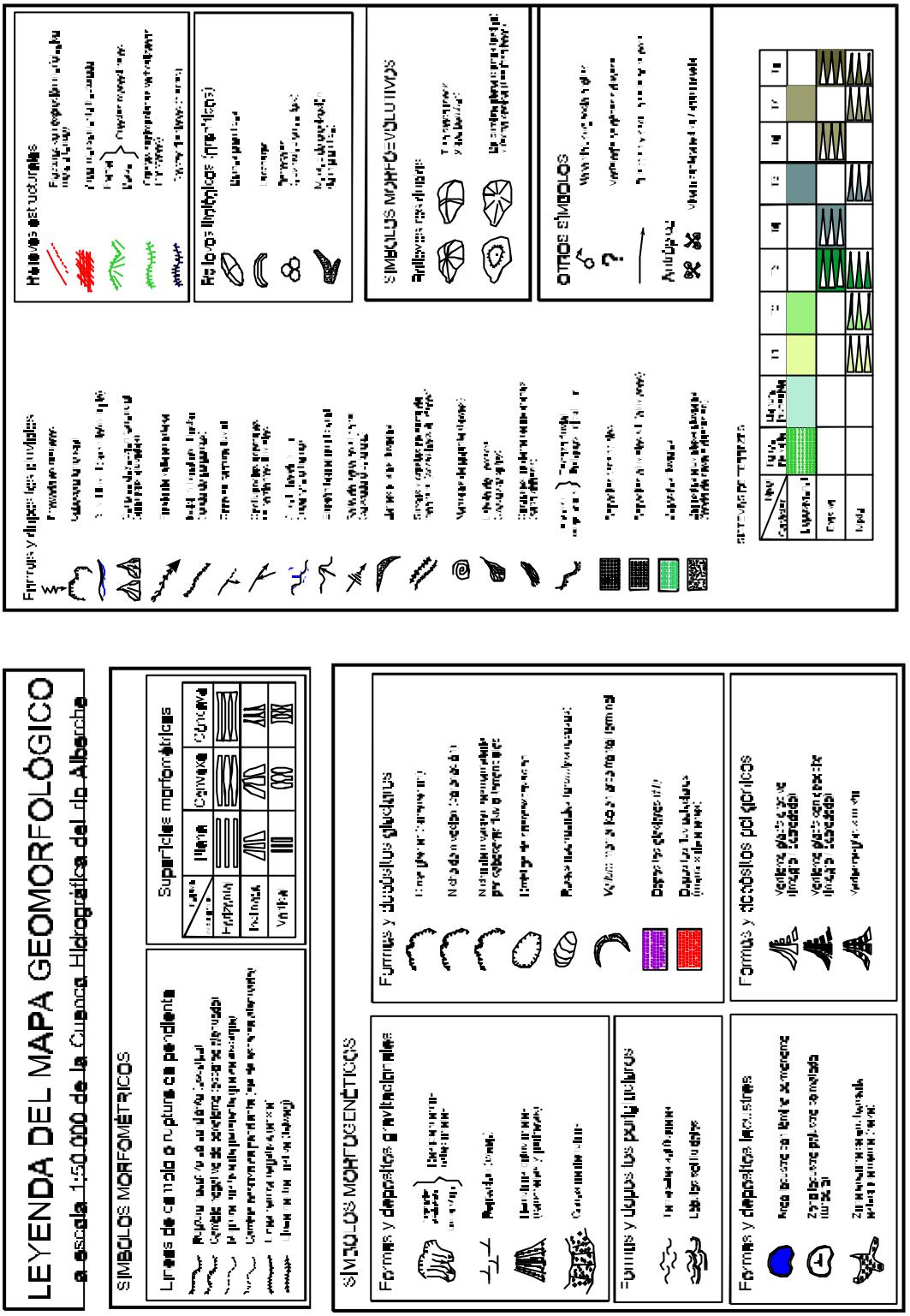
Las observaciones morfométricas e interpretaciones dinámico-genéticas se plasmaron en elementos puntuales, lineales (en diferentes colores) o poligonales (con diferentes colores y tramas de relleno), dibujados tanto en papeles *fototrace* ubicados directamente sobre los fotogramas, como en la trasposición manual sobre papeles de poliéster situados sobre la base topográfica a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército.

Para estos elementos se utilizó un sistema de representación y simbología (Figura 3.1) semejantes a los reflejados en la leyenda del Mapa Geomorfológico de Francia a escala 1:50.000 (Joly, 1970; Tricart, 1971-1976) y convergentes con la última propuesta española (Peña *et al.*, 1997), aunque con algunas adaptaciones a las particularidades y el conocimiento de la zona, que la aproximan a la propuesta de Pedraza (1978). Éstas han consistido básicamente en obviar la naturaleza litológica del substrato (contenido en el mapa geológico), el contexto estructural (contenido en el esquema morfoestructural), las precisiones morfoclimáticas (escasamente concretas en la zona) y las diferenciaciones de las potencias en las formaciones superficiales en base a su espesor (complejas de determinar); y potenciar la representación de las formas del terreno (símbolos en color), añadiendo representaciones específicas para las morfologías que no las tenían (graníticas, superficies culminantes, etc.).

Destaca la representación que tienen los principales elementos morfográficos y morfométricos, como rupturas y cambios de pendiente positivos y negativos (escarpes), así como la interpretación genética de las formas asociadas a cada proceso geomorfológico o factor condicionante (litológico, estructural o climático).

Frecuentemente se utilizaron conjuntos seriados de pares estereoscópicos de diferentes fechas y vuelos, para el análisis multitemporal de sectores con una dinámica actual muy marcada. En estos casos, la cartografía geomorfológica resultante además se superpuso y comparó con otras de diferentes fechas, precisándose igualmente el cambio de escala hasta una cartografía estandarizada.

Figura 3.1. Leyenda de los mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 de la cuenca hidrográfica del río Alberche, contenidos en el Anexo I (disco compacto).



3.3. APLICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS PARA CRECIDAS

En opinión de Llanos *et al*. (1995) existen dos tendencias metodológicas en el estudio hidrológico de las crecidas: una determinista que preconiza el pasado como condicionante del comportamiento presente y futuro, abordando su estudio mediante leyes físicas y relaciones matemáticas; y otra estocástica, que parte del carácter aleatorio del proceso, y propone la aplicación de leyes o funciones analíticas a un conjunto de observaciones previas para predecir futuros valores de la variable.

3.3.1. TÉCNICAS DETERMINISTAS EMPÍRICAS

Utiliza métodos indirectos basados en datos de paleoinundaciones del registro geomorfológico-sedimentológico, medidas instrumentales del registro ordinario de caudales, o información histórica sobre afecciones a elementos naturales o artificiales. Precisamente esta última técnica será utilizada en el presente estudio para el análisis paleohidrológico de las crecidas en la CHA.

**** Método histórico***

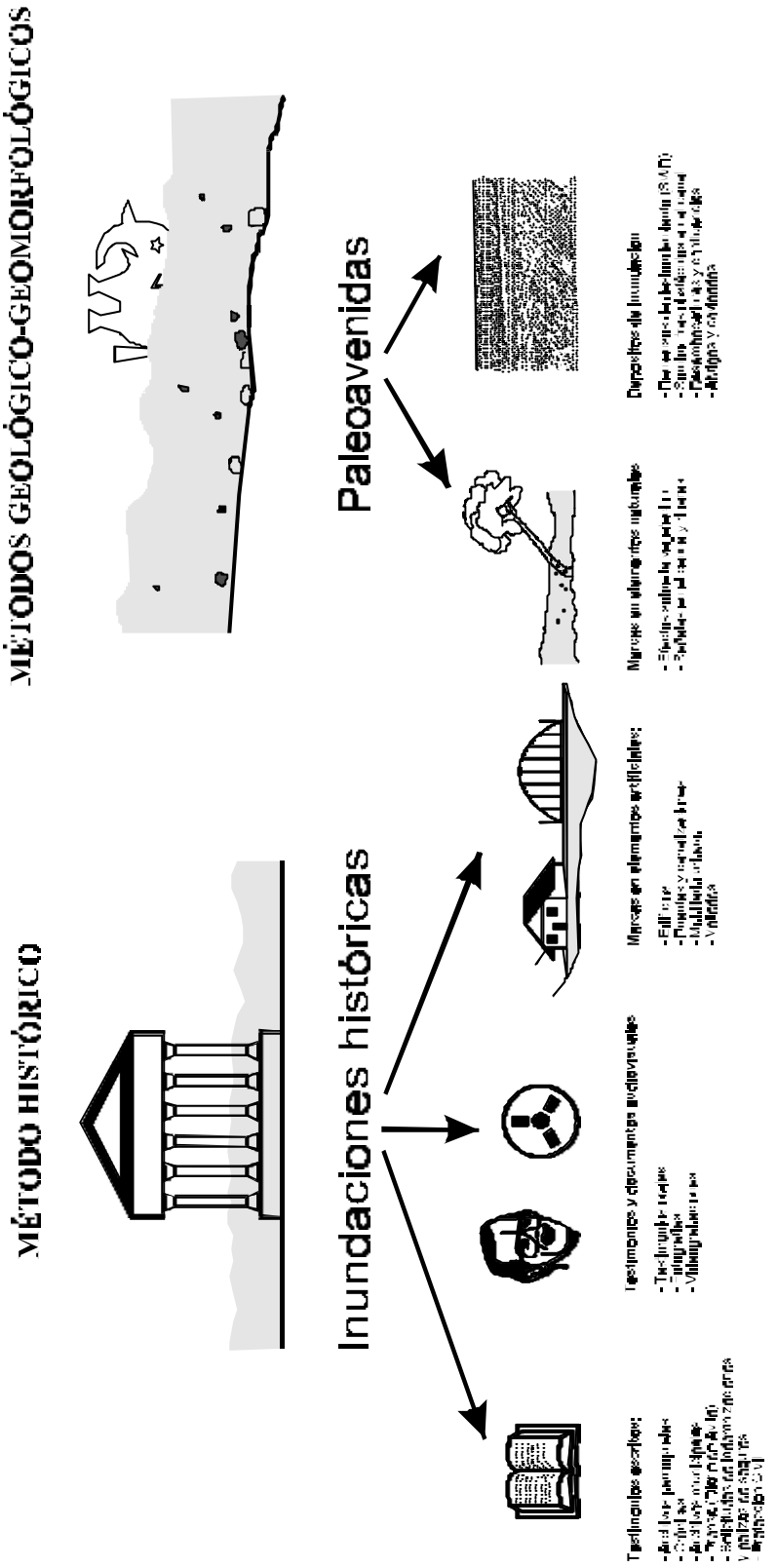
Consiste en el empleo de marcas sobre elementos artificiales (edificaciones, vías de comunicación, obras públicas, etc.), documentación histórica (manuscritos e impresos de archivos, bibliotecas y hemerotecas) y testimonios (orales o audiovisuales) para reconstruir la extensión cubierta o la cota alcanzada por las aguas durante una crecida desencadenada en el periodo histórico (Figura 3.2). Una aplicación simple de esta metodología consiste en suponer que si el agua alguna vez ha alcanzado ciertos niveles puede alcanzarlos también en un futuro no muy lejano, determinando esta zona como de crecida histórica. Algo más sofisticados son los estudios que trasponen estos niveles a caudales circulantes mediante modelos hidráulicos y les asignan una determinada probabilidad, permitiendo que se introduzcan como datos complementarios en el análisis estadístico de caudales procedentes del registro ordinario.

**** Métodos geológico-geomorfológicos***

Emplean la disposición y tipología de las formas del terreno, afecciones a elementos naturales (vegetación) y los depósitos generados durante o tras el evento de avenida, con el fin de reconstruir las zonas cubiertas por el agua, su velocidad, profundidad y carga de materiales, para crecidas anteriores al periodo histórico o de las cuales no se dispone de información histórica. Con ello se pueden delimitar las áreas geomorfológicamente activas dentro del cauce fluvial y sus márgenes, y por tanto susceptibles de ser inundadas en el marco de la dinámica natural de la corriente fluvial. En muchas ocasiones, y dado su carácter descriptivo, estas técnicas han sido tildadas de cualitativas y poco útiles, pero últimamente están cobrando fuerza al ser las únicas que consideran fenómenos naturales difícilmente modelizables con otras técnicas, como la avulsión o la migración del canal, y tener en cuenta las tendencias evolutivas naturales del sistema fluvial.

En el caso de existir determinados tipos de depósitos o marcas con o sobre elementos datables mediante técnicas paleontológicas, dendrocronológicas, radiométricas (^{14}C, OSTL, etc.) o arqueológicas, puede igualmente asignarse una probabilidad de ocurrencia a los caudales resultantes de la modelización hidráulica a partir de esos niveles y velocidades, integrándose de la misma forma en el análisis estadístico de caudales (ver apartado 3.4.2).

Figura 3.2. Fuentes de datos de las técnicas deterministas empíricas para el estudio de las crecidas y avenidas, tanto para los métodos históricos como geológico-geomorfológicos.



3.3.2. TÉCNICAS ESTOCÁSTICAS: LOS MÉTODOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Emplean diferentes metodologías indirectas para reconstruir el hidrograma completo de la crecida esperada, o al menos alguno de sus parámetros más importantes (caudal punta, tiempos característicos, etc.); son habituales las fórmulas empíricas, los métodos hidrometeorológicos y el análisis estadístico de caudales o volúmenes de crecida (ver apartado 3.4.2).

Las primeras, como la conocida fórmula de Zapata, relacionan el caudal máximo esperado en un punto de la corriente con las características morfométricas de la cuenca drenante, por lo que su utilización está restringida a una cuenca en particular, siendo muy cuestionadas al tratarse de modelos simples de tipo caja negra; los otros métodos (hidrometeorológicos y estadísticos) están ampliamente difundidos y generalizados y serán los utilizados en el presente estudio.

Los métodos hidrometeorológicos, como su propio nombre indica, se basan en funciones de conversión de variables meteorológicas (fundamentalmente precipitación) a escorrentía superficial (caudales) que se apoyan en modelos determinísticos más o menos complejos. Con el empleo de datos meteorológicos se pretende utilizar la mayor cantidad de puntos de muestreo (estaciones) y longitud de las series pluviométricas frente a las series foronómicas. Los modelos que simulan el proceso precipitación-escorrentía pueden ser de varios tipos (Ferrer, 1993):

- ***Continuos***, que presentan un balance continuo de humedad con parámetros distribuidos (SHE) o agregados.

- ***Discretos***, que simulan un único evento en el que sólo se considera la parte de precipitación que provoca escorrentía superficial, y por lo tanto son especialmente útiles en crecidas fluviales de diseño. Los más habituales son el método racional, el hidrograma unitario y la avenida máxima probable (PMF). Los dos primeros son los utilizados en el presente estudio.

* MÉTODO RACIONAL

Este sencillo y difundido método se basa en la transformación de una precipitación con intensidad *I* (que empieza en forma instantánea y continúa de forma indefinida) a una escorrentía que continuará hasta que se alcance el tiempo de concentración (T_c), momento en el cual toda la cuenca está contribuyendo al flujo. En ese momento de equilibrio entre entradas y salidas se alcanzará el caudal punta (Q_p) en el emisario de la cuenca; el volumen entrante al sistema será el producto de la intensidad de precipitación por el área de la misma ($I \cdot A$), y se ve reducido por un coeficiente de escorrentía (C, entre 0 y 1) que representa la proporción de agua retenida en las abstracciones iniciales. Las unidades de las variables se expresan en el sistema norteamericano, por lo que su conversión al SI (Q_p, m^3/s; *I*, mm/h; A, km^2) precisa dividir el producto entre 3,6, resultando como fórmula general:

$$Q_p = C \cdot I \cdot A / 3,6$$

El coeficiente de escorrentía, supuesto como la media para la cuenca y uniforme en el tiempo, se calcula por los métodos habituales (Ferrer, 1993): Horton, Holtan, SCS (1972), o mediante tablas que integran todos los aspectos fisiográficos que lo modifican; en otras ocasiones se ha propuesto una calibración

utilizando su comparación con resultados del análisis estadístico de caudales (Témez, 1987). La intensidad de precipitación se calcula como la intensidad promedio para una duración equivalente al tiempo de concentración, considerada para diferentes periodos de retorno, mediante curvas intensidad/duración (Figura 3.3). El tiempo de concentración se puede estimar según diferentes ecuaciones (Chow *et al*., 1994), siendo las más utilizadas las del SCS (1975).

Este método ha sido muy criticado desde que comenzó a utilizarse a mediados del siglo XIX, debido a su simplicidad y a las hipótesis de partida (precipitación con intensidad constante a lo largo de la cuenca en un intervalo t_c y coeficiente de escorrentía constante en el tiempo), difíciles de cumplirse en un sistema natural. Muchos estudios proponen su utilización restringida a cuencas con unas determinadas dimensiones o bajo condiciones específicas de duración de la precipitación. De ahí que se hayan propuesto diferentes modificaciones de la fórmula tradicional que permitan su adaptación a otras cuencas o condiciones de tiempo de concentración. El denominado método racional modificado pretende adaptarlo a lluvias con duración mayor al tiempo de concentración, cuencas de mayores dimensiones (20 ó 30 acres) y reconstrucciones no sólo del pico de flujo, sino del hidrograma, supuesto de forma trapezoidal (Chow *et al*., 1994).

La modificación de Témez (1991), para su aplicación a cuencas de hasta 3000 km^2 y tiempos de concentración entre 0,25 y 24 horas, introduce en la fórmula un coeficiente de uniformidad de la precipitación (K), que puede calcularse en función del tiempo de concentración, y la aplicación del factor reductor por área (K_A, Témez, 1987) en la estimación de la intensidad:

$$Q_p = C \cdot I \cdot A \cdot K / 3{,}6$$

$$K = 1 + T_c^{1,25} / (T_c^{1,25} + 14)$$

*** MÉTODO DEL HIDROGRAMA UNITARIO**

Con la finalidad de modelar los hidrogramas reales generados durante los eventos de crecidas naturales, se han ideado formulaciones matemáticas que, con una base en el fenómeno físico que abordan, permiten obtener hidrogramas sintéticos. Normalmente sólo pretenden calcular la componente superficial del hidrograma a partir del hietograma correspondiente, despreciando la magnitud del caudal base durante la crecida.

El método más utilizado parte del concepto de hidrograma unitario (Sherman, 1932), escorrentía superficial resultante de una lluvia neta de 1 mm repartida uniformemente sobre dicha cuenca y con una distribución constante a lo largo de un determinado intervalo de tiempo (D). Consiste en obtener un hidrograma tipo para cada cuenca conociendo este hidrograma elemental generado para una tormenta corta (de duración entre 1/3 y 1/5 de T_c), y a partir de él adaptarlo a cualquier evento de precipitación por descomposición de éste en intervalos de duración D. Para ello se considera que se verifican los principios de: constancia del tiempo base, lluvias de la misma duración producen hidrogramas con idéntico tiempo base; afinidad o proporcionalidad, entre las intensidades de precipitación y los caudales de los hidrogramas; y aditividad o superposición, varios hidrogramas elementales generan un resultante suma de todos ellos (Figura 3.3).

Para la obtención del hidrograma unitario directamente de registros de hietogramas e hidrogramas de

varios episodios tormentosos, basta dividir los caudales de la componente superficial por los mm de precipitación neta para un intervalo de duración D. Lo normal es no disponer de datos reales, por lo que existe toda una formulación para el cálculo de los diferentes parámetros necesarios en un hidrograma sintético, siendo las más habituales:

* ***H. unitario adimensional del S.C.S.*** (1972), basado en un hidrograma adimensional obtenido del análisis de pequeñas cuencas rurales; precisa como único parámetro el tiempo de desfase de la punta, a partir del cual calcula el tiempo de punta y el caudal punta.

* ***H. unitario instantáneo de Clark*** (HUI; Clark, 1945), resultante del reparto uniforme de una unidad de lluvia sobre una cuenca a lo largo de un tiempo infinitamente pequeño; ello implica la evaluación de sumatorios pero con variables continuas, o sea integración definida entre 0 y t. Su utilización se basa en la hipótesis que el caudal de desagüe de la cuenca es el resultado de una traslación del volumen neto precipitado y de una laminación por almacenamiento en la cuenca (mediante un hipotético embalse lineal).

* ***H. unitarios sintéticos*** basados en características de la cuenca: Snyder (1938) y Gray (1961).

* ***H. unitario triangular de Témez*** (1987), similar al del S.C.S. pero con la definición del hidrograma que parte del tiempo de concentración, del que se obtiene el desfase de la punta, el tiempo base y el caudal punta.

Todas estas metodologías y procedimientos de cálculo se hallan implementados en programas informáticos que, desde finales de los años 60, facilitan enormemente la obtención de los hidrogramas sintéticos a partir del hietograma, precisando únicamente algunos datos adicionales sobre la configuración de la cuenca para calcular los tiempos característicos. El más popular es, sin lugar a dudas, el programa HEC-1 (HEC, 1981), que utiliza la metodología del hidrograma unitario de Clark o los métodos de onda cinemática. Tras sucesivas mejoras en 1970, 1973 y 1981, en el año 1984 se desarrolló la primera versión para ordenadores personales, mejorada en 1988 con un sistema de menús. Los procesos modelados son: precipitación, intercepción e infiltración, escorrentía, y propagación y laminación de ondas de avenida; el resultado es el cálculo de hidrogramas en distintos puntos de la cuenca.

3.4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DATOS NUMÉRICOS

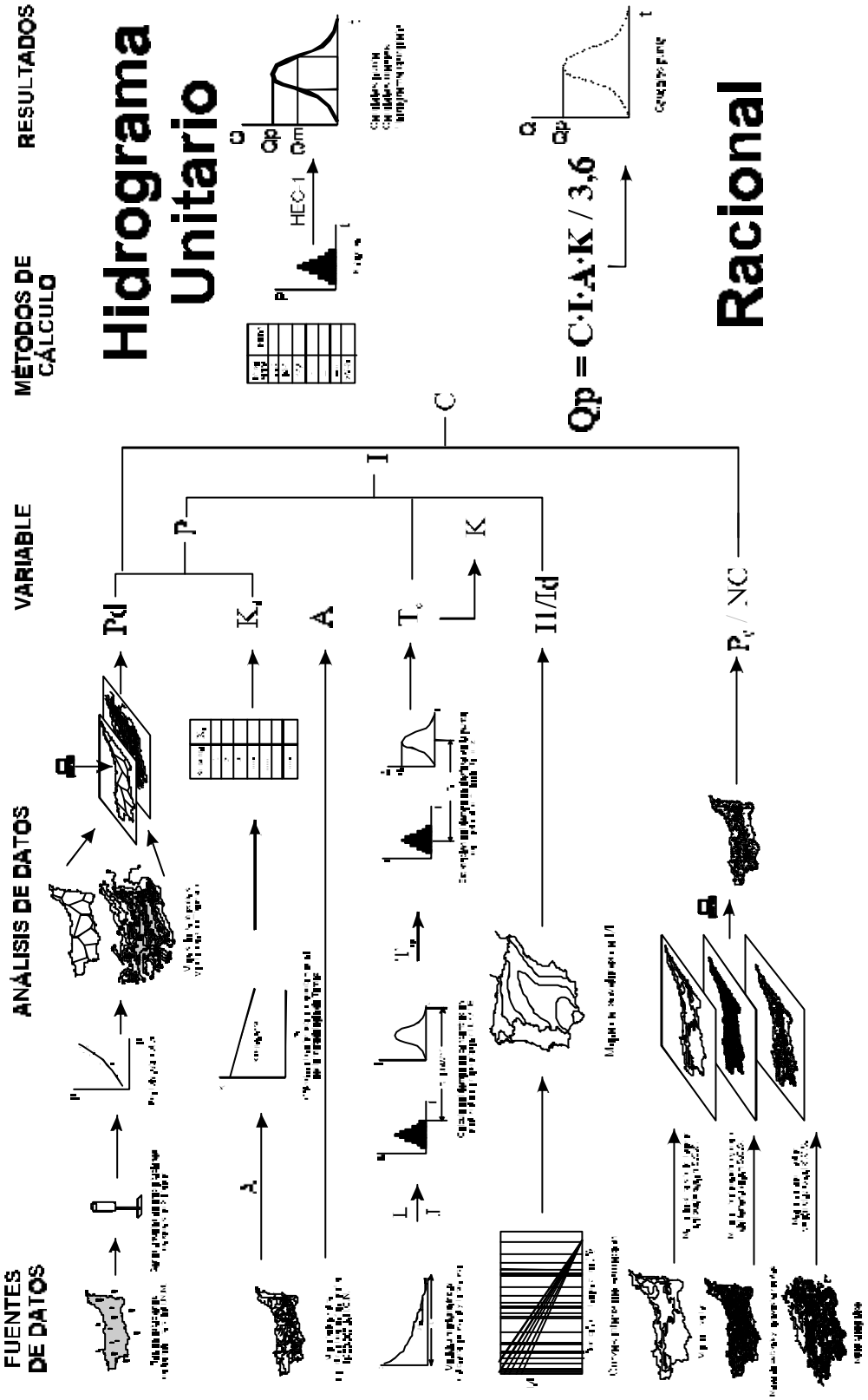
3.4.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS PRECIPITACIONES MÁXIMAS

Los registros producidos por los aparatos de medida de la precipitación exhiben ciertas propiedades que los hacen indistinguibles en la práctica de un proceso estocástico gobernado por leyes del azar. Esto explica el empleo de técnicas estadísticas como herramientas en modelación del proceso de estimación de la intensidad de precipitación, tanto en el tiempo como en el espacio (García-Bartual, 1996).

Por ello, una vez obtenidas y completadas las series anuales de precipitaciones máximas en 24 horas para cada estación, se procede a su análisis estadístico con objeto de estimar la cantidad de lluvia puntual con diferentes frecuencias. Se considera que los datos de estas series son independientes e

idénticamente distribuidos y, en consecuencia, la precipitación máxima en 24 horas se comporta como una variable aleatoria (P_{24}); las series de datos disponibles serían muestras de poblaciones distribuidas con arreglo a una función teórica.

Figura 3.3. Esquema metodológico de aplicación de los métodos hidrometeorológicos (hidrograma unitario y método racional), desde las fuentes de datos a los resultados obtenidos.



Considerando que un episodio de precipitación es extremo cuando supera un umbral P_{24u}, el intervalo de recurrencia τ será el tiempo en años (al tratarse de series anuales) entre eventos que cumplan la condición $P \geq P_{24u}$. El periodo de retorno (T) de una precipitación $P \geq P_{24u}$, (en general de un suceso cuya magnitud sea superior o igual a un umbral dado), es el valor medio de los intervalos de recurrencia para una serie suficientemente numerosa de datos, esto es, la esperanza matemática de τ, ó $T=E(\tau)$.

Por tanto, la probabilidad de ocurrencia de una precipitación igual o superior a un umbral P_{24u}, $p=P(P \geq P_{24u})$, es la inversa del periodo de retorno, p=1/T. Para series suficientemente largas se acostumbra a estimar la probabilidad con la frecuencia empírica acumulada, utilizando expresiones del tipo:

$P(P<P_i) \approx F_i = i /N$	California
$P(P<P_i) \approx F_i = (i-1)/N$	California modificada
$P(P<P_i) \approx F_i = i /(N+1)$	Weibull
$P(P<P_i) \approx F_i = (i-0,44) /(N+0,12)$	Gringorten
$P(P<P_i) \approx F_i = (i-0,5) / N$	Hazen
$P(P<P_i) \approx F_i = (2i-1) / 2N$	Gumbel
$P(P<P_i) \approx F_i = (i-0,3) / (N+0,4)$	Chegodayev

donde P_i es el elemento iésimo de la serie de N datos ordenada de menor a mayor; i es la posición ordinal de ese elemento.

Entre las fórmulas más utilizadas se encuentran las de Weibull (asumida por el *United States Water Resources Council*; USWRC, 1981), Chegodayev (Rusia y Europa Oriental) y Gringorten. La probabilidad muestral en el presente estudio se calcula con la fórmula de Gringorten siguiendo las recomendaciones de Ferrer (1992), quien señala que estudios como el de Cunnane (1978) demuestran cómo la fórmula de Weibull, ampliamente utilizada, conduce a resultados sesgados si la población subyacente se ajusta a una función tipo Gumbel o exponencial.

El objetivo principal de cualquier análisis estadístico es el conocimiento de la función de distribución, que concentra toda la información de un fenómeno aleatorio en términos de frecuencia (Llamas, 1986), o de su derivada, la función de densidad de probabilidad. Entre las diferentes funciones de distribución que han sido utilizadas en el análisis de frecuencias de avenidas, destacan las enfocadas al tratamiento de valores extremos, como la del Tipo I ó función de Gumbel (Gumbel, 1969) y la función Log-Pearson III con sus variantes (USWRC, 1981; Linsley *et al.*, 1982). A las anteriores funciones clásicas, en los últimos años se han sumado para lluvias otras que aplican momentos de orden superior, asegurando la convergencia función-población, tales como: Normal con polinomios ortogonales de tipo Chebyshev-Hermite (Díaz Delgado *et al.*, 1995), y Beta con polinomios ortogonales tipo Jacobi (Díaz Delgado, 1991).

Así pues, empleando los denominados métodos paramétricos en el análisis estadístico se trata de ajustar a la serie un modelo, integrado por: una función de distribución, un método de estimación de los parámetros de dicha distribución y los cuantiles, y un esquema de uso combinado de datos locales y regionales (Ferrer, 1992). Las combinaciones de modelos estadísticos más habitualmente utilizadas son:

- Función GEV (valores extremos generalizados; tres parámetros), ajuste con PWM (momentos ponderados probabilísticamente), y C_v y C_s regionales.
- Función LP3 (Log-Pearson III; tres parámetros), ajuste con LMOM (Log-momentos), y C_s regional.
- Función TCEV (valores extremos con dos componentes; tres parámetros, uno de ellos constante), ajuste con ML (máxima verosimilitud), y C_s regional.
- Función Gumbel (dos parámetros), ajuste con ML y datos locales.
- Función SQRT-ET_{max} (dos parámetros), ajuste con ML y datos locales.

En el caso de la CHA, el ajuste se realiza utilizando únicamente datos locales para evitar la regionalización del C_s y C_v, que en la zona de estudio podría conducir a errores en los límites de regiones supuestamente homogéneas; igualmente se evita la compleja estimación del C_s real de la población. Por ello, entre las combinaciones anteriores sólo se emplean aquéllas que contienen funciones de dos parámetros: SQRT-ET_{max} (Etoh *et al*., 1986) y Gumbel, combinadas con métodos de estimación de Máxima Verosimilitud de la función y Máxima Verosimilitud de los límites de 0,95 de confianza, respectivamente. En el caso de emplear la función de distribución SQRT-ET_{max} y un esquema regional de estimación de parámetros, sería preferible emplear el método de los momentos ponderados probabilísticamente (PWM), tal y como han puesto de manifiesto recientemente Ferrer y Mateos (1999).

3.4.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS CAUDALES MÁXIMOS

Cada serie de datos de caudales procedente de las estaciones de aforo en régimen natural se considera una muestra aleatoria extraída de una población de sucesos independientes. Tras ordenar cuantitativamente los valores dentro de cada serie y asignarles una probabilidad muestral acorde a la fórmula de Gringorten (ver anterior epígrafe), se procede a la modelización paramétrica de las series anuales de máximos (SAM) mediante la aplicación de un modelo estadístico.

La definición del modelo estadístico con métodos paramétricos implica: elección del tipo de distribución, método de ajuste de parámetros y cuantiles, y procedimiento de utilización de datos locales y regionales (Cunnane, 1987).

En los años treinta, Hazen comenzó el uso sistemático de funciones de distribución estadísticas para el ajuste de los datos de frecuencia de crecidas; Gumbel inició la aplicación de las distribuciones extremales a la hidrología de crecidas, con el tipo EVI. Las funciones de distribución actualmente más utilizadas a nivel internacional (WMO, 1989; Ferrer, 1992) son:

- ***Distribuciones de valores extremos***: valores extremos generalizados (GEV), incluyendo como casos particulares Gumbel (EVI), Frechet (EII) y Weibull (EVIII), y valores extremos de dos componentes (TCEV).

- ***Distribuciones basadas en la función Gamma de 2 ó 3 parámetros en el espacio real o logarítmico***: Pearson tipo III (PIII), Log-Pearson III (LPIII) y su caso particular lognormal de dos parámetros.

De entre los métodos de estimación de cuantiles a partir de las series de máximos anuales, tres son los más utilizados (Ferrer, 1992):

- **Momentos (MOM) en el espacio real o logarítmico (LMOM)**. Fácil de usar, no utiliza de forma exhaustiva toda la información de la muestra; es bueno por su menor sensibilidad ante elecciones incorrectas del modelo de distribución.

- **Máxima Verosimilitud (ML)**. Habitualmente es el más eficiente (menor varianza en los parámetros estimados), pero es muy sensible a la elección del modelo de distribución.

- **Momentos probabilísticamente ponderados (PWM)**. Confiere mayor peso a los mayores valores de la serie, resultando valores más conservadores.

Así pues, para cada una de las series de datos se pueden calcular los cuantiles utilizando al menos nueve combinaciones de función + método:

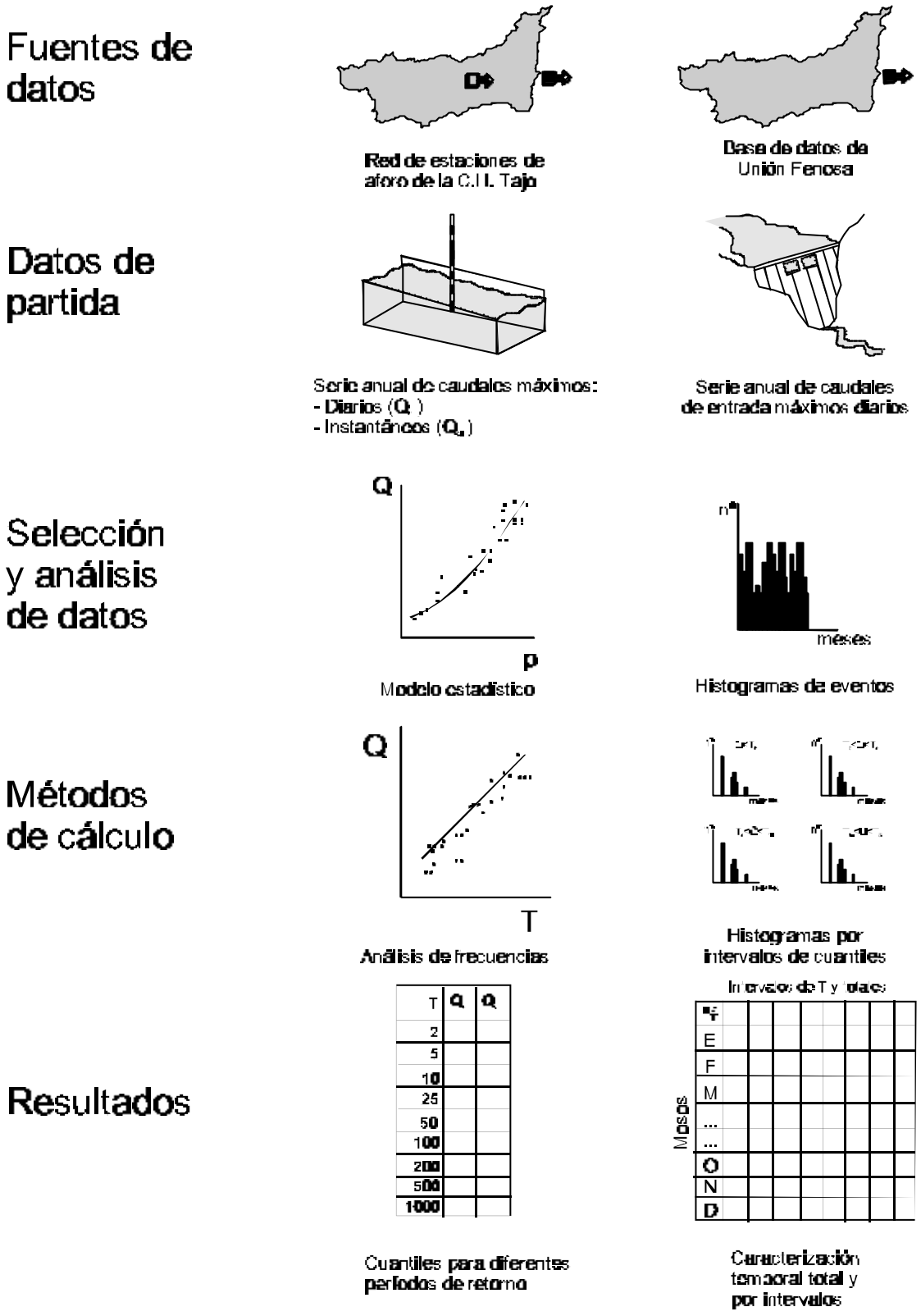
- Función Valores Extremos Generalizados (GEV) + Estimador de Momentos Ponderados (PWM).
- Función Valores Extremos Generalizados (GEV) + Estimador de Momentos (MOM).
- Función Valores Extremos Generalizados (GEV) + Máxima Verosimilitud con sesgo fijo.
- Función Valores Extremos Generalizados (GEV) + Máxima verosimilitud (ML).
- Función Gumbel + Estimador de Momentos (MOM).
- Función Gumbel + Estimador de Momentos Ponderados (PWM).
- Función Gumbel + Máxima Verosimilitud (ML).
- Función Log Pearson III (LPIII) + Método unificado (valores Log, LMOM).
- Función SQRT-ET_{max} + Máxima Verosimilitud (ML).

De las diversas combinaciones posibles, tres son las más empleadas en la literatura especializada:

- GEV + PWM
- LPIII+ LMOM
- Valores extremos con dos componentes (TCEV) + ML

El programa informático LEYES (CEH, 1991) contiene las combinaciones de tipos de distribuciones y métodos de ajuste más utilizadas en este tipo de estudios, presuponiendo la utilización única de datos locales. Éste será el programa empleado en el presente estudio para el análisis estadístico de los datos de caudales máximos (Figura 3.4).

Figura 3.4. Esquema metodológico de aplicación del análisis estadístico de caudales máximos (análisis de probabilidad y periodo de ocurrencia), desde las fuentes de datos a los resultados obtenidos.



3.5. APLICACIÓN DE MODELOS HIDRÁULICOS PARA EL ANÁLISIS DE LA INUNDABILIDAD

Para la modelización hidráulica del paso de caudales de crecida por determinados cauces naturales se han empleado modelos de flujo en régimen gradualmente variado. Puntualmente se han empleado modelos de régimen uniforme, o hipótesis de caudales y alturas críticas, fundamentalmente para la restitución de caudales a partir de marcas de nivel.

En la Naturaleza, el flujo fluvial es variable, variado, turbulento y tranquilo (a veces próximo a crítico). Un flujo rápido es menos frecuente, pues altas velocidades conllevan mayores porcentajes de erosión y transporte de sedimentos; ello implica aumento en la rugosidad y profundidad, reducción de las pendientes y velocidades, lo que tiende a restaurar este flujo a tranquilo.

3.5.1. RÉGIMEN UNIFORME: ECUACIÓN DE MANNING

El flujo uniforme tiene lugar cuando la pendiente del lecho (S_0) es igual a la pendiente de fricción (S_f) y todos los demás términos de la ecuación de la conservación de la cantidad de movimiento se consideran despreciables. En general, también se sobreentiende que además el flujo es permanente, con lo cual la línea de energía, la superficie de la lámina de agua y la solera son líneas paralelas. Considerando esta simplificación metodológica, existen varias fórmulas empíricas que permiten obtener las relaciones caudales-calados de forma biunívoca, en función de parámetros tan simples como la rugosidad del lecho. La más conocida y profusamente utilizada es la ecuación de Manning, o mejor dicho de Manning-Strickler, que relaciona la velocidad con parámetros morfométricos y con un índice de rugosidad tabulado para los distintos materiales del lecho:

$$v = R^{2/3} \cdot S^{1/2} / n$$

siendo: v, velocidad media de la corriente; R, radio hidráulico (A/P); S, pendiente para la línea de energía (coincidente con la del lecho); n, coeficiente de rugosidad.

El número adimensional n , básico en la estimación de caudales ($Q = v \cdot A$) o de calados a partir de éstos, se encuentra tabulado para las diferentes tipologías de lechos fluviales, según su rugosidad y la presencia de obstáculos al flujo. En los cauces naturales tiene valores próximos a 0,003, aunque en canales irregulares puede llegar a duplicarse, existiendo ejemplos gráficos de corrientes donde ha sido calibrado.

3.5.2. RÉGIMEN GRADUALMENTE VARIADO: HEC-2 Y HEC-RAS

Si mantenemos la hipótesis metodológica de un flujo permanente pero con una variación paulatina de la velocidad en el espacio, y por tanto del calado al no modificarse el caudal, el régimen recibe el nombre de gradualmente variado, y en él se produce una distribución hidrostática de las presiones. Los perfiles pueden analizarse considerando régimen supercrítico y subcrítico. Para la estimación de velocidades y calados se suele aplicar el denominado método estándar por etapas (*Standard Step Method*), que resuelve la ecuación dinámica del flujo gradualmente variado igualando la energía en dos secciones consecutivas mediante un procedimiento cíclico de aproximaciones sucesivas.

En esta resolución se cuenta con herramientas informáticas como el programa de aplicación HEC-2

(*Water Surface Profiles*), desarrollado por B.S. Eichert en el *Hydrologic Engineering Center* (USACE, 1982), que además ofrece una serie de posibilidades opcionales como el cálculo simultáneo de varios perfiles, afluentes, bifurcaciones, etc. Una versión actualizada y ampliada de este programa, disponible para entorno Windows, es la aplicación HEC-RAS (*River Analysis System*), que puede manejar una red completa de canales, un sistema dendrítico, o una localización singular en un río; es capaz de modelizar perfiles en régimen subcrítico, supercrítico o mixto. Ambas han sido utilizadas en el presente estudio para la modelización hidráulica de los caudales en los cauces naturales o canales artificiales (Figura 3.5).

3.5.3. CAUDALES Y PROFUNDIDADES CRÍTICAS

Cuando el flujo pasa de tranquilo a rápido o viceversa, la profundidad debe pasar por valores críticos (y_c), conociéndose en el primer caso estos puntos como secciones de control, y produciéndose un característico resalto hidráulico en el segundo de los casos. En tales situaciones puede estimarse el caudal circulante utilizando una fórmula derivada de la ecuación de Froude en condiciones de mínima energía (Daugherty *et al*., 1989), al ser independiente del coeficiente de rugosidad del lecho:

$$Q = \sqrt{(A^3 \cdot g / B)}$$

siendo: A, área de la sección transversal; B, anchura de la lámina de agua en superficie; g, aceleración debida a la gravedad.

Esta técnica ha sido empleada, entre otros, por Benito *et al*. (1998) en la estimación del caudal en diferentes represamientos del barranco de Arás (Biescas) durante la trístemente famosa riada de agosto de 1996.

3.6. SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

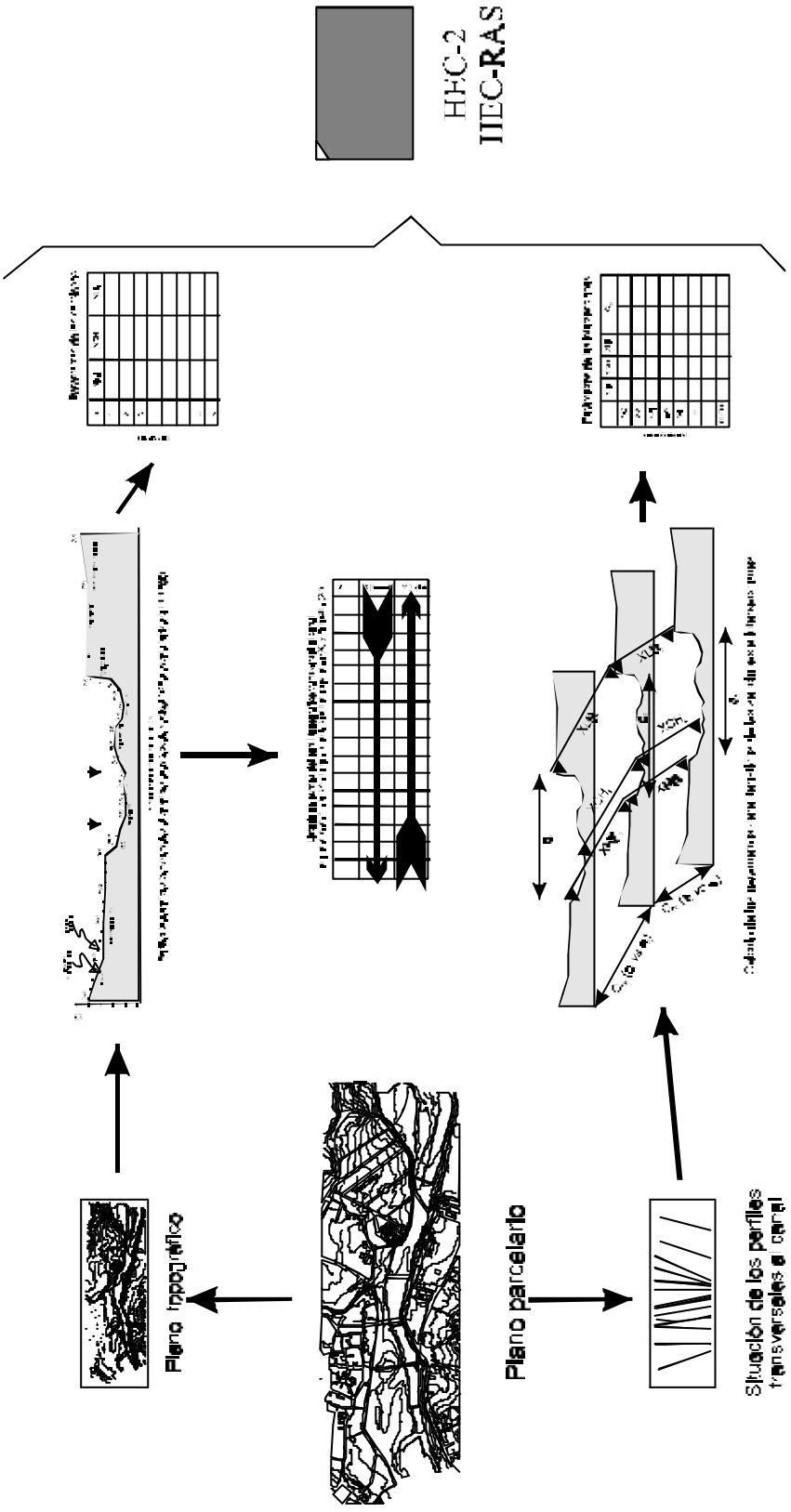
3.6.1. TIPOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS DEL SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

Un Sistema de Información Geográfica (S.I.G.) es un conjunto de herramientas para la adquisición, almacenamiento, análisis y edición de información espacial, que se estructura internamente como un sistema gestor de bases de datos georreferenciados.

Estas cuatro funciones básicas de los SIGs pueden realizarse de forma manual o automática (empleando máquinas como los ordenadores), y utilizando información análoga a la realidad (analógica) o codificada en forma de dígitos (digital), lo que nos da lugar a los cuatro diferentes tipos de sistemas.

Con objeto de facilitar el manejo de la información, agilizar los cálculos a realizar en las operaciones de análisis, y optimizar las salidas gráficas de los resultados, en este estudio se utilizará un sistema de información geográfica digital y automático.

Figura 3.5. Fuentes de datos en el desarrollo de modelos hidráulicos para el análisis de la inundabilidad en régimen gradualmente variado mediante HEC-2 ó HEC-RAS.



Además, y en combinación con lo anterior, existe la posibilidad de concebir la realidad espacial desde dos modalidades o modelos de datos: vectorial, basada en elementos como los puntos, líneas o polígonos; y matricial, dividiendo el espacio en una retícula formada por celdillas o teselas (*picture elements* o *pixels*). De esta forma, el programa informático de aplicación elegido por su versatilidad, sencilla utilización y adecuada combinación de las modalidades matricial y vectorial fue ILWIS, *The Integrated Land and Watershed Information System*, en su versión 1.41 para MS-DOS, comercializado por ITC (Holanda). De forma subsidiaria se empleará otro programa de aplicación, IDRISI 2.0 *for Windows*, comercializado por Clark Labs (Estados Unidos).

El soporte informático físico sobre el que se ejecutará el programa será un ordenador personal con procesador Pentium II, al que se acoplan diversos periféricos de entrada y salida, como una tableta digitalizadora Calcomp (modelo *Drawing Slate II*, tamaño DIN A-3), una impresora LaserJet 5L y un trazador gráfico DesignJet 350C (Hewlett Packard).

3.6.2. FUENTES DE DATOS ESPACIALES

Las fuentes de datos utilizadas como información de entrada al sistema son las siguientes:

**** Cartografía básica y temática***

- Mapa topográfico a escala 1:200.000 de la provincia de Ávila (IGN).
- Mapa de suelos de Castilla y León a escala 1:400.000 (JCL).
- Mapa de cultivos y aprovechamientos a escala 1:200.000 de la provincia de Ávila (MAPA).
- Mapa de la cuenca alta del río Alberche y de las divisorias de sus subcuencas.
- Plano parcelario a escala 1:1.000 del municipio de Navaluenga, completado con datos de puntos acotados obtenidos del plano 1:500 (Ministerio de Hacienda).
- Plano con el trazado de las principales líneas de servicio (conducciones de agua, energía eléctrica y teléfono) de Navaluenga (NSAL).
- Plano de situación de los perfiles transversales realizados en el modelo hidráulico.

**** Información alfanumérica y tabular***

- Situación de las estaciones meteorológicas ubicadas en la cuenca alta del río Alberche y su entorno (INM).
- Resultados del análisis estadístico de las precipitaciones máximas diarias calculadas para las estaciones meteorológicas (Díez y Pedraza, 1997a).
- Tablas para la obtención del número de curva según el método del *Soil Conservation Service* (SCS, 1972).

3.6.3. ADQUISICIÓN Y ALMACENAMIENTO DE LOS DATOS

La adquisición de datos en los SIG digitales se denomina digitalización, y puede realizarse mediante vectorización (modelos vectoriales), barrido óptico (modelos matriciales) o tecleado (principalmente datos alfanuméricos). El almacenamiento se realiza en estructuras de datos, variables igualmente según la modalidad y grado de complejidad, y que abarcan desde las conocidas arco-nodo (vectorial) a los

árboles cuaternarios (matricial).

La introducción de la información cartográfica en el sistema confeccionado se realizó básicamente por digitalización mediante vectorización de los diversos mapas y planos empleando la tableta digitalizadora y el cursor, y representando los objetos que contienen como coberturas vectoriales de puntos, líneas y polígonos, según sus dimensiones en las correspondientes escalas. Para ello, ILWIS 1.41 dispone de un módulo de digitalización, que se completó con el empleo del programa CartaLinx Spatial Data Builder ver. 1.0 de Clark Labs (Estados Unidos). El almacenamiento se verifica en estructuras vectoriales simples, como *spaguetti* o diccionario de vértices, ya que no se precisan relaciones topológicas que harían necesario el empleo de estructuras de tipo arco-nodo (CartaLinx).

La información alfanumérica y tabular se introdujo mediante tecleado de los valores, siendo añadidos a las coberturas vectoriales como datos georreferenciables. Su almacenamiento en el sistema se realiza como bases de datos alfanuméricas con sistemas gestores de tipo relacional.

3.6.4. OPERACIONES EN EL ANÁLISIS DE LOS DATOS

Una vez introducida y convenientemente almacenada la información, se procede a su análisis, que se verifica mediante las denominadas operaciones, conjunto de herramientas que permite obtener nueva información a partir del tratamiento de los datos adquiridos. A grandes rasgos se diferencian cuatro conjuntos (Aronoff, 1989): búsqueda, reclasificación y medición; superposición o álgebra de mapas; vecindad o contexto; y contigüidad. Dentro de ellas existen innumerables funciones de análisis específico.

Como bien señala Estrela (1994), existen dos posibilidades en el uso combinado de los modelos y SIG, lo que aplicado a modelos para el estudio de eventos hidrológicos extremos (crecidas) nos permite:

a) Utilizar el SIG únicamente para regionalizar, agregar y/o calcular las variables y parámetros del modelo, usando los resultados como entradas al mismo. Con esta metodología se ha obtenido en el presente trabajo el número de curva distribuido mediante el programa de aplicación Ilwis.

b) Aplicar las ecuaciones del modelo en cada elemento de la cobertura SIG mediante las funciones propias del mismo, esto es, integrar ambos.

**** Regionalización de parámetros meteorológicos desde datos puntuales***

A partir de la cartografía básica de la cuenca, y empleando la situación de las estaciones meteorológicas, se procedió a la regionalización de parámetros meteorológicos tan importantes en el cálculo hidrometeorológico de caudales de crecida, como la precipitación máxima diaria. Para ello se empleó el denominado método de Thiessen modificado, combinación del clásico método de los polígonos de Thiessen y el método de las isoyetas (Figura 3.6).

Los programas de aplicación disponen de comandos específicos para el trazado de las áreas de influencia de cada estación (representada como un punto) en forma de polígonos de Thiessen (THIESSEN en IDRISI); utilizando éstos se realizó una cobertura vectorial de polígonos. Esta cobertura se rasterizó para transformarla a modalidad matricial, con un tamaño de celdilla de 200x200 m,

aplicando a cada polígono el valor de precipitación correspondiente a cada estación para un determinado periodo de retorno (Díez y Pedraza, 1997a).

Por otro lado, se rasterizó la cobertura de puntos de situación de las estaciones y se introdujeron como valores de las celdas los datos de precipitación máxima diaria para los diferentes periodos de retorno calculados (Díez y Pedraza, 1997a). A esta cobertura matricial se aplicó una función de interpolación de valores, obteniéndose un mapa con la distribución de las precipitaciones máximas diarias en toda la cuenca y su entorno.

Se cruzaron las dos coberturas matriciales (Thiessen e interpolada) mediante álgebra de mapas con funciones aritméticas para obtener los valores de precipitación modificados. Finalmente, esta cobertura matricial se vectorizó para obtener un mapa de isolíneas de precipitación máxima diaria para cada periodo de retorno.

**** Obtención de parámetros morfométricos de la cuenca y red desde el MDT***

Tomando la cobertura vectorial de las isohipsas digitalizadas a partir del mapa topográfico a escala 1:200.000, se procedió a su rasterización, asignando a las celdas correspondientes el valor de cota de la isohipsa respecto al nivel del mar. Estos valores se interpolaron para obtener un modelo digital del terreno (MDT), con la distribución de cotas de toda la cuenca alta del río Alberche.

A partir del MDT, y en combinación con los mapas de la cuenca y subcuencas, se pudieron realizar operaciones de análisis de superficies, como el cálculo de medidas y parámetros morfométricos de interés hidrológico (área, altura media, curva hipsométrica, etc.), entre los cuales destacan la posibilidad de realizar perfiles longitudinales de las corrientes fluviales y la obtención de un mapa de pendientes de la cuenca (Figura 3.7). Las medidas morfométricas básicas como el área de cada subcuenca resultaron fundamentales para los métodos hidrometeorológicos y en la estimación de parámetros del método racional modificado (K_A, de Témez).

**** Discretización espacial de parámetros hidrológicos***

Para la utilización de los métodos hidrometeorológicos más difundidos, como el método racional o el hidrograma unitario (ver apartado 3.3.2), en el cálculo de caudales de crecida era preciso la obtención de un parámetro hidrológico de enorme importancia: el umbral de escorrentía. Entre las diversas metodologías existentes, se optó por aplicar la propuesta del *Soil Conservation Service* (SCS, 1972), que tan sólo precisa tres variables de entrada: la pendiente del terreno, el tipo hidrológico de suelo, y la vegetación y/o cultivo. Los valores del número de curva (correspondiente a un determinado umbral de escorrentía) para cada combinación de cruce de las variables se encuentran tabulados, lo que ofrece la posibilidad de utilizar sistemas de información geográfica en su estimación (Figura 3.8).

Figura 3.6. Modelo cartográfico para la regionalización de parámetros meteorológicos desde datos puntuales, utilizando un SIG. Esquema cartográfico del modelo.

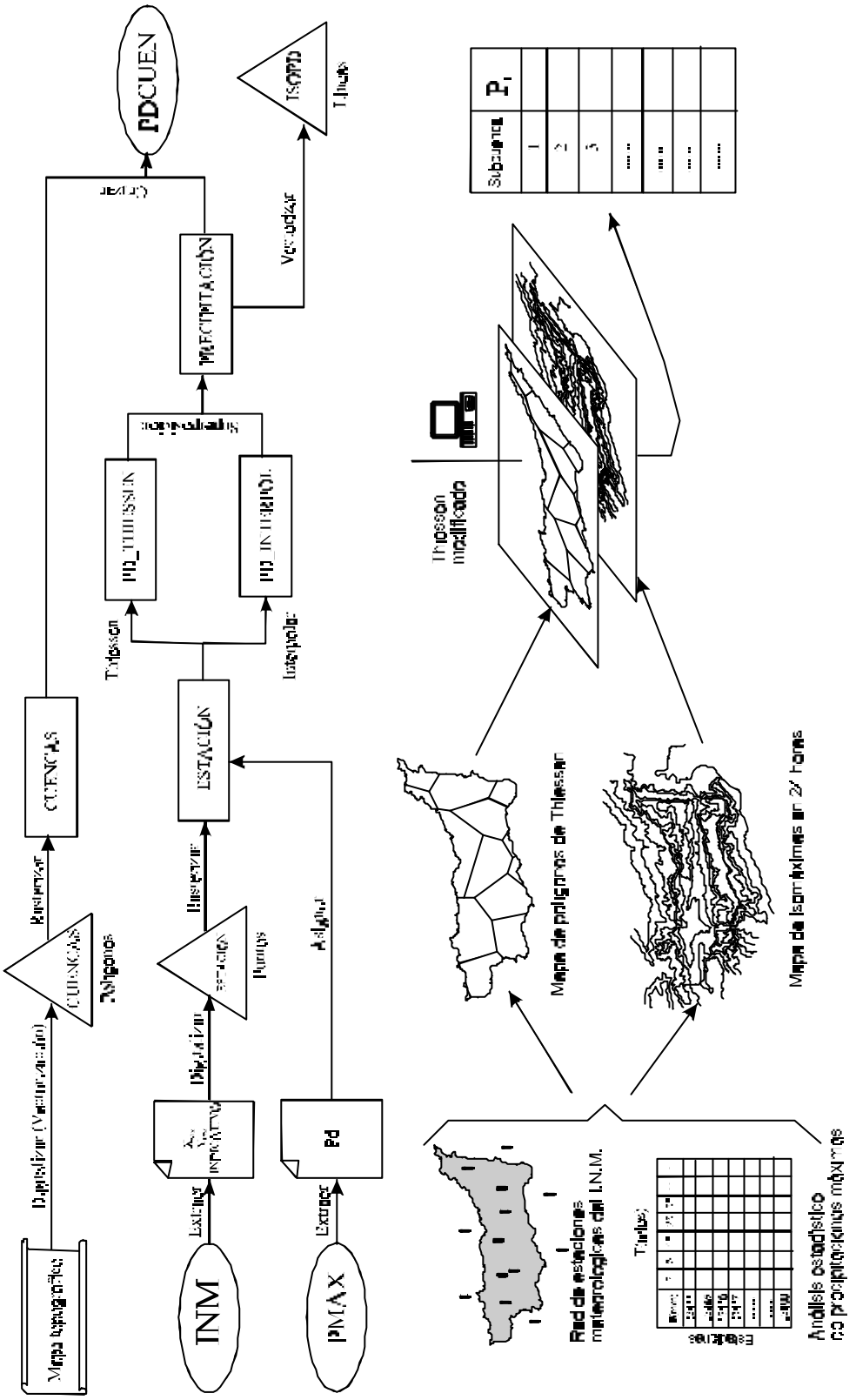
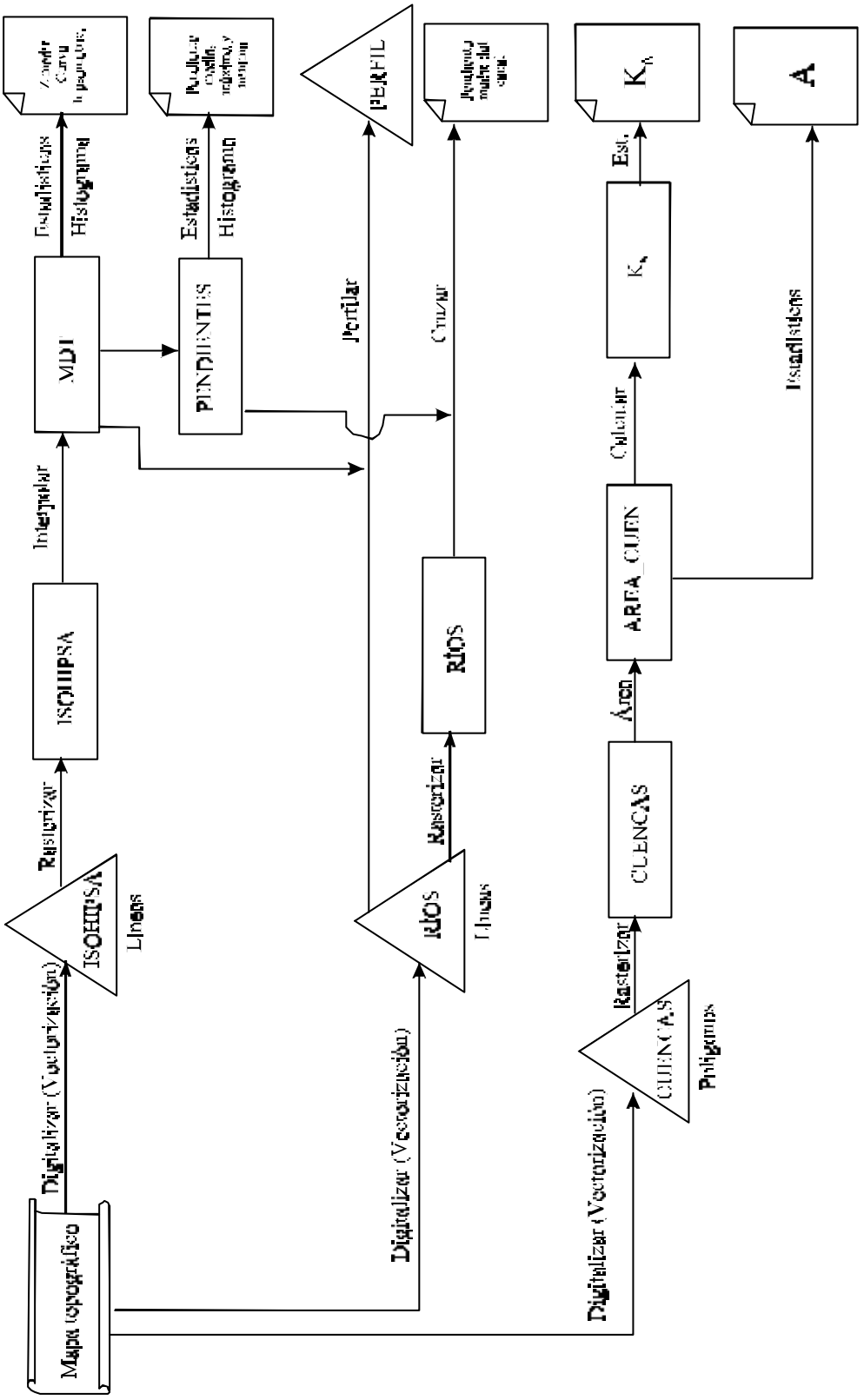


Figura 3.7. Modelo cartográfico de obtención de parámetros morfométricos de la cuenca y la red desde el MDT, empleando un SIG.



De esta forma, y utilizando la metodología propuesta por Ferrer *et al*. (1995) ligeramente modificada, se realizaron operaciones de reclasificación a las coberturas de pendientes, suelos, y cultivos y aprovechamientos (estas dos últimas previamente rasterizadas), y se cruzaron aplicando álgebra de mapas con una operación aritmética (producto). En la codificación de las clases se utilizaron números primos para evitar posibles duplicaciones de resultados, que fueron convertidos a valores de número de curva mediante una tabla de contingencia y transformados a umbral de escorrentía mediante una nueva función aritmética en la que se introdujo la fórmula de conversión. La modificación metodológica consistió básicamente en la utilización de diferentes tablas de reclasificación del mapa de cultivos y aprovechamientos para distintos meses, en función del estado fenológico de los mismos durante el periodo en el cual se producen las crecidas en la cuenca (septiembre-mayo).

Una vez discretizados los valores del parámetro umbral de escorrentía, se agregaron a dos escalas diferentes (cuenca completa o subcuencas) para su aplicación en el cálculo de caudales mediante los métodos hidrometeorológicos agregados.

**** Estimación de áreas inundables y calados para diferentes periodos de retorno***

Una vez calculados los caudales esperables para cada periodo de retorno al paso del río Alberche por Navaluenga, se procedió a la estimación hidráulica de calados y velocidades (Díez y Sanz, 1998); esta localidad se seleccionó por ser el único núcleo de población en las márgenes del río Alberche en el tramo no regulado por embalses. Para ello se utilizaron modelos en régimen estacionario gradualmente variado para flujo unidimensional (HEC-2 y HEC-RAS; ver apartado 3.5.2), que nos ofrecieron resultados de cotas alcanzadas por los distintos caudales en determinadas secciones transversales al canal.

El trazado de dichas secciones fue introducido al SIG como una cobertura vectorial de líneas y posteriormente rasterizado, asignando a cada celda el correspondiente valor de calado alcanzado para cada caudal. Esta cobertura matricial se interpoló, obteniéndose un modelo digital de elevaciones de la lámina de agua para cada caudal correspondiente a cada periodo de retorno.

Por otro lado, las isohipsas y cotas singulares del plano parcelario de Navaluenga que se habían digitalizado en una cobertura vectorial, fueron rasterizadas e interpoladas para obtener un MDT del casco urbano con un tamaño de celdilla de 1x1 m y una precisión altitudinal centimétrica.

De la superposición del modelo digital de elevaciones con el MDT empleando funciones lógicas se puede obtener qué áreas quedarán anegadas por el agua durante el evento de crecida asociado a cada periodo de retorno. Además, aplicando funciones aritméticas (resta) se pueden calcular las profundidades que se alcanzarán en cada punto del cauce; vectorizando en isolíneas esta cartografía puede obtenerse de forma automática un mapa de isobatas durante la inundación (Figura 3.9).

Figura 3.8. Modelo cartográfico para la discretización espacial del umbral de escorrentía (número de curva), empleando un SIG. Esquema cartográfico del modelo.

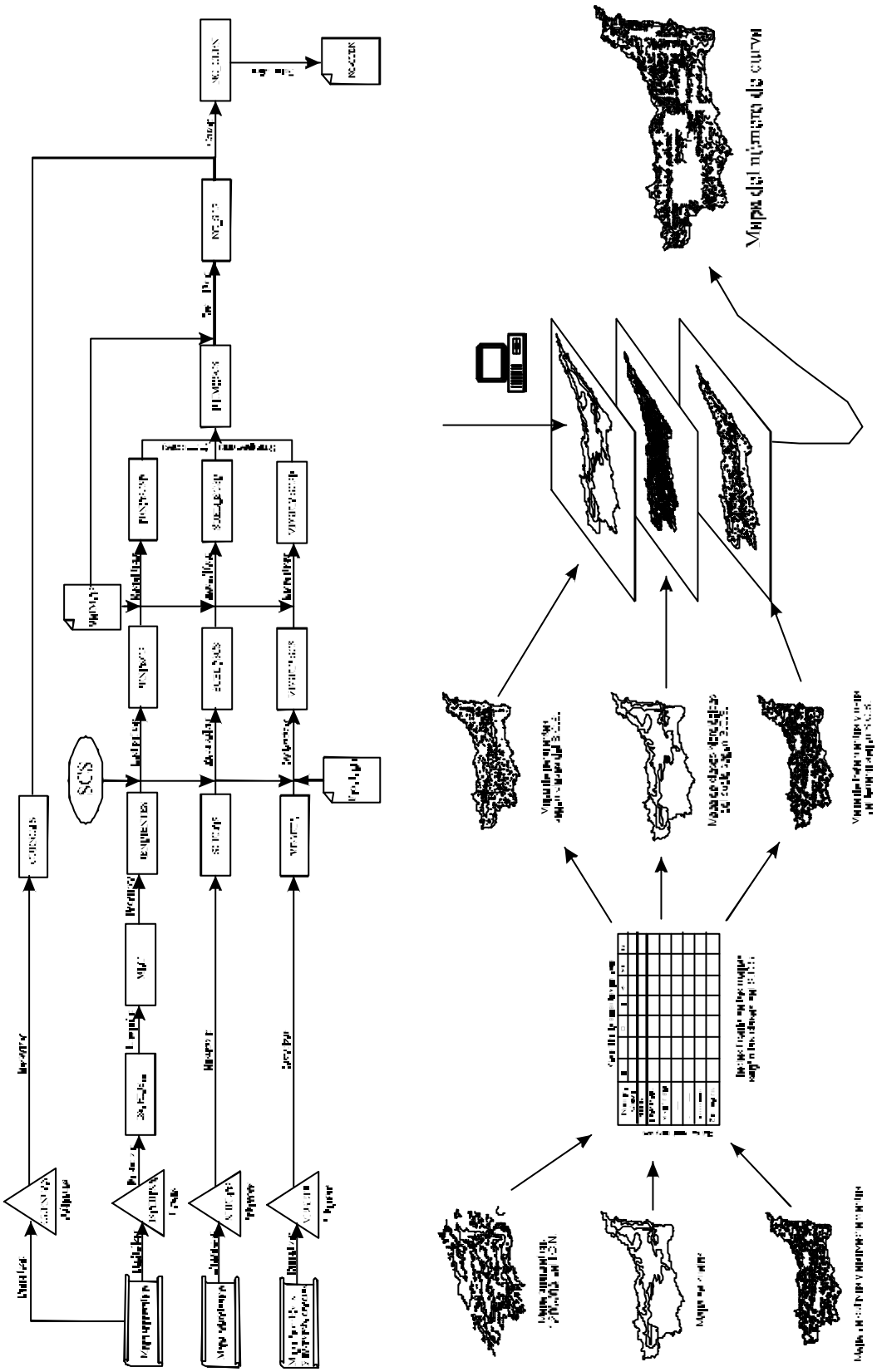
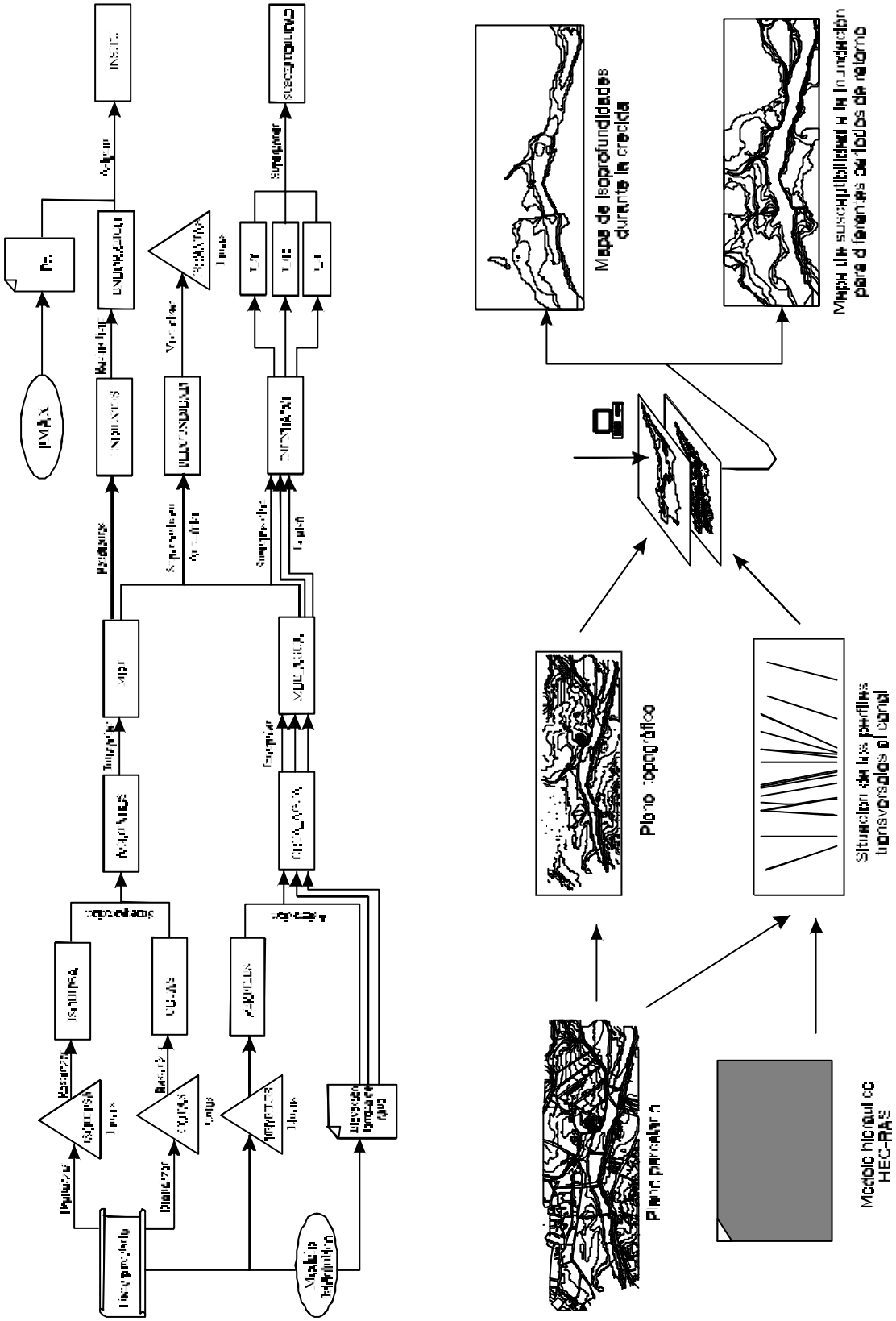


Figura 3.9. Modelo cartográfico para la estimación de áreas inundables (por precipitación *in situ* o desbordamiento) y calados (isobatas), mediante un SIG. Esquema cartográfico del modelo.



Otro tipo de inundación que se ha considerado para el municipio de Navaluenga es el anegamiento de áreas de escasa pendiente o endorreicas por acumulación de precipitación *in situ*, esto es, encharcamiento. Para ello se realizaron operaciones de análisis topográfico al MDT de Navaluenga con objeto de detectar las áreas de escasa o nula pendiente y/o con drenaje endorreico hasta un determinado umbral. A estas zonas, una vez cartografiadas automáticamente, se les aplicaron los niveles de inundación correspondientes a las precipitaciones máximas diarias esperables para diferentes periodos de retorno (Díez y Sanz, 1998).

**** Simulación de situaciones preoperacionales y postoperacionales***

Las operaciones de análisis SIG permiten igualmente la simulación de las crecidas en situaciones hipotéticas, bajo condiciones de contorno diferentes a las actuales. Éste es el caso de la estimación de las avenidas correspondientes a un estado preantrópico, esto es, previo a la intervención masiva del ser humano en el territorio y, por tanto, con la vegetación supuestamente natural sin alteración alguna. Para ello, en la estimación del umbral de escorrentía (véase el apartado 14.1.1), se introduce en lugar del mapa de cultivos y aprovechamientos (que representa la vegetación y usos actuales) el mapa de vegetación potencial procedente de los mapas de las series de vegetación de España (ICONA, MAPA). Procediendo de semejante manera a como se indicó en dicho apartado se llega a un segundo valor de umbral de escorrentía para la situación preoperacional, tanto para la cuenca completa como para las subcuencas; con estos valores y los modelos hidrometeorológicos se han calculado los hidrogramas correspondientes a las avenidas previas a la ocupación humana del territorio (Figura 3.10).

**** Análisis del riesgo de afección a bienes y servicios***

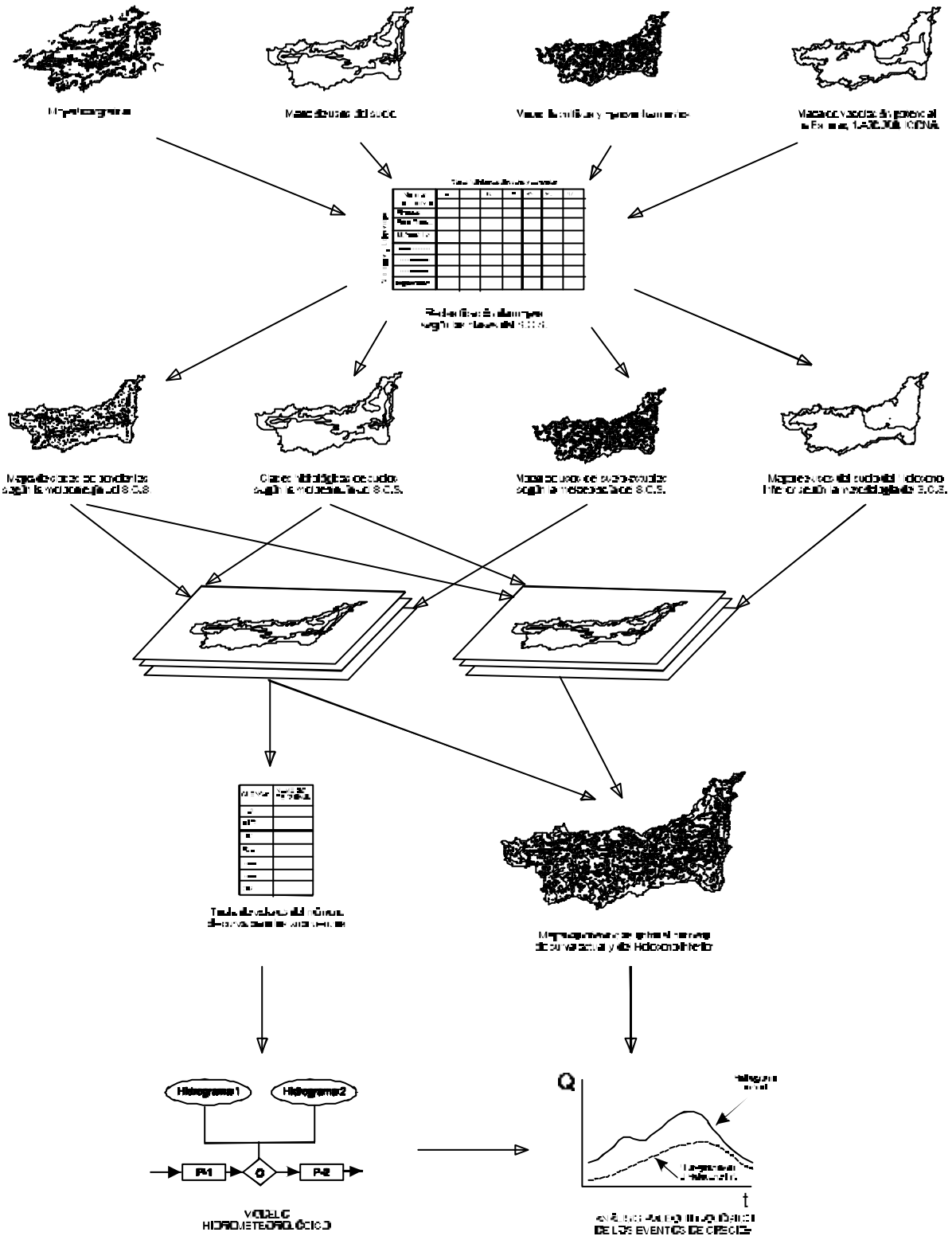
A partir de los planos topográficos digitalizados de Navaluenga, y cruzando la información mediante una simple operación de superposición por álgebra de mapas, pueden obtenerse las áreas con diferentes categorías de suelo (urbano, no urbanizable, urbanizable...) que serán ocupadas potencialmente por las crecidas con diferente periodo de retorno. Además, obtenerse los tramos de conducciones de servicio (eléctricas, telefónicas, hídricas, etc.), mobiliario urbano y similares, afectados por cada inundabilidad. Así, se han evaluado los bienes inmuebles en riesgo.

**** Diseño del Plan de Protección Civil de Ámbito Local***

Por lo que respecta a la población expuesta al riesgo, se está elaborando actualmente todo un sistema de apoyo al futuro Plan de Protección Civil de Navaluenga, en colaboración con D. Rafael Aramendi, técnico de la Unidad de Protección Civil de Ávila. Este Plan pretende ser homologado de acuerdo a los requisitos de la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el riesgo de inundaciones.

En su primera fase, ya concluida por alumnos de 2º curso de CC. Ambientales de la Universidad Europea de Madrid, se ha realizado una base de datos con la información sobre la población expuesta, a partir de una encuesta de campo. Dicha encuesta recogía, en sus más de 30 campos, aspectos sobre la población y bienes de cada edificación, sus características, la vulnerabilidad de usos y personas (discapacidades y agravantes del riesgo), disponibilidad ante situaciones de emergencia, grado de conocimiento de los medios de protección civil, etc.

Figura 3.10. Esquema cartográfico de la simulación de situaciones preoperacionales en la estimación del umbral de escorrentía preantrópico y su hidrograma correspondiente, mediante el empleo de un SIG.



La segunda fase, aún en elaboración, consiste en la introducción de esta base de datos como atributos georreferenciables asociados a la cobertura vectorial de polígonos que se tiene del plano parcelario de Navaluenga. Se está realizando mediante la aplicación informática *CartaLinx Spatial Data Builder* en el Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica de la Universidad S.E.K. de Segovia.

La tercera y última fase consistirá en la aplicación de operaciones de análisis conducentes a la explotación de la base de datos.

3.7. METODOLOGÍAS DE ESTUDIO MORFODINÁMICO DE MEANDROS: VARIABILIDAD TEMPORAL DEL TRAZADO EN PLANTA DE MEANDROS FLUVIALES

Además de las descripciones geomorfológicas cualitativas de las modificaciones producidas en el canal fluvial en el tiempo, se ha considerado oportuno la aplicación de otras metodologías de estudio de la variabilidad temporal del trazado en planta, como el análisis morfométrico seriado del patrón del canal y/o cauce fluvial. En este sentido, los trabajos clásicos destacan dos grupos de técnicas (Hooke, 1984):

a) Caracterización de cada curva de meandro mediante índices morfométricos (radio de curvatura, asimetría y curvatura máxima) o descripción morfográfica.

b) Estudio de la traza completa del meandro mediante índices de conjunto (sinuosidad, amplitud, longitud de onda, curvatura normalizada), modelizacion matemática (curvas sino-generadas), o con análisis del poder espectral.

Estas técnicas, anteriormente empleadas para la caracterización morfométrica de meandros o de sus cambios naturales, creemos que igualmente pueden ser de utilidad en el estudio de los cambios motivados por efecto de la actividad antrópica.

3.7.1. CARACTERIZACIÓN DE LA INCIDENCIA EN LAS CURVAS INDIVIDUALES DE MEANDRO MEDIANTE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Para el análisis de las variaciones existen dos grandes grupos de métodos (Hooke & Redmond, 1989): cualitativos, que priman los aspectos descriptivos; y cuantitativos, utilizando diferentes combinaciones de índices morfométricos.

Los métodos cualitativos se basan en la comparación descriptiva del patrón empleando (Lewin, 1977): modelos de tendencias evolutivas (traslación, extensión, rotación), vectores de movimiento y tasas de los mismos (traslación e incremento de longitud); o variaciones en elementos puntuales (bancos y barras) y estimación de las tasas de erosión y acumulación (expresadas en $m^2/m \cdot a$).

Los métodos cuantitativos tratan de calcular y comparar multitemporalmente los índices morfométricos clásicos descritos para curvas de meandros fluviales (Brice, 1964, 1974; Ferguson, 1973; Hickin, 1977), ya que cualquier desequilibrio se mostrará como una variación en los estadísticos calculados. Una recopilación de diferentes variables morfométricas que se han utilizado para la caracterización multivariante de meandros, puede encontrarse en Howard & Hemberger (1991).

Sin embargo, esta técnica presenta dos inconvenientes: la definición de las curvas individuales depende de la resolución cartográfica con que se analiza el meandro (Ferguson, 1973); y el orden espacial de las curvas, y por tanto la interacción entre curvas adyacentes, se ignora. De ahí que se haya desestimado su utilización en nuestro análisis, aunque puntualmente se haga referencia a algunos de sus aspectos.

3.7.2. ESTUDIO DE LA INCIDENCIA SOBRE LA TRAZA COMPLETA DEL MEANDRO

Como más adelante se justificará, se seleccionó el meandro de El Santo (Aldea del Fresno, Madrid), al tratarse de un meandro libre en depósitos aluviales y estar situado bajo una cadena de presas de embalse.

**** Aplicación de índices morfométricos de conjunto***

La aplicación de índices morfométricos de forma seriada para el trazado completo del meandro de El Santo requirió una selección previa de cartografías y fotografías aéreas antiguas. En concreto, se escogieron la primera y tercera ediciones del M.T.N. 1:50.000, hoja 580 (Méntrida), editadas en los años 1898 y 1966 respectivamente; y los fotogramas de los vuelos de: Ejército del Aire de 1945 (escala aproximada 1:40.000), Servicio Geográfico del Ejército de 1956 (1:33.000), COPLACO de 1979 (1:18.000) y C.A.M. de 1988 (1:18.000). Posteriormente se desestimó la cartografía correspondiente a 1966, dado que se trataba de una copia de una cartografía con fecha de edición desconocida, y por lo tanto era imposible ubicarla en la evolución temporal.

**** Modelización matemática del meandro: curvas sino-generadas***

Consiste en tratar de adaptar la geometría del meandro a una función matemática cuya fórmula patrón es conocida, normalmente familias de ecuaciones diferenciales en las que la tasa de cambio de la curvatura a lo largo del canal es una función impar de la dirección de la traza, y las curvas son simétricas (Ferguson, 1973).

El modelo clásico más conocido es el correspondiente a la curva sino-generada o teoría de la mínima varianza (Langbein y Leopold 1966; Ferguson, 1973). Básicamente formula que la geometría más probable para un río entre dos puntos es aquélla en la que la dirección angular del canal en un punto respecto a la dirección media del valle corriente abajo es una función sinosoidal de la distancia medida a lo largo del canal. Esta función, matemáticamente expresada como una integral elíptica, nos permite obtener una curva sino-generada que corresponde a la de mínimo trabajo total, minimizando la erosión.

$$s = \frac{1}{\sigma}\int \frac{d\phi}{\sqrt{2(\alpha - \cos\phi)}} \qquad\qquad \phi = \omega \cdot sen\frac{s}{M}2\pi$$

donde:

s = longitud del arco de meandro (distancia elemental)
σ = desviación estándar de la muestra de ángulos de orientación del canal
ϕ = ángulo de orientación del canal respecto a la dirección principal del meandro
α = constante de integración (normalmente se hace equivaler a cos)
ω = máximo ángulo de orientación del canal respecto a la dirección principal desde el origen del meandro
M = distancia total del patrón del meandro

Calculando la curva sino-generada patrón para el meandro de El Santo y estudiando las variaciones respecto a ella que se producen en las distintas cartografías, podemos llegar a deducir el grado de aproximación de cada trazado al estado de equilibrio dinámico, y por tanto la tendencia evolutiva del río.

Para realizar la comparación de forma cuantitativa empleamos dos fórmulas que tienden a valores mínimos cuando la geometría se acerca a la de la curva sino-generada:

$\sum \frac{(\Delta f)^2}{\Delta s}$ Fórmula 1, que representa la mínima variación respecto a la anterior orientación del canal (Langbein y Leopold, 1966)

$\sum \frac{(f - f_{sg})^2}{\Delta s}$ Fórmula 2, que representa la mínima variación respecto al valor correspondiente en la curva patrón sino-generada (propuesta por nosotros en Díez y Pedraza, 1994).

**** Análisis del poder espectral***

Si asimilamos el trazado en planta de un meandro fluvial a una onda sinosoidal y discretizamos los valores de orientación respecto al norte geográfico que va adoptando dicho trazado en el eje de ordenadas (ϕ_i) para cada abcisa (s_i), se obtiene una serie de datos angulares que describen esa onda, y por tanto el meandro al que representa en un momento dado. A esta serie puede aplicarse un análisis de series de Fourier monodimensional, consistente en la descomposición de la señal en sus constituyentes armónicos (Davis, 1973). De esta forma se determina la suma finita de los términos seno y coseno presentes en el registro, y se asigna a cada uno su contribución relativa a las series. La contribución específica de una frecuencia de la serie a la varianza total se denomina poder de la frecuencia, expresada en porcentaje:

$$\text{Poder de la frecuencia (\%)} = S_{si}^2 \times 100 / S_{\phi}^2$$

siendo: S_{si}, varianza del armónico iésimo, equivalente a [sen $(2n \times \pi \times s_i/\lambda)$]; n, número de armónicos; s_i, abcisa del armónico iésimo; λ, longitud de onda; S_{ϕ}^2, varianza total de ϕ en la serie.

La representación del poder (en ordenadas) frente al número armónico (en abcisas) se denomina gráfica del poder espectral (Blackman y Tukey, 1958), al cubrir todo el espectro de valores de n; normalmente es suficiente la representación de los armónicos superiores a n/2, puesto que la gráfica se repite simétricamente. En definitiva, el poder espectral descompone la varianza total de la serie en las contribuciones de las diferentes frecuencias oscilatorias o bandas de onda.

El espectro de cualquier serie de datos de dirección para una onda regular es un gráfico unimodal simple (pico) en un valor de frecuencia dada por la recíproca de la longitud de onda; de ahí que pueda utilizarse esta técnica para la estimación de este último parámetro (Speight, 1965a; Ferguson, 1975). Al estar enfocado desde la autocorrelación espacial el resultado se ve poco afectado por la elección del intervalo de muestreo en la obtención de las series de direcciones (Ferguson, 1975), y la atención se transfiere desde las curvas individuales al patrón como un todo.

La utilización del análisis del poder espectral en el estudio de series de dirección o curvatura de meandros irregulares ya fue propuesta por Speight (1965a y 1965b, 1967), Chang (1969), Chang y Toebes (1970), Thakur y Scheidegger (1970), Brice (1974) y Ferguson (1975, 1977a), entre otros. Los meandros naturales tienen un espectro más amplio que el pico teórico, aunque no necesariamente polimodal; cuando proceden de datos de dirección del canal, la moda está dominada por la varianza en bajas frecuencias (grandes longitudes de onda) asociada a los grandes meandros del valle fluvial.

Los diferentes picos del espectro definen longitudes de onda características del tren de meandros, la dispersión sobre ellos es una indicación del grado de irregularidad y el área total bajo el espectro de dirección (medida de la varianza de las series) es proporcional a sinuosidad del canal. De esta forma, el análisis espectral suministra una caracterización completa del patrón de un meandro, y la comparación de los espectros del mismo para diferentes fechas revelaría cualquier cambio sistemático en el patrón (Ferguson, 1977b), pudiendo ser correlacionados con observaciones cartográficas y de campo.

La aplicación de esta técnica de forma multitemporal para el meandro de El Santo conlleva las siguientes fases:

- Recopilación de las cartografías históricas, fotografías aéreas verticales, documentación y evidencias (fotografías de campo, videograbaciones, etc.) sobre el meandro y su entorno.
- Trazado de la centrolínea del talweg para el canal del río Alberche en diferentes fechas a una misma escala.
- Discretización, utilizando un equiespaciado de 200 m, de las direcciones de la centrolínea respecto al norte.
- Cálculo de las series de Fourier y representación de las curvas de poder espectral para diferentes fechas.
- Comparación de los resultados e interpretación en el marco dinámico del río.

Para el cálculo de las series de Fourier y la representación de las curvas se confeccionó el programa en QuickBasic denominado FOURIER (Sanz, 1993).

3.8. ANÁLISIS METEOROLÓGICO DE IMÁGENES DE TELEDETECCIÓN RADAR

El uso más frecuente de las imágenes del radar meteorológico es la detección y el seguimiento espacio-temporal de los núcleos donde se concentran las precipitaciones. Sin embargo, también es común tratar de estimar intensidades de precipitación a partir de los valores del factor de reflectividad (eco en dBz) corregidos del radar meteorológico calibrado. La fórmula de conversión más utilizada, basada en ecuaciones físicas y observaciones empíricas, es la siguiente:

$$I = c \cdot 10^{(0{,}0625 \cdot dBz)}$$

donde: I, intensidad de precipitación (mm/h); c, constante que equivale a 0,036 mm/h.

3.9. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE COLUMNAS Y PERFILES

Se llevaron a cabo representaciones de las columnas sedimentológicas y perfiles obtenidos en el trabajo de campo. En primer lugar delineando las características empleando un formato clásico, si bien, dado el reducido espesor de los depósitos, se utilizaron escalas verticales grandes. La simbología de los elementos representados es la estandarizada en Sedimentología; de izquierda a derecha, la primera columna representa la escala gráfica vertical, la segunda la litología del tramo y la tercera la geometría del cuerpo (interna y externa); fuera del conjunto, a la derecha, se representan las estructuras sedimentarias detectadas y los restos de actividad orgánica. Cada secuencia de facies se estudió en detalle, comparándola con los modelos de facies establecidos para la interpretación de los medios y submedios de sedimentación.

4. TÉCNICAS DE LABORATORIO

4.1. ANÁLISIS MINERALÓGICO Y GRANULOMÉTRICO

4.1.1. ANÁLISIS MINERALÓGICO

El análisis mineralógico de las muestras del relleno sedimentario de la fosa de Garganta del Villar se ha realizado mediante difracción de rayos-X, utilizando el método del polvo cristalino para la caracterización de la mineralogía global, una vez molidas y homogeneizadas las muestras a tamaños inferiores a 53 μm. Asimismo se obtuvieron diagramas de polvo de las fracciones 2-20 μm y <2 μm, y para la mineralogía de arcillas agregados orientados de estas fracciones mediante sedimentación a partir de una suspensión acuosa realizada por agitación mecánica y centrifugación. Todas las muestras fueron sometidas a tratamiento térmico a 550° C durante dos horas y solvatación con etilenglicol.

Para obtener los difractogramas se utilizó un equipo Philips modelo PW 1730/90, radiación CuKα, intensidad de $1x10^3$ a $4x10^3$ c.p.s. con una constante de tiempo de 1, monocromador de grafito, velocidad de barrido de 2°/min y velocidad de registro 20 mm/mm. En los difractogramas de polvo de las fracciones 2-20 μm y <2 μm, y en la zona comprendida entre los 59 y 64 grados 2Θ, la velocidad de barrido empleada ha sido de 1°/min y una constante de tiempo de 2 segundos, con el fin de precisar mejor la medida de la reflexión (060), usándose como estándar interno la reflexión (211) del cuarzo.

El análisis semicuantitativo de las diferentes fases minerales presentes se ha llevado a cabo usando el "método de los poderes reflectantes" propuesto por Schultz (1964).

4.1.2. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Se realizó un análisis granulométrico de las muestras mediante tamizado, empleando una torre de ocho tamices normalizados Eurotamiz entre 8 y 0,0625 mm de luz de malla y un agitador analógico CISA. Cada muestra se agitó durante 20 minutos a una intensidad de 9 sobre 10; las muestras se pesaron en una báscula granataria de precisión un gramo.

4.2. DATACIÓN DE MUESTRAS: LUMINISCENCIA, ^{14}C, ARQUEOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA

Para la datación de elementos o muestras correspondientes a los depósitos cuaternarios asociados a procesos geomorfológicos se ha hecho uso de tres técnicas bastante difundidas:

4.2.1. LUMINISCENCIA

La base física de la luminiscencia es el aumento del número de electrones atrapados en el interior de las redes cristalinas como resultado de su exposición a las radiaciones ionizantes. Éstas son suministradas a los cristales en los sedimentos por la desintegración de radionucleidos de las series del U, Th, ^{40}K y, en menor grado, ^{87}Rb y rayos cósmicos (Wintle, 1993).

La liberación de dichos electrones, recombinándose en los defectos de la red cristalina, produce luminiscencia, que puede ser medida mediante espectrómetros múltiples de alta sensibilidad. Dicha liberación puede realizarse artificialmente mediante varios procedimientos: la aplicación de calor, o termoluminiscencia (TL); la estimulación con fuentes luminosas (visible o láser), llamada luminiscencia fotoestimulada (PL) o luminiscencia de estimulación óptica (OSL; Aitken, 1994); y la estimulación con fuentes infrarrojas, dando lugar a la luminiscencia de estimulación infrarroja (IRSL; Wintle, 1993).

La utilización de la termoluminiscencia (TL) para datación se basa en que los granos de cuarzo y feldespato expuestos a la luz solar reducen rápidamente su nivel de TL a valores mínimos residuales; este fenómeno se conoce como el "evento de puesta a cero" (*zeroing event*). Así, los clastos que han sufrido transporte subaéreo, o en menor medida acuático, se depositan normalmente con bajos o nulos niveles de TL. Cuando estos depósitos son cubiertos por la sedimentación de bancos suprayacentes, el nivel de termolumniscencia de sus granos aumenta en el tiempo como consecuencia de su exposición a la radiación natural de fondo. Su grado de termolumniscencia será entonces una medida de la dosis de radiación acumulada (paleodosis), y el tiempo acontecido desde su sedimentación (última exposición a la luz solar) vendrá dado por la relación entre la paleodosis y la dosis anual de fondo (Medjdahl, 1986). El problema es, pues, la determinación de la paleodosis, puesto que la dosis anual se mide con instrumentos radiométricos ordinarios. Para solventar esta incertidumbre se han ideado diversas técnicas, entre las que destacan la regeneración, la dosis aditiva y los métodos R-β ó R-Γ.

Las muestras detríticas (arenas arcósicas) integradas en las formaciones superficiales que han sufrido procesos eólicos son susceptibles de ser datadas mediante técnicas geofísicas basadas en la termoluminiscencia. Éste es el caso de los niveles de removilización eólica intercalados en los depósitos fluviales de las inmediaciones del arroyo Berciana.

Las dosis anual y equivalente (paleodosis) de la muestra (siglada como Shfd95101) se calcularon, utilizando el método de la dosis aditiva, en el Laboratorio de Datación del *Sheffield Centre for International Drylands Research* (SCIDR) del Departamento de Geografía de la Universidad de Sheffield (Reino Unido), en colaboración con el Dr. Mark Bateman.

Todo el proceso de preparación y análisis de la muestra se realiza en cuartos oscuros bajo condiciones controladas de luz roja. En primer lugar se tratan con ácido clorhídrico (1m HCl) y peróxido de hidrógeno (40% H_2O_2) para eliminar los carbonatos y la materia orgánica de la arena. A continuación se tamizan en húmedo y se selecciona la fracción entre 180 y 250 μm, para reducir la variabilidad del tamaño de grano frente al tamaño medio. Los metales pesados se eliminaron por flotación usando poliwolframato sódico (densidad 2,7 g/cm^3). Finalmente, las muestras se atacaron con ácido fluorhídrico al 40% durante 60 minutos y se tamizaron a través de un cedazo de 150 μm para dejar una muestra de cuarzo puro y limpio. Los feldespatos, se rechazan por los problemas asociados a sus pérdidas anómalas. Finalmente se montó una monocapa de muestra sobre discos de alumnio con 1 cm de diámetro usando un aerosol de silicona. La muestra se dividió en cinco grupos que contenían un mínimo de tres discos: uno de los grupos para determinar la componente residual de TL; otro para calcular el nivel de adquisición natural de TL; y los restantes tuvieron un rango de dosis de laboratorio sobre la dosis adquirida naturalmente.

Las medidas de luminiscencia fueron realizadas en un lector automático RisΦ, ajustado con un filtro Hoya U-340 enfrente del tubo fotomultiplicador. La irradiación de laboratorio se realizó con una fuente de beta estroncio-90, frente al blanqueo, que se realizó en periodos de luz natural durante cuatro días. Todas las muestras se calientan hasta 450°C a razón de 2°C por minuto, después de haber sido precalentadas durante 5 minutos a 220°C. La normalización interdiscos se llevó a cabo usando datos de un segundo de igual dosis para todos ellos. Las paleodosis se calcularon usando el programa APP-SIM de Rainer Grün. Para más detalles a este respecto puede consultarse el apartado metodológico de Bateman y Díez (1999).

El valor resultante para la dosis equivalente (D_e) fue de 66,31 ± 4,44 Gy; la dosis total resultó 5,03 ± 0,30 Gy/Ka; por ello, la edad estimada es de 13,18 ± 1,17 Ka. La muestra presentó un buen crecimiento en meseta, por lo que se supone una adecuada puesta a cero durante su eolización, y que la datación es muy fiable (Bateman y Díez, 2001).

4.2.2. CARBONO-14 O RADIOCARBONO

El método de datación del carbono-14 se basa en la circunstancia de que todo ser vivo fija o asimila, junto a los isótopos estables ^{12}C y ^{13}C, el isótopo radiactivo ^{14}C, presente en la atmósfera por la interacción estratosférica entre la radiación cósmica y el ^{14}N del aire. Tras su muerte, se produce la desintegración del isótopo radiactivo mediante la emisión de partículas beta, mientras que la cantidad de estables permanece constante, con lo que la proporción entre ambos varía de forma progresiva en el tiempo. Esta variación no es aleatoria, sino que se produce de acuerdo a las leyes exponenciales de desintegración radiactiva, bien conocidas desde hace décadas. La evaluación del isótopo ^{14}C en restos orgánicos incorporados a sedimentos cuaternarios más recientes, permite de esta forma su datación precisa.

La muestra G-1.5 fue analizada en el Laboratorio de Datación por Radiocarbono de *Beta Analytic Inc.* (Miami, Florida, EE.UU.) donde fue siglada como Beta-92866. En primer lugar se realizó el pretratamiento "ácido/alcalino/ácido" consistente en un primer lavado con HCl para eliminar restos de carbonatos, un segundo con NaOH para movilizar ácidos orgánicos secundarios, y un tercer lavado para neutralizar la muestra. A continuación se realiza la medida del ^{14}C por el método radiométrico estándar, siendo preciso un mayor tiempo de conteo (*extended counting time*) por su escaso contenido en carbono. Consiste en la medida del carbono de la muestra sintetizado a benceno (92% C) utilizando un espectrómetro de centelleo. Las edades medidas se ofrecen en RCYBP, años de radiocarbono desde el presente (considerando como presente el año 1950); los errores reflejados representan una desviación estándar estadística (1 sigma, 68 % de probabilidad)

Las muestras de carbón vegetal y madera, como es el caso, presentan un fraccionamiento isotópico muy tenue, de forma que tienen un 2,5% menos de ^{13}C (ratio $^{13}C/^{12}C$ = -25,0 ‰) por ello se consideran muestra estándar y no precisan normalizar los efectos del fraccionamiento; por ello las edades convencionales coinciden con las medidas.

Sí que precisan ser calibradas, esto es, corregidas acorde al contenido de ^{14}C en la composición de la atmósfera original; para ello se han empleado curvas o tablas de calibración estandarizadas a nivel mundial (Vogel *et al*., 1993; Talma y Vogel, 1993; Stuiver *et al*., 1993), pudiéndose añadir a la datación calibrada la abreviatura *cal*. El resultado calibrado se ofrece como un rango de valores que representan dos desviaciones estándar (2 sigma, 95 % de probabilidad), frecuentemente referido al calendario cristiano (B.C.).

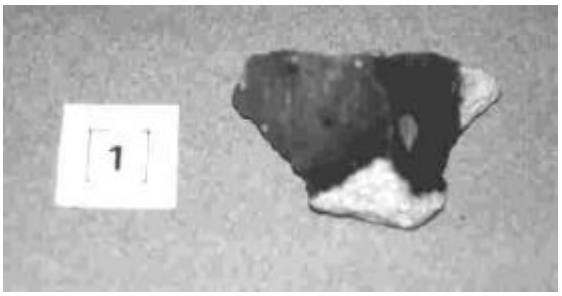
Los resultados de la datación realizada a la muestra G-1.5 (Beta-92866) ofrecen una edad de radiocarbono convencional de 8.030 ± 180 años B.P., que corresponde a un resultado calibrado (2 sigma, 95 % de probabilidad) de *cal* 7.455 a 6.455 años B.C. (ver gráfico de calibración, Figura 4.1).

4.2.3. ARQUEOLOGÍA

Las técnicas arqueológicas clásicas permiten la identificación y asignación cronológica relativa a piezas de industria lítica prehistórica mediante su comparación con conjuntos bien datados y caracterizados (datación cruzada). Para ello se emplea el principio de las series tipológicas (seriación), según el cual mediante la comparación morfológica de los objetos arqueológicos se puede establecer una línea evolutiva, desde los tipos más simples a los más sofisticados, la cual, con toda probabilidad reflejará una modernidad progresiva y permitirá hablar de elementos anteriores, sincrónicos, o posteriores a otros (Cano *et al.*, 1987).

Siguiendo esta medodología, el Dr. Manuel Santonja Gómez, Director del Museo de Salamanca, contribuyó a nuestro estudio mediante la caracterización morfológica y asignación cronológica global de un conjunto de once piezas recogidas en las proximidades del cauce actual del río Alberche (Calalberche).





Fotografías 4.1 y 4.2. Piezas arqueológicas recogidas en las inmediaciones de Calalberche; gentileza del Sr. Benito.

4.2.4. PALEONTOLOGÍA

Se recolectaron abundantes cantidades de restos fósiles subactuales de valvas correspondientes a moluscos fluviales, sobre todo en la llanura de inundación del río Alberche en las proximidades de su desembocadura. Fueron identificados como náyades (o uniónidos), pero con escaso o nulo valor bioestratigráfico, puesto que modifican su morfología en función del tipo de substrato y del régimen hidrodinámico (F. Robles, com. pers.), existiendo gran cantidad de subespecies, con ecotipos difíciles de interpretar cronológicamente.

Figura 4.1. Gráfico de calibración utilizado para la muestra G-1.5.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

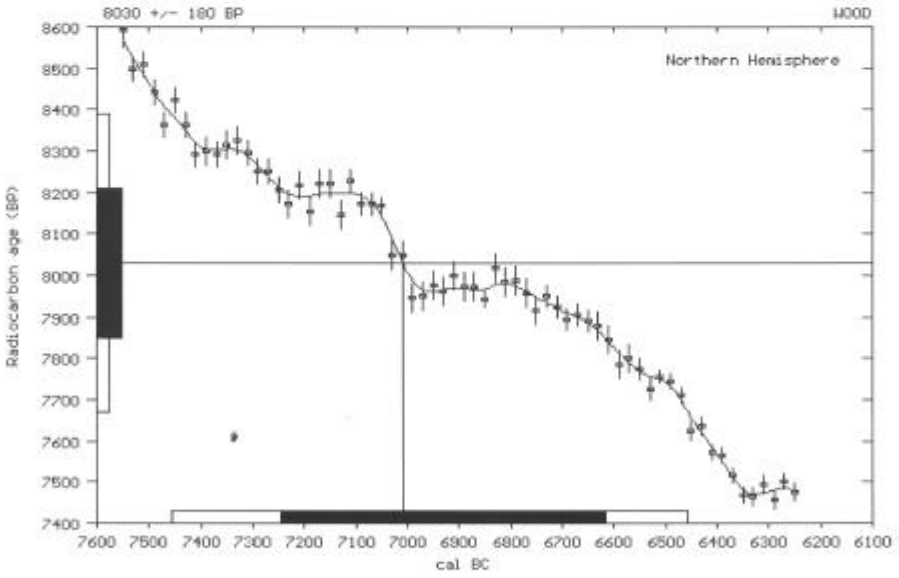
(Variables:estimated C13/C12=-25:lab mult.=1)

Laboratory Number:	Beta-92866
Conventional radiocarbon age*:	**8030 +/- 180 BP**
Calibrated results: (2 sigma, 95% probability)	**cal BC 7455 to 6455**

* C13/C12 ratio estimated

Intercept data:

Intercept of radiocarbon age with calibration curve:	cal BC 7010
1 sigma calibrated results: (68% probability)	cal BC 7245 to 6615



References:

Pretoria Calibration Curve for Short Lived Samples
Vogel, J. C., Fuls, A., Visser, E. and Becker, B., 1993, Radiocarbon 35(1), p73-86
A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates
Talma, A. S. and Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322
Calibration - 1993
Stuiver, M., Long, A., Kra, R. S. and Devine, J. M., 1993, Radiocarbon 35(1)

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 ■ Tel: (305)667-5167 ■ Fax: (305)663-0964 ■ E-mail: beta@analytic.win.net

4.3. ANÁLISIS PALEOPALINOLÓGICO

El tratamiento físico-químico de las seis muestras de sedimento ha sido el clásico (ClH, FH, KOH) según López García (1984), con concentracción del polen en licor de Thoulet (Goeury y Beaulieu, 1979), tinción de la muestra con fuschina básica y montaje en glicerol para su observación al microscopio óptico.

En la preparación de las muestras se utilizó un agitador de ultrasonidos (Branson, model 250/450 Sonifier), así como filtros de fibra de vidrio (type ALE) de 25 mm de Gelman Sciencies para la separación de la fracción polínica del licor de Thoulet.

La determinación de los tipos polínicos se realizó según Moore y Webb (1978), contabilizándose una media de pólenes y esporas con la suficiente riqueza esporopolínica para acometer este tipo de estudio bajo condiciones estadísticas fiables.

Para completar la historia de la vegetación con los datos más recientes de lluvia polínica, se analizó la muestra de superficie (*Bryophyta*), sometiéndola a un tratamiento físico-químico similar al empleado por Heim (1967), y procesándose sus datos polínicos junto con los de las muestras fósiles.

5. TÉCNICAS DE CAMPO

5.1. MEDICIONES MORFOMÉTRICAS E HIDROLÓGICAS

Durante la realización de visitas de campo e itinerarios, se establecieron estaciones de medida, tanto de formas del relieve, como de caudales o niveles alcanzados por éstos.

Destaca entre los últimos, el conjunto de mediciones de las cotas de afección de las crecidas fluviales a los elementos vegetales presentes en la llanura del río Alberche a su paso por Navaluenga (proximidades del camping Ruta de Gredos); igualmente de los calados críticos en los arroyos de Cabrera, Majada Honda y La Herrén de Gracia tras las avenidas relámpago. Para ello se emplearon diversos elementos de referencia y medición, tales como cuerdas, hilos, jalones, cintas métricas y niveles.

Igualmente se realizaron mediciones seriadas de incisión fluvial en localizaciones representativas (puente del ferrocarril de Aldea del Fresno) y medidas del diámetro de los clastos del lecho del canal (aguas abajo del embalse de Las Picadas).





Fotografías 5.1 y 5.2. Realización de mediciones morfométricas de detalle del canal de crecida, mediante cintas métricas; arroyo de Majada Honda (La Cañada).

5.2. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA

Una vez realizado un primer esquema geomorfológico mediante la fotointerpretación estereoscópica de fotografías aéreas verticales, se procedió a una comprobación y validación en campo de los elementos dibujados. Para ello se realizaron muy diversos recorridos e itinerarios con puntos en los que existían problemas de interpretación de las formas, o desde los cuales se pudiera tener una visión panorámica del relieve circundante. Con la visita de estos lugares se matizaba la caracterización geométrica del relieve problema y se confirmaba o refutaba la interpretación genética de las formas, así como sus relaciones cronológicas.

5.3. LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS Y PERFILES

En determinados lugares característicos, con buenas condiciones de afloramiento de perfiles de meteorización o depósitos correspondientes a formaciones superficiales, se procedió al levantamiento de columnas sedimentológicas o perfiles longitudinales del afloramiento.

Las columnas sedimentológicas recogen, como es característico: el espesor de cada conjunto litológico, sus características petrológicas (tipo de roca, granulometría, coloración ...), las variaciones composicionales o texturales en la vertical, el tipo de contacto entre los conjuntos, y la presencia de estructuras sedimentarias, restos fósiles o otros elementos singulares (concentraciones minerales).

Cuando lo que se trata de resaltar es la variabilidad en la horizontal de los diferentes niveles y estructuras del depósito, se recurrió a los perfiles, representaciones de la estructura longitudinal del afloramiento. Para ello se realizaron esquemas a escala en los cuales se representan la litología y estructuras sedimentarias de cada cuerpo y las superficies de contacto entre ellos, con especial hincapié en su desarrollo y continuidad en la horizontal. Frecuentemente estos esquemas se apoyan en una fotografía del afloramiento, a la que se superpone un papel translúcido sobre el que se dibujan los cuerpos sedimentarios.

5.4. ADQUISICIÓN DE DOCUMENTOS GRÁFICOS

En el trabajo de campo ha tenido un papel relevante la adquisición de material gráfico, principalmente la confección de esquemas y dibujos, y la realización de documentos fotográficos.

Entre los primeros, reseñar la confección de varios esquemas panorámicos de la disposición de los relieves desde lugares con vistas amplias; igualmente la confección de planos precisos para la ubicación de depósitos o formas singulares. También se realizaron cartografías de detalle mediante brújula y clinómetro para sectores de interés del cauce del río Alberche y sus inmediaciones (Navaluenga), o mapas batimétricos del cauce mediante un plano topográfico y sondas manuales.

El material fotográfico recopilado ha adquirido un importante volumen, debido a la importancia documental que tiene por la información espacial que ofrece (geometría y disposición de formas en geomorfología) o como datos temporales (dinámica del agua en eventos de crecida fluvial). Por ello se dispone de fondos en: fotografía impresa (papel) en blanco y negro y color, tanto de dimensiones comunes como ampliaciones, formato panorámico, carteles y postales; y fotografía diapositiva, distribuidas en dos grandes conjuntos, siglados en verde (geología y geomorfología, unas 650 unidades) y azul (hidrología, unas 300 unidades). Incluso se han recopilado videograbaciones, tomadas por videoaficionados locales o por nosotros mismos, de eventos de crecida o secuencias de depósitos que serían tapadas en breve.

5.5. TOMA DE MUESTRAS

A lo largo de los diferentes trabajos de campo se ha hecho preciso la adquisición de muestras de rocas, elementos bióticos, restos fósiles. etc. para su análisis o datación. En este sentido, los muestreos, nunca sistemáticos sino puntuales, se han realizado con diferentes procedimientos:

5.5.1. MUESTREOS PARA DATACIÓN MEDIANTE TERMOLUNISCENCIA

Se diseñaron y confeccionaron, a indicación del personal del SCIDR, unos cilindros opacos negros de PVC de 5 cm de diámetro y unos 10 cm de largo (biselados en uno de sus extremos) y con doble tapa de plástico opaco gris. Todo ello para conseguir las oportunas medidas de estanqueidad a la luz o cualquier otro tipo de radiación.

Para el muestreo es preciso, en primer lugar, limpiar de derrubios el afloramiento, creando un perfil vertical fresco. La extracción de la muestra consistió en el hincado de los cilindros (con una de las tapas puesta) dentro del depósito del perfil, tratando de evitar la llegada de la luz solar al sector central del testigo; posteriormente se extraía el cilindro con la muestra en su interior y se tapaba inmediatamente el extremo posterior.

De forma paralela se tomaba una muestra en masa en bolsas de plástico para su análisis químico y la medida de la dosis anual media de radiación. Ambas porciones de muestra se siglaron de acuerdo a la numeración correlativa del laboratorio donde serían analizadas, asignándolas el código Shfd95101: Shfd- (Sheffield), -95- (año de muestreo 1995) y -101 (número de la muestra del arroyo Berciana).



Fotografía 5.3. Perfilado e hincado del recipiente cilíndrico en el muestreo de arenas para la datación por luminiscencia.

5.5.2. MUESTREO PARA DATACIÓN MEDIANTE ^{14}C

Se tomó una importante cantidad (en torno a cinco kilos) del depósito original, una arcilla limosa oscura rica en restos orgánicos ligeramente carbonizados, introduciéndolo en un recipiente estanco de materia inorgánica (papel de aluminio). Posteriormente se extrajeron los pequeños restos de tallos, raíces y hojas con el empleo de unas pinzas, agujas y paletillas metálicas; con los restos se totalizó una cantidad de 2 gramos de madera carbonizada (*charcoal*), mínimo preciso para su datación mediante ^{14}C. El siglado de la muestra (G-1.5) se tomó del nivel donde fue obtenida: Garganta del Villar (G), primera columna (-1), quinto nivel (.5).

5.5.3. MUESTREOS PARA CARACTERIZACIÓN TEXTURAL Y MINERALÓGICA

Consistieron en la toma de cantidades variables de depósito, entre 500 g y 2 kg, para su posterior análisis granulométrico empleando una torre de tamices estandarizada de ocho cedazos entre los 8 y 0,0625 mm de luz de malla; o para su empleo en fracciones determinadas de cara a su caracterización mineralógica mediante difracción de RX.

5.5.4. MUESTREOS DE ROCAS CONSOLIDADAS

Se tomaron diversos fragmentos de roca del tamaño de un puño para su caracterización mineralógica y petrológica. Destaca en este aspecto la toma de muestras de los conjuntos litológicos más peculiares de cuantos afloran en la CHA, como la diatrema volcánica, los pórfidos graníticos, etc.

5.5.5. MUESTREOS DE RESTOS ARQUEOLÓGICOS

Consistió en la recolección de los elementos líticos dispersos en un amplio entorno, anotando su disposición, estado y posible área fuente, además de su pertinente siglado. Sin embargo, buena parte de los restos no pudieron ser documentados al muestrearse, dado que habían sido recogidos previamente por el Sr. Benito, aficionado a temas arqueológicos.

5.5.6. MUESTREOS PARA ANÁLISIS PALEOPALINOLÓGICO

Se tomaron muestras desde el perfil recién excavado a lo largo de la secuencia estudiada, adquiriendo 500 g de depósito en cada uno de los niveles, y procurando evitar su contaminación con la lluvia polínica actual (introduciéndolo en un recipiente hermético al aire exterior). Para la caracterización de esta última se tomó una muestra de los primeros 10 cm de suelo, junto con restos de la vegetación actual.

III

MARCO FISIOGRÁFICO

EL MEDIO FÍSICO DEL RÍO ALBERCHE

6. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

6.1. El río Alberche

* Alberche occidental
* Alberche central
* Alberche meridional

6.2. La cuenca hidrográfica del río Alberche

7. CONTEXTO GEOLÓGICO

7.1. Antecedentes en el estudio geológico de la cuenca hidrográfica del Alberche

7.1.1. Antecedentes remotos (hasta 1849)

7.1.2. Antecedentes antiguos (1849-1939)

7.1.3. Antecedentes recientes (1939-actualidad)

7.2. Marco geológico de la cuenca hidrográfica del río Alberche

7.3. El Sistema Central

7.3.1. Contexto geológico

7.3.2. Litoestratigrafía y petrología

* Rocas metamórficas

- Principales afloramientos de rocas metamórficas en la CHA
  - · Afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado
  - · Afloramiento metamórfico de La Cañada-El Tiemblo
  - · Afloramiento metamórfico de Valdemorillo

· Afloramientos del Complejo Anatéctico de Peña Negra
· Afloramientos metamórficos del bloque de Piélago

* Rocas ígneas
  - Rocas plutónicas
  - Rocas filonianas
  - Rocas volcánicas
* Formaciones superficiales
  - Formaciones superficiales de meteorización (alteritas) del substrato ígneo-metamórfico

7.3.3. Tectónica
* Tectónica prealpina
  - Deformación dúctil y dúctil-frágil (caledónico-) hercínica
  - Deformación frágil tardihercínica
* Tectónica alpina del Sistema Central
  - La Falla Meridional o del Borde Sur

7.4. La Cuenca de Madrid (Cuenca del Tajo)

7.4.1. Contexto geológico
7.4.2. Materiales mesozoicos
7.4.3. Materiales cenozoicos
* Paleógeno
* Neógeno
* Cuaternario
  - Formaciones superficiales de meteorización

7.4.4. Tectónica alpina de la Cuenca de Madrid occidental

7.5. Las cuencas cenozoicas interiores y marginales del Sistema Central

7.5.1. La cuenca cenozoica de Garganta del Villar o del Alto Alberche
* Depósitos paleógenos
* Depósitos cuaternarios

7.5.2. La depresión Aldea del Fresno-Almorox o subfosa del Alberche
* Ciclo prearcósico
* Ciclo arcósico
* Ciclo post-arcósico
  - Depósitos aluviales del sistema de terrazas del río Alberche en la D.A.F.A.
  - Formaciones superficiales poligénicas
  - Depósitos de origen eólico
* Neotectónica alpina de la depresión

7.6. Aspectos hidrogeológicos

7.6.1. Principales formaciones acuíferas subterráneas
7.6.2. Acuífero detrítico de la cuenca de Madrid
7.6.3. Los manantiales en la CHA

8. CONFIGURACIÓN GEOMORFOLÓGICA

8.1. Antecedentes

8.1.1. Antecedentes remotos (hasta el siglo XVII)
8.1.2. Antecedentes antiguos (siglos XVIII y XIX)
8.1.3. Antecedentes recientes (siglo XX)

8.2. Morfoestructura

8.2.1. Ámbito morfoestructural del Sistema Central
* Sector morfoestructural de Gredos
* Sector morfoestructural de Guadarrama

8.2.2. Ámbito morfoestructural de la cuenca de Madrid
8.2.3. Condicionamiento morfoestructural de la red de drenaje

8.3. Morfogénesis básica: los dominios geomorfológicos

8.3.1. Procesos de meteorización
8.3.2. Procesos gravitacionales
* Formaciones superficiales gravitacionales en el Sistema Central
* Formaciones superficiales gravitacionales en la cuenca de Madrid

8.3.3. Dominio periglaciar
* Formaciones sobre la superficie del suelo
* Formaciones en la superficie del suelo
* Formaciones bajo la superficie del suelo
* Modelados asociados a la denudación periglaciar
* Formaciones superficiales periglaciares en el Sistema Central
* Formaciones superficiales periglaciares en la cuenca de Madrid

8.3.4. Dominio glaciar
* El glaciarismo del macizo de La Serrota
  - Glaciar de La Cerradilla
  - Nicho de nivación de Bajohondillo
* Procesos glaciares en las sierras del Cabezo-Centenera-Valle
* Formaciones superficiales glaciares

8.3.5. Procesos lacustres y palustres
* Formaciones superficiales palustres

8.3.6. Procesos eólicos
8.3.7. Dominio poligénico
* Formaciones superficiales poligénicas

8.4. Morfogénesis compleja: tipos de relieves

8.4.1. Relieves estructurales
8.4.2. Relieves litológicos
* Relieves graníticos
* Relieves cársticos
* Relieves acarcavados

8.4.3. Relieves climáticos
* Las rampas del Sistema Central como relieves climáticos
* Los relieves residuales de tipo *inselberg* en la CHA

8.5. Morfoevolución

8.5.1. Los modelos evolutivos del Sistema Central español
* Las hipótesis del relieve residual paleozoico
* Teorías sobre relieves tectónicos monofásicos
* Modelos de escalera de piedemonte clásica
* Modelos de evolución bicíclica

* Modelos de escalera de piedemonte con desnivelación final
- Modelo con desnivelación final
- Modelo con exhumaciones de piedemontes
* Otros modelos e interpretaciones locales
- Interpretación tecto-evolutiva para la fosa de El Burguillo
- Matizaciones evolutivas para el Guadarrama occidental
8.5.2. Los modelos evolutivos de la Cuenca de Madrid
* Evolución geomorfológica de la cuenca de Madrid en la CHA
8.5.3. Los modelos evolutivos para las cuencas internas y marginales
* Depresión de Aldea del Fresno-Almorox
* Fosa de Garganta del Villar

9. CONTEXTO CLIMÁTICO
9.1. Marco climático general
9.2. Condicionantes climáticos
9.3. Clasificación climática
9.4. Caracterización morfoclimática

10. SITUACIÓN BIOGEOGRÁFICA: LA VEGETACIÓN
10.1. Marco biogeográfico
10.2. Fitosociología
10.2.1. Las series de vegetación
* Series climatófilas
* Series edafófilas
10.2.2. La vegetación potencial en la CHA
10.3. Principales formaciones vegetales actuales de la CHA
10.3.1. Pastizales de alta montaña
10.3.2. Pinares de silvestre con piornales y enebrales rastreros
10.3.3. Melojares o rebollares de *Quercus pyrenaica*
10.3.4. Pinares de negral (*Pinus pinaster*)
10.3.5. Encinares
10.3.6. Pinares de pino piñonero
10.3.7. Sotos y riberas
10.3.8. Otras formaciones arbóreas singulares

11. USOS DEL SUELO: EVOLUCIÓN HISTÓRICA

12. UNIDADES FISIOGRÁFICAS SINTÉTICAS

6. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

6.1. EL RÍO ALBERCHE

«El Alberche corre en la provincia [de Madrid] unos 28 ó 30 kilómetros; y no siendo por el movimiento que presta á algunos molinos y por alguna pesca que produce, sus aguas de nada sirven.»

Casiano de Prado (1864)
Descripción física y geológica de la provincia de Madrid

El río Alberche es el décimoquinto afluente importante del río Tajo por su margen derecha (Figura 6.1), de ahí que su numeración oficial en el Código Decimal de Ríos (CDR; CEDEX, 1965) sea 030130: 03, cuenca de Tajo; 01, río Tajo; 15, décimoquinto tributario; x2, orilla derecha (Figura 6.1).

Tiene su nacimiento en el manantial de Fuente Alberche (X_{UTM}= 311400, Y_{UTM}= 4475900, Z= 1.700 msnm), situado sobre la loma de la Cañada Alta en las inmediaciones del cerro Moros (Sierra de Piedrahita o de Villafranca, Gredos oriental, Sistema Central español); administrativamente se ubica entre los términos municipales de La Herguijuela y San Martín de la Vega del Alberche (Ávila, Castilla y León). Sin embargo otros textos y cartografías sitúan su origen en el nacimiento del arroyo de la Gama, punto más occidental de su cuenca (Mojón de Guillén, Z= 2.020 msnm) y administrativamente radicado en el término municipal de Navaescurial (Ávila).

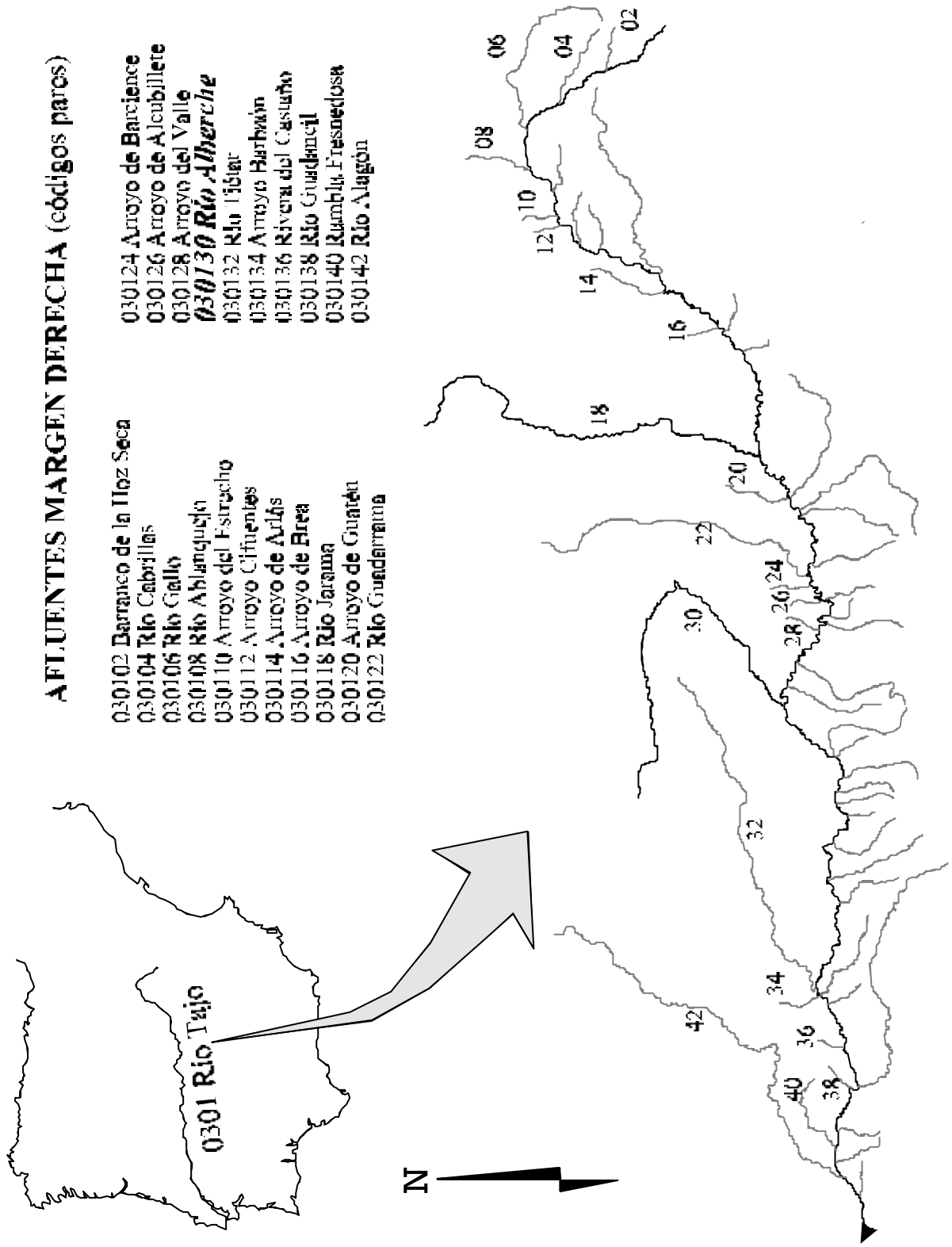


Fotografía 6.1. Paraje de Fuente Alberche (San Martín de la Vega del Alberche, Ávila), donde se sitúa administrativamente el nacimiento del río Alberche.

Tras un recorrido de unos 180 km a través de las sierras de Gredos oriental-Guadarrama occidental y la cuenca del Tajo septentrional (discurriendo por las provincias de Ávila, Madrid y Toledo), desemboca al río Tajo en el paraje de Entrambosríos (X_{UTM}= 348925, Y_{UTM}= 4425425, Z= 375 msnm), unos cinco kilómetros aguas arriba de la localidad toledana de Talavera de la Reina (Castilla-La Mancha).

El nombre de Alberche deriva del vocablo de origen árabe "alberca" (É ò ; *al birka* = el estanque), siendo igualmente la denominación de una localidad toledana situada próxima a la desembocadura del río, aunque fuera de su cuenca. Probablemente haga referencia a su caudal abundante y regular durante el invierno y la primavera, y a las bajas velocidades que alcanza en las zonas próximas a la desembocadura, donde prácticamente "se estanca".

Figura 6.1. El río Alberche en el contexto de la red hidrográfica del río Tajo (afluentes de la margen derecha) y la península Ibérica. Codificación CDR de las principales corrientes.





Fotografía 6.2. Paraje de Entrambosríos (Talavera de la Reina, Toledo), donde se produce la desembocadura del río Alberche (a la derecha) al río Tajo (a la izquierda).

Su trazado es fundamentalmente lineal con meandros de escasa amplitud, salvo el que describe en las proximidades de su confluencia con el río Perales (paraje de El Santo). Dibuja en planta una amplia curva hiperbólica tumbada, a lo largo de la cual pueden reconocerse tres tramos bien diferenciados según la dirección preferente que adopta el río:

**** Alberche occidental***

Comprende desde el nacimiento hasta la confluencia con el arroyo de Tórtolas (unos 90 km), de orientación manifiesta oeste-este (ligeramente OSO-ENE), aunque con un tramo norte-sur (entre la confluencia con el río Astillero y el arroyo Arenillas); su pendiente media es de 1,88 %. En este sector recorre las estribaciones de Gredos oriental (sierras de Villafranca, La Serrota, Paramera y del Valle) y recibe como principales tributarios: río Astillero, garganta de Navalacruz y arroyo de la Gaznata, por la margen izquierda; y arroyo Arenillas, río Piquillo, arroyo de la Garganta, arroyo de la Balsaina (Iruelas), garganta Espina de la Yedra y arroyo de Tórtolas, por la margen derecha (Figura 6.2).

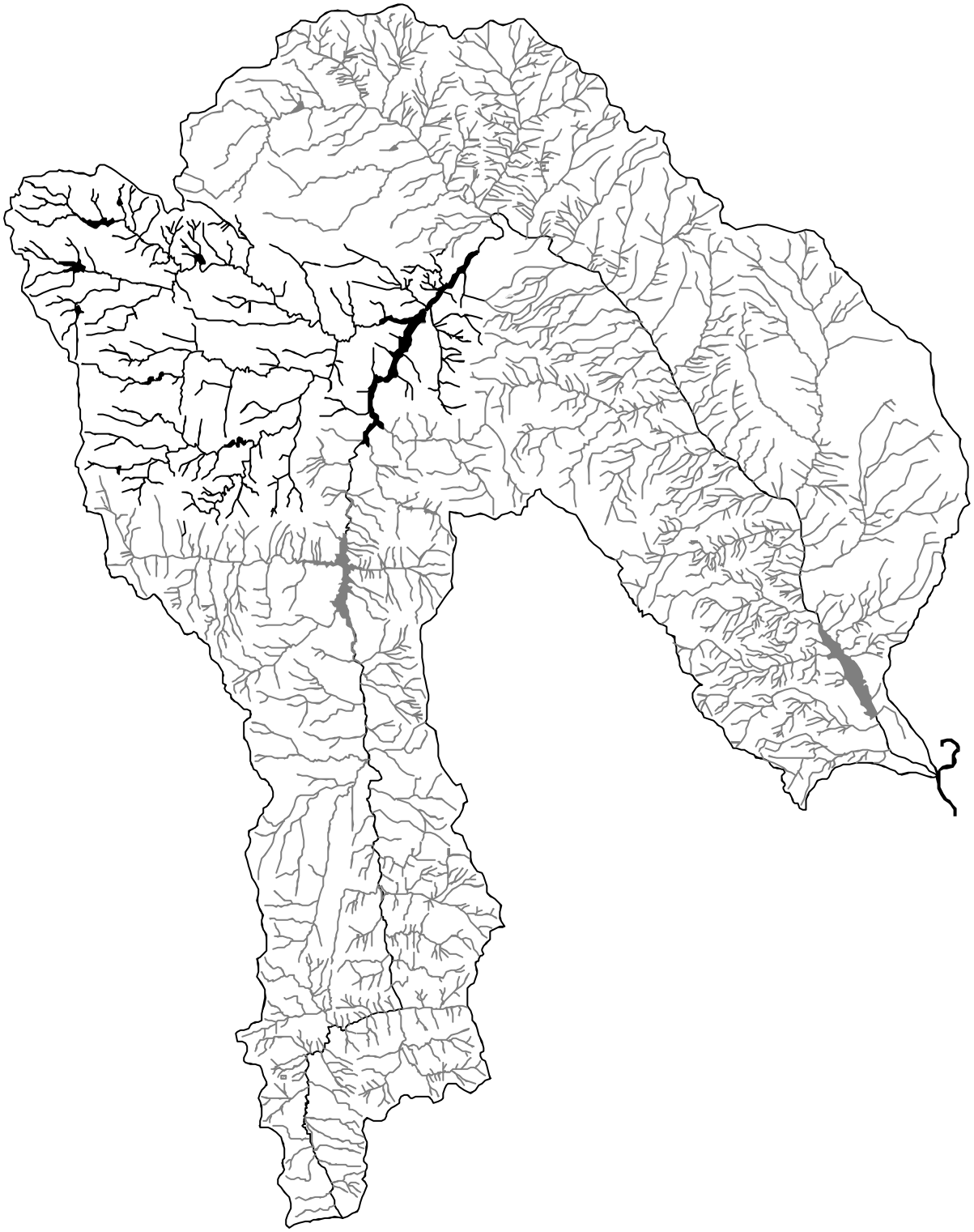
**** Alberche central***

Comprende desde la confluencia con el arroyo de Tórtolas hasta el meandro de El Santo (unos 20 km), aguas arriba de la unión con el río Perales, discurriendo con orientación manifiesta noroeste-sureste; el cambio de dirección respecto al tramo anterior se produce de forma gradual. En este sector atraviesa los piedemontes del contacto entre las sierras de Gredos oriental y Guadarrama occidental, y recibe como principal afluente por su margen izquierda al río Cofio. Este río, tributario más significativo del Alberche por su longitud (47,28 km) y aportación hídrica, es el resultado de la unión entre el río de las Herreras (o del Buho) y el arroyo de Valtravieso, en el sector más septrentrional de la cuenca, situándose su nacimiento en la fuente de los Ciento, junto al puerto del Descargadero (sierra de Malagón); discurre con un trazado prácticamente meridiano hasta su confluencia con el Alberche (Figura 6.3).

Figura 6.2. Red de drenaje del Alberche occidental.



Figura 6.3. Red de drenaje del Alberche central.



** Alberche meridional*

Comprende desde el meandro de El Santo hasta la desembocadura al Tajo (unos 70 km), con orientación preferente noreste-suroeste; el cambio respecto al tramo anterior (Alberche central), ortogonal a éste, se produce mediante el trazado del propio meandro de El Santo. En este sector, el Alberche discurre por el límite entre el margen septentrional de la Cuenca del Tajo (submeseta meridional) y las estribaciones del Sistema Central (sierras de la Higuera y San Vicente), siendo los principales tributarios: el río Perales y el arroyo Grande por la margen izquierda, y el arroyo de la Parra por la orilla derecha. El primero de ellos, el río Perales, es el segundo tributario del Alberche en orden de importancia por su longitud (40,74 km) y caudal; nace de la unión de varios arroyos (Morales, Pradejón y Fuente Vieja) en las estribaciones de Las Machotas (Guadarrama occidental), y describe una amplia curva que, partiendo de una dirección meridiana, le orienta NE-SO hasta la confluencia con el Alberche (Figura 6.4).

Tabla 6.1. Relación de las corrientes fluviales de la cuenca del río Alberche, codificadas por el CDR (CEDEX, 1965), con el área de sus subcuencas y longitudes de corrientes principales.

CORRIENTE	CDR	ÁREA (km^2)	LONGITUD (km)
Río Alberche	030130	4.104,44	182,00
Arroyo Horcajo	03013001	142,43	10,00
Garganta Arenillas	03013002	63,65	10,00
Río Gaznata	03013003	164,20	27,20
Arroyo Manzano	03013004	89,88	13,00
Río Cofio	03013005	638,16	51,00
Rambla Aceña	0301300501	88,22	21,00
Río Sotillo	0301300502	300,10	21,00
Río Becedas	030130050202	182,37	31,60
Arroyo Parra	03013006	111,71	20,00
Río Perales	03013007	531,86	29,00
Arroyo Grande	0301300701	119,92	15,00
Arroyo Yuntas	0301300702	91,63	15,00
Arroyo San Benito	03013008	64,24	14,50
Arroyo Vega	03013009	49,29	15,10
Arroyo Molinos	03013010	60,24	11,00
Arroyo Prada	03013011	217,47	23,80
Arroyo Marigarcía	03013013	150,02	17,00

Figura 6.4. Red de drenaje del Alberche meridional.



6.2. LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE

La cuenca fluvial del río Alberche, en adelante abreviada como CHA, se sitúa en la zona central, ligeramente centro-occidental, de la península Ibérica, a caballo entre dos grandes unidades geográficas: el Sistema Central español y la submeseta meridional o Cuenca del Tajo (Figura 6.5).

Con una extensión en planta de 4.105 km^2, supone la centésima parte del territorio español peninsular, y presenta una morfología en planta compacta semilunar, elongada oeste-este, a modo de letra "U" tumbada con la abertura hacia el suroeste. Podría inscribirse en un rectángulo cuyos límites tendrían unas coordenadas:

- Norte Y_{UTM}= 4505650 (La Canaleja, El Espinar, Segovia)
- Sur Y_{UTM}= 4422650 (Pico Palos, Carriches, Toledo)
- Este X_{UTM}= 0415900 (La Retama, Brunete, Madrid)
- Oeste X_{UTM}= 0310225 (Mojón de Guillén, Navaescurial, Ávila)

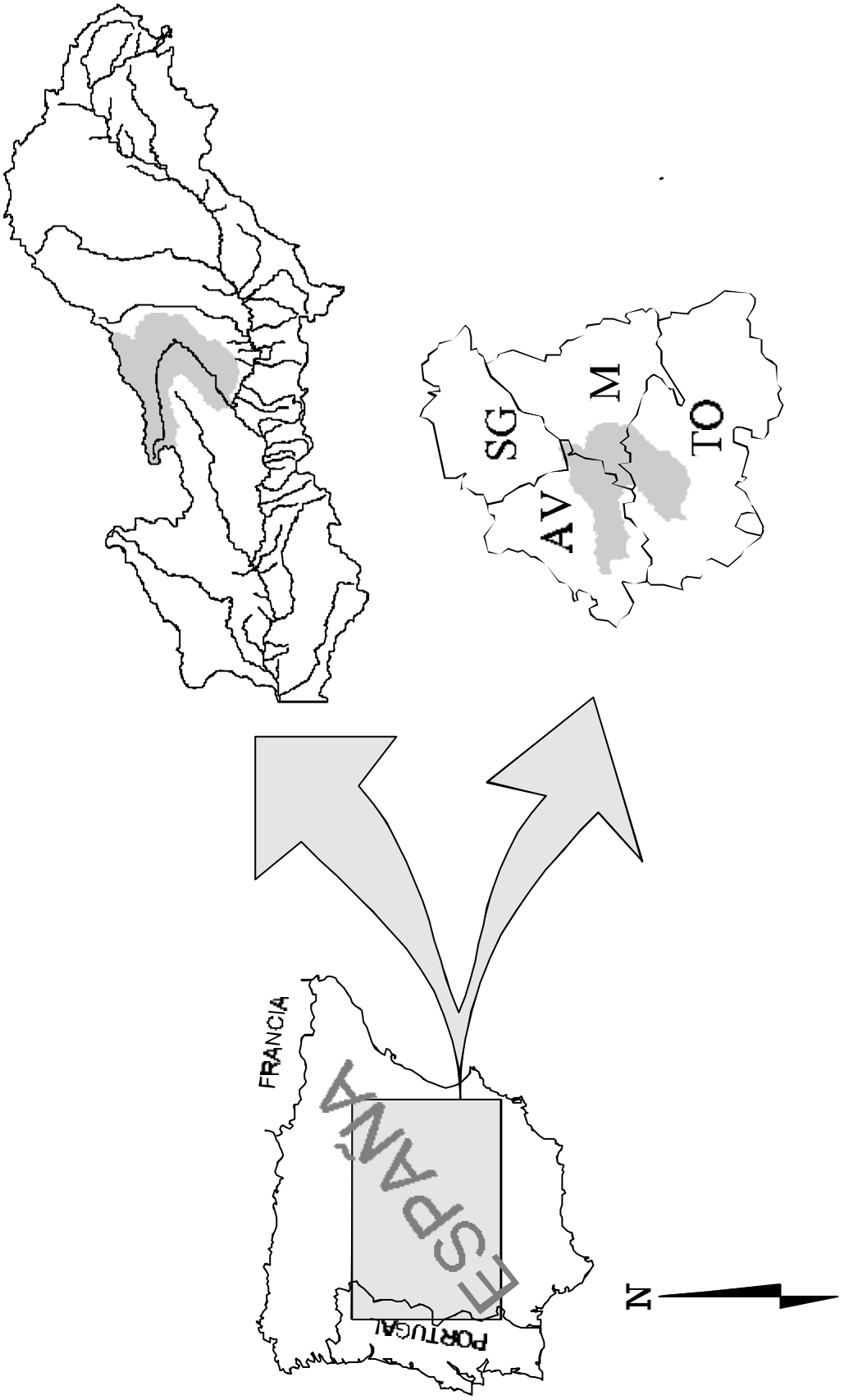
El punto más alto de la cuenca corresponde al collado de la Honda (Z= 2.185 msnm) en el término de Villatoro (Ávila), y el punto más bajo a la propia desembocadura del río Alberche al Tajo.

Sus divisorias, que separan esta cuenca de las correspondientes a los ríos Tormes-Corneja, Adaja, Voltoya, Moros (todos ellos afluentes del Duero), Guadarrama y Tiétar-Guadyerbas (tributarios éstos del Tajo), están constituidas por alineaciones montañosas o planicies culminantes; su longitud, medida sobre cartografía oficial a 1:100.000 es de 424.057,27 m. Destacan, en sentido horario desde el nacimiento, las alineaciones de: sierra de Piedrahita, sierra de Villafranca, La Serrota, Parameras de Ávila, sierra de la Paramera, Cuerda de los Polvisos, sierra de Malagón, sierra de Guadarrama, Las Machotas, campiñas de Brunete-Navalcarnero-Sta. Olalla, sierra de San Vicente, sierra de la Higuera, sierra del Valle, sierra del Cabezo y cerros Romarcos-Aliagas Blancas.

Al igual que ocurre con el río Alberche, dentro de su cuenca pueden diferenciarse varias partes en su disposición en planta. Clásicamente, y en vinculación con los tramos del río, se han diferenciado: cuenca alta o valle del alto Alberche, entre el nacimiento y el embalse de El Burguillo; cuenca media, entre el anterior y el embalse de Picadas; y cuenca baja o vega baja del Alberche, entre éste y la desembocadura (Figura 6.6). Esta delimitación coincide a grandes rasgos con la realizada por Martín *et al*. (1992), quien denomina a estos sectores:

- Alto Alberche, rectilíneo, con una envolvente en forma rómbica y desarrollo W-E.
- Alberche Medio, curvado, con forma de sector circular y dominado por la red arborescente del río Cofio.
- Alberche Bajo, que transcurre paralelamente a la Falla de Torrelodones.

Figura 6.5. La cuenca hidrográfica del Alberche (CHA), en el contexto de la cuenca hidrográfica del Tajo y la distribución administrativa provincial: AV, Ávila; SG, Segovia; M, Madrid; TO, Toledo.



La red fluvial del río Alberche, digitalizada sobre la cartografía oficial de la CHT a escala 1:100.000, presenta una longitud de 3.872,627 km, de los cuales 180,016 km corresponden al propio río Alberche, 1.430,606 km a afluentes por la orilla derecha, y 2.262,005 km a tributarios por la margen izquierda. Los afluentes por la orilla derecha totalizan 636 segmentos de corriente, con una longitud media de 2,246 km; los de la margen izquierda ascienden a 818 segmentos, con una longitud media de 2,762 km.

Cartográficamente la CHA ocupa parcial o completamente las siguientes 19 hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (I.G.N., S.G.E.; Figura 6.7):

* El Espinar (507, 17-20)
* Cercedilla (508, 18-20)
* Ávila de los Caballeros (531, 16-21)
* Las Navas del Marqués (532, 17-21)
* San Lorenzo de El Escorial (533, 18-21)
* Piedrahita (554, 14-22)
* Navatalgordo (555, 15-22)
* Navaluenga (556, 16-22)
* San Martín de Valdeiglesias (557, 17-22)
* Villaviciosa de Odón / Majadahonda (558, 18-22)
* Arenas de San Pedro (578, 15-23)
* Sotillo de la Adrada (579, 16-23)
* Méntrida (580, 17-23)
* Navalcarnero (581, 18-23)
* Navamorcuende (602, 16-24)
* Fuensalida (603, 17-24)
* Villaluenga (604, 18-24)
* Talavera de la Reina (627, 16-25)
* Torrijos (628, 17-25)

Desde el punto de vista administrativo participa de más de medio centenar de términos municipales en las provincias de Ávila, Segovia, Madrid y Toledo, pertenecientes a tres comunidades autónomas diferentes: Castilla y León (las dos primeras), Comunidad de Madrid, y Castilla-La Mancha.

Las principales vías de comunicación son: la carretera nacional V (gran itinerario internacional E90, Madrid-Lisboa por Badajoz), que bordea la cuenca por su divisoria suroriental, junto con la nacional N-600; las nacionales N-403 (Adanero-Toledo por Ávila, que parte la cuenca en dos mitades), N-500, N-501 (Madrid-Coria por Arenas de San Pedro), N-502 (Ávila-Talavera de la Reina), N-503 y N-505 (Las Rozas-Ávila por El Escorial). Existen tres importantes vías pecuarias con entidad de cañada real que cruzan la CHA en dirección meridiana: Occidental Leonesa (tramo entre los puertos de Menga y El Pico), Leonesa Oriental (Aldea del Fresno) y Segoviana (Navalcarnero). El ferrocarril Madrid-Ávila atraviesa la cuenca por su sector septentrional, con varias estaciones y apeaderos; otras líneas férreas abandonadas existen entre Madrid y el Valle del Tiétar.

Figura 6.6. La cuenca hidrográfica del río Alberche y sus sectores.

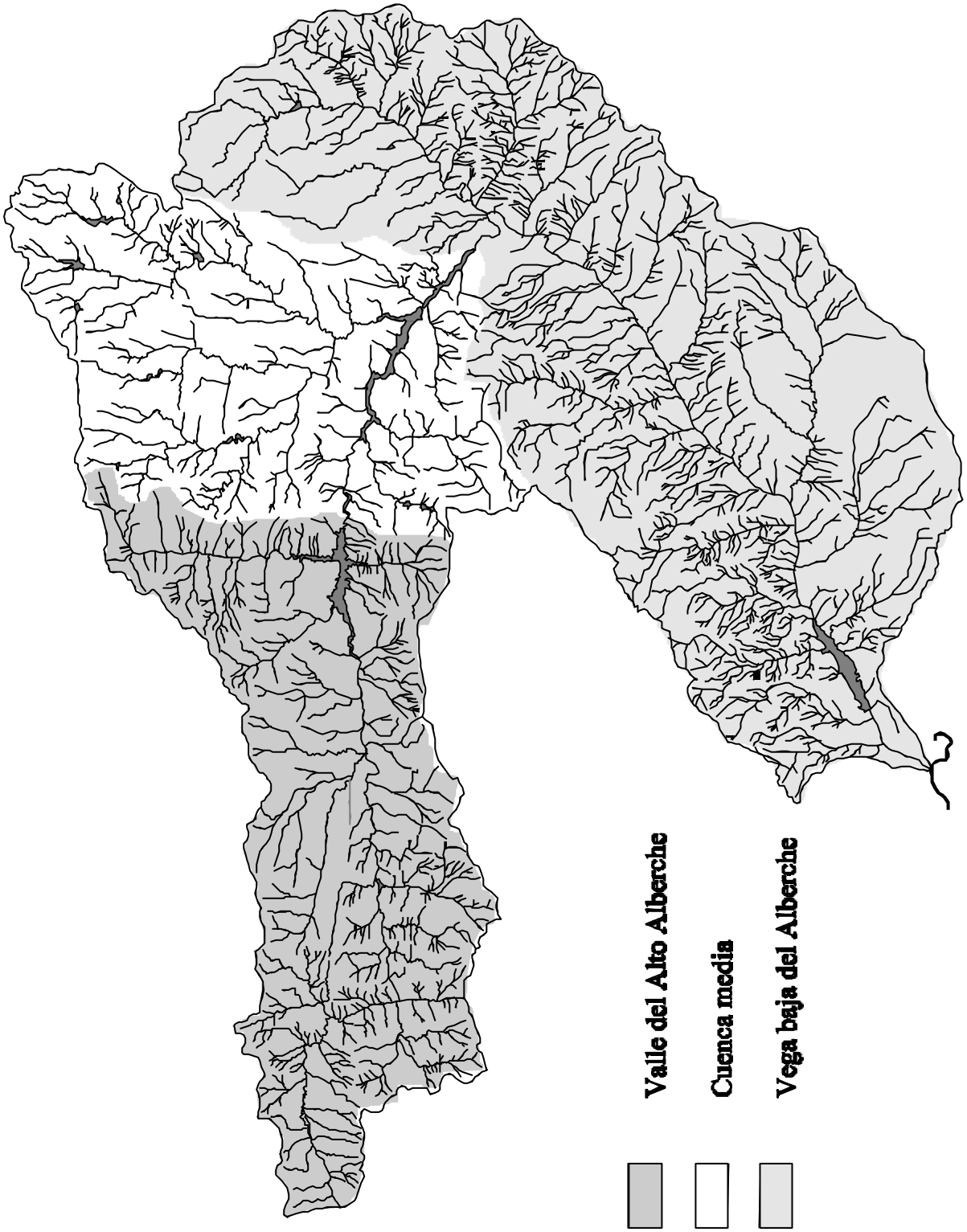
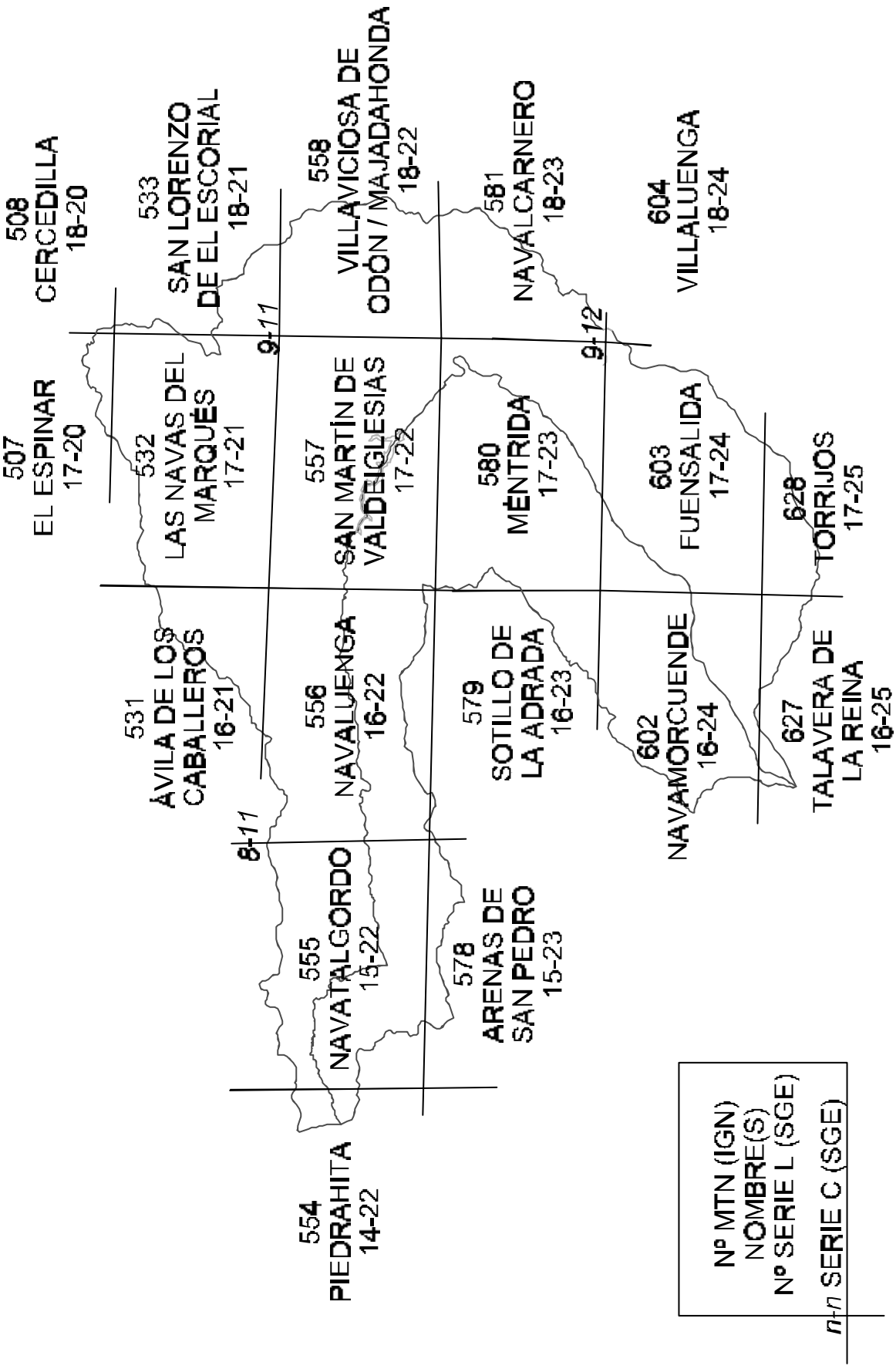


Figura 6.7. Distribución de la cartografía básica a escala 1:50.000 editada para la CHA.



7. CONTEXTO GEOLÓGICO

7.1. ANTECEDENTES EN EL ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL ALBERCHE

Se pueden distinguir tres etapas en el desarrollo histórico de los estudios sobre la geología de la CHA, separadas por dos importantes hitos en el devenir de la historia de la geología hispana: la constitución en 1849 de la *Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino,* con la que empezarían los estudios geológicos sistemáticos del territorio hispano; y la Guerra Civil española (1936-1939), que marcaría una inflexión en los enfoques, organización y disponibilidad de medios para las Ciencias de la Tierra en nuestro país.

7.1.1. ANTECEDENTES REMOTOS (HASTA 1849)

A pesar de la cercanía a la Corte, la cuenca hidrográfica del río Alberche no fue objeto de estudio por parte de los naturalistas hasta bien entrado el siglo XVIII, quizás motivado por su escasez en recursos minerales respecto a otras zonas de la geografía peninsular.

Los antecedentes más remotos de índole geológica sobre el territorio de la CHA se remontan a finales del siglo XVIII, cuando el afamado mineralogista Christian Herrgen escribió una nota en los Anales de Historia Natural sobre diversos minerales encontrados en los alrededores de San Lorenzo de El Escorial: "*Quarzo común*", "*Feldespato común*", "*Mica*", "*Topacio Chorlo*", "*Granate*", "*Jade*", "*Blenda córnea*" ,"*Blenda carbonosa*" ... (Herrgen, 1779).

Desde este estudio puntual debemos dar un salto en el tiempo hasta las primeras décadas del siglo XIX. En esa fecha y como trabajo subsidiario a su labor profesional, miembros del Cuerpo de Ingenieros de Minas comienzan a describir geológicamente algunas zonas del centro peninsular tomando como base de operaciones la villa de Madrid; es el caso de las investigaciones que Ezquerra del Bayo (1837) sobre las formaciones cenozoicas.

7.1.2. ANTECEDENTES ANTIGUOS (1849-1939)

Los primeros estudios geológicos del sector de la CHA integrado en la provincia de Madrid pertenecen a los trabajos de la *Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino* (1849-1873), quien recogía en sus Memorias anuales (Luján, 1852a, 1852b y 1853) las conclusiones elaboradas por cada una de las secciones de que estaba integrada. Destaca, dentro de la CHA, la perfecta descripción cartográfica que se hace del contacto entre la Sierra de Guadarrama y la Cuenca de Madrid, incluyendo un plano del mismo (Amar y Aránzazu, 1852; Aránzazu, 1853; Schulz, 1856).

La recopilación de algunas de las observaciones de la Comisión por sus miembros dieron como fruto los primeros mapas geológicos en bosquejo (Prado, 1852a), y notas y reseñas preliminares (Prado, 1852b y 1862); en el caso de la Madrid, verían la luz como una de las primeras descripciones físicas y geológicas provinciales (Prado, 1964), que serviría de modelo al resto de las elaboradas en el siguiente medio siglo.

A partir de 1873 la citada Comisión pasa a denominarse *Comisión del Mapa Geológico de España*, y en este último cuarto del siglo XIX emprende la realización de las memorias provinciales. La provincia de Ávila fue estudiada de forma preliminar por Prado (1862), y posteriormente por Martín Donayre (1877, 1878 y 1879); la descripción de Madrid había sido previamente elaborada por Prado (1864); y la de Toledo por Mallada y Dupuy (1912), con los precedentes de Peña (1876) y Cortázar (1878a y 1878b). Todos los miembros de la Comisión parecen alinearse con Ezquerra del Bayo y José Macpherson, en la teoría de incluir el "estrato-cristalino" del Sistema Central dentro de los materiales de un supuesto orógeno precámbrico, posteriormente removilizado por la orogenia Hercínica.

Otros trabajos de esta época trataban sobre aspectos aplicados de la geología, como la obra de Joaquín Jiménez Delgado (1865) titulada "*Aguas artesianas subterráneas y corrientes de la provincia*"[de Madrid]. La misma Comisión publicaría en su Boletín, hasta su conversión en el Instituto Geológico y Minero de España en 1911, otra serie de trabajos de temática hidrogeológica sobre la CHA: Adán de Yarza (1906), Bentabol (1906), Rubio *et al*. (1908) y Álvarez Aravaca (1909).

Un paso importante en el conocimiento de la geología del Sistema Central fue la creación de la *Sociedad para el Estudio del Guadarrama* (1886), promovida por la Institución Libre de Enseñanza. En ella tuvieron cabida importantes naturalistas, de la talla de José Macpherson, Salvador Calderón y Francisco Quiroga. Los dos primeros realizaron varios trabajos de síntesis, fundamentalmente enfocados al estudio tectónico de la Meseta en el marco de la geología peninsular (Macpherson, 1879, 1880 y 1901; Calderón, 1885a y 1885b). El tercero promovió la publicación de materiales didácticos y divulgativos relacionados con la Institución Libre de Enseñanza (Quiroga, 1886, 1890 y 1893).

Además del IGME, en las primeras décadas del siglo XX existen otros dos focos de investigación geológica: la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Madrid y el Museo Nacional de Ciencias Naturales, dependiente de la Junta de Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas (1907). Los investigadores de ambos centros se reúnen en torno a la Real Sociedad Española de Historia Natural, constituida en 1871. Muchos trabajos ven la luz en los Anales y el Boletín de esta Sociedad, o en la serie de los Trabajos del M.N.C.N.; cabe citar para la CHA los estudios de: Muñoz del Castillo (1908); Fernández Navarro (1909); González y Gutiérrez Palacios (1912); Carandell (1914) Martín Cardoso (1918); y Dantín Cereceda (1921). En estos trabajos se deja traslucir un abandono de algunas de las ideas primitivas, evolucionando hacia la influencia decisiva de los procesos hercínicos en la configuración de los materiales del Sistema Central español. También existen en este periodo aportaciones puntuales de estudiosos locales, como la síntesis sobre los minerales de El Escorial realizada por Vicuña (1926) e inspirada en los trabajos de Calderón y Fernández Navarro.

Durante la década de 1920, Royo y Gómez pone las bases del conocimiento de la Cuenca del Tajo (1922, 1926a, 1926b, 1928 y 1934) y caracteriza los materiales cretácicos de los alrededores de Valdemorillo (1928). Eduardo Hernández Pacheco y Francisco Hernández-Pacheco abordan el estudio de la edad y origen del Sistema Central (Hernández Pacheco, 1923 y 1934; Hernández-Pacheco, 1925).

En los años 30 algunos científicos abordan aspectos concretos del Sistema Central; es el caso de Vidal Box (1934) con el estudio puntual de la sienita del puerto de la Cueva de Maragato, o el más amplio sobre la morfotectónica de estas montañas (Vidal Box, 1937 y 1942). Esta década coincide con un interés de autores extranjeros, fundamentalmente del ámbito centroeuropeo

(Schröder, 1930-1948), por la geología de la Península, al que no es ajena la CHA; presencia que se prolongaría más allá de la Guerra Civil, hasta la década de los años 50 (Lotze, 1945; Waard, 1950; Birot, 1951; Heim, 1952).

El IGME inicia la confección y posterior publicación de las memorias y hojas geológicas a escala 1:50.000 (primera serie), que supusieron un importante avance en el conocimiento detallado de los materiales y sus relaciones espaciales; para la CHA se inician con los trabajos sobre la hoja de Navalcarnero (Sampelayo y Sampelayo, 1933).

7.1.3. ANTECEDENTES RECIENTES (1939-ACTUALIDAD)

En la décadas de 1940 y 1950 se finalizan algunos de los mapas geológicos a escala 1:50.000 iniciados en los años 30, e interrumpidos por la Guerra Civil. Así se publicarían, dentro de la CHA, las hojas de: Villaviciosa de Odón (Gálvez-Cañero y Jordana, 1941), Talavera de la Reina (Templado, Meseguer y Cantos, 1942), Escalona (Templado, Meseguer y Cantos, 1945), Méntrida (Gálvez-Cañero y Jordana, 1950), Navamorcuende (Kindelán y Hernández-Pacheco, 1952), San Lorenzo de El Escorial (San Miguel de la Cámara, Fúster y De Pedro, 1956) y Las Navas del Marqués (San Miguel de la Cámara y De Pedro, 1960).

Durante los años 50, la aparición de nuevos conceptos sobre plutonismo y metamorfismo tiene su reflejo en el incremento significativo de los estudios mineralógicos, petrológicos y estructurales sobre los materiales del Sistema Central y áreas limítrofes: Waard (1950); Heim (1952); Fúster y De Pedro (1954a y 1954b); San Miguel de la Cámara y García de Figuerola (1954 y 1955); San Miguel de la Cámara *et al.* (1954, 1955, 1956 y 1960); García de Figuerola (1956, 1958, 1959 y 1960), García de Figuerola y Marín (1959); Arribas (1965), etc.

De esta forma se consolidan los dos organismos que se dedicarán durante el siguiente medio siglo al estudio petrológico y geoquímico del centro peninsular: la Cátedra de Petrología de la Universidad Central, posteriormente Universidad Complutense (San Miguel de la Cámara, García de Figuerola, Fúster, Ibarrola, De Pedro); y el Instituto Lucas Mallada- Museo Nacional de Ciencias Naturales (López Ruiz, Aparicio, García Cacho, Santos, etc.). Para los sectores más occidentales de la CHA también participan investigadores pertenecientes al Departamento de Geología de la Universidad de Salmanca (Bea, Ibarra, Pereira, Moreno-Ventas, etc.).

Algo semejante ocurrirá con los aspectos tectónicos y estructurales a partir de la década de 1960, creándose un fuerte núcleo de estudio sobre el Sistema Central en torno a la Universidad Complutense de Madrid, con investigadores como: Alía Medina, Vegas, Hernández Enrile, Capote, Babín, Martín Escorza, Fernández Casals, Ubanell, etc.

Petrólogos y tectónicos emprenden, desde inicios de los años setenta, la caracterización litoestructural de todos los afloramientos ígneo-metamórficos del Sistema Central. Para los distintos macizos incluidos la CHA fueron llevados a cabo por diferentes autores:

* Macizo metamórfico de La Cañada- El Tiemblo (Capote y Vegas, 1968; Fúster y Mora, 1970; Capote, 1971 y 1973; Capote y Fernández Casals, 1971).
* Macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado (Peinado, 1970 y 1973; García de Miguel, 1975; Peinado y Álvaro, 1981; Capote *et al.*, 1981).
* Macizo metamórfico de San Vicente (Casquet, 1973 y 1975).
* Series metamórficas anteordovícicas (Capote y Fernández Casals, 1975; Capote *et al.*,

1977 y 1981; Navidad y Peinado, 1977; Vidal *et al.*, 1994).
* Complejo anatéctico de Peña Negra (Babín, 1974; Ibarra, 1988; Pereira, 1989; Bea y Pereira, 1990).
* Sierra de Guadarrama Occidental (Santos, 1977; Casillas, 1989; Huertas *et al.*, 1994).
* Batolito de Ávila (Aparicio *et al.*, 1977; Ubanell y Rosales, 1981; Nuez *et al.*, 1982; Moreno-Ventas, 1984 y 1991; Bea, 1985; Bea y Moreno-Ventas, 1985a y 1985b; García López-Davadillo, 1993; Álvarez *et al.*, 1993; Herreros, 1995 y 1996b; Villaseca *et al.*, 1996).
* Redes filonianas (Ubanell, 1976 y 1981b; Ubanell y Doblas, 1988; Villaseca *et al.*, 1983; Villaseca y Nuez, 1986; Doblas *et al.*, 1988).

Los aspectos geoquímicos y geocronológicos son abordados por: Aparicio y García Cacho (1982 y 1983); Vialette *et al.* (1986); Lallena *et al.*, (1993); y Herreros (1996a y 1996c), entre otros.

El estudio de la tectónica hercínica y tardihercínica del Sistema Central tiene su época de esplendor a finales de los setenta y durante la década de 1980, gracias fundamentalmente a las aportaciones de los investigadores del Dpto. de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid y del C.S.I.C. Para la CHA, destacan los estudios de: Babín (1976, 1977 y 1978); Garzón *et al.* (1976); Martín Escorza (1976, 1977, 1979, 1981, 1987a, 1987b y 1990); Ubanell (1977a, 1977b, 1977c, 1980, 1981a, 1981b y 1982); Álvaro *et al.* (1979 y 1981); Capote (1983), Capote *et al.* (1981, 1982, 1984 y 1987); Santos *et al.* (1982); Casquet *et al.* (1988); Doblas (1990 y 1991), Doblas *et al.* (1983 y 1994); De Vicente (1988), De Vicente *et al.* (1986); Díez-Balda *et al.* (1990).

En paralelo a los estudios litoestructurales del Sistema Central, a partir de los años 60 se retoman y profundizan las investigaciones de este sector de la cuenca de Madrid, tanto sobre su estructura tectónica profunda (Alía, 1960; Hernández-Fernández, 1974; Martín Escorza, 1976; Cadavid, 1977; Racero, 1988; Querol, 1989), como acerca de la sedimentología y edad de los materiales cenozoicos (Hernández-Pacheco, 1962; Martín Escorza y Hernández Enrile, 1972; Martín Escorza, 1974; Portero y Aznar, 1984; Portero y Olivé, 1983; Rodas *et al.*, 1990 y 1994), o el contenido paleontológico de su relleno sedimentario (Aguirre *et al.*, 1976 y 1982). Todos ellos culminarán años más tarde con síntesis petrológico-sedimentológicas sobre la cuenca de Madrid en su conjunto (Megías *et al.*, 1983; Calvo *et al.*, 1989, 1990 y 1993) y su relación con la tectónica alpina (Calvo *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 1996a). Por lo que respecta a la estratigrafía y sedimentología de los materiales mesozoicos destacan los trabajos preliminares de Nodal y Águeda (1976); las síntesis de Alonso y Mas (1982), Alonso *et al.* (1982 y 1993), y Pérez del Campo *et al.* (1986); así como los estudios de detalle de García Quintana *et al.* (1996a y 1996b), y Gil y García (1996). También durante los años 70 se describen las principales cuencas internas y marginales del Sistema Central que poseen relleno sedimentario cenozoico (Ubanell, 1975; Pedraza, 1976).

Desde la década de los setenta, y en paralelo a los estudios locales, comienzan a elaborarse síntesis regionales sobre los materiales ígneo-metamórficos del Sistema Central, destacando las revisiones realizadas por: Bard *et al.* (1970), Bischoff (1972), Capdevila *et al.* (1973), Aparicio *et al.* (1975, 1983), Capote *et al.* (1977 y 1981), Bellido *et al.* (1981), Fúster y Villaseca (1987), García Cacho y Aparicio (1987), y Villaseca *et al.* (1993). Trabajos de síntesis podrían considerarse igualmente las memorias y mapas geológicos, tanto a escala 1:200.000 como a escala 1:50.000, que se publican a inicios de la década de 1980 (IGME, 1981a y 1981b; Arribas y Jiménez, 1982) y que recopilan y actualizan trabajos previos aportando ingentes volúmenes de nueva información cartográfica. Otras síntesis son las elaboradas por Pérez Regodón (1970) para

el conjunto de la provincia de Madrid, y por SIEMCALSA (1997) para la Comunidad Autónoma de Castilla y León.

Durante los años 80 y 90 se han llevado a cabo intensas investigaciones de índole petrológica, estructural e hidrogeológica sobre una localización puntual dentro de la CHA: el macizo granítico de El Berrocal, usado como laboratorio experimental (semejante natural de un almacenamiento radiactivo) por el CIEMAT. Técnicos de este organismo, junto a asesores de las universidades de Salamanca y Complutense realizaron diversos estudios, algunos de los cuales fueron posteriormente publicados o editados como informes internos: Varea e Iglesias (1981); Pérez del Villar *et al.* (1989, 1990 y 1993); Capote (1991); Marín y Campos (1992); Rivas *et al.* (1993); Campos Egea *et al.* (1995); Hernán (1996); y Pérez *et al.* (2001).

El final de la década de 1980 e inicios de los años 90 coincide con la elaboración y publicación de un importante volumen de cartografía geológica a escala 1:50.000 dentro del proyecto MAGNA (ITGE, 1990 a-f). Los mapas y las memorias que los acompañan suponen, sin duda, el mayor esfuerzo de síntesis y actualización geológica realizado sobre distintas áreas de la CHA, y un punto de referencia obligado para estudios posteriores.

Finalmente, y tras los precedentes de Birot, Garzón y Pedraza, durante la década de 1990 se estudia intensivamente la tectónica alpina del Sistema Central y de la cuenca de Madrid (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1991; Babín y Gómez, 1995; Muñoz y De Vicente, 1998); y en este marco el comportamiento neotectónico del centro peninsular (Martín Escorza, 1987a; Pol *et al.*, 1989; Capote *et al.*, 1984; De Vicente *et al.*, 1996b y 1996c; Giner, 1996; Giner *et al.*, 1996a y 1996b). Como resultado, se han propuesto nuevos modelos tectónicos para la evolución alpina del Sistema Central (Warburton y Álvarez, 1989; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1993 y 1994a; Tejero *et al.*, 1996; Vegas *et al.*, 1998), basados parcialmente en precedentes clásicos y estudios geofísicos (Alía, 1976; Rosales *et al.*, 1977; Vegas y Banda, 1982; Carbó y Capote, 1985; Vegas *et al.*, 1986; Vegas y Suriñach, 1987), y que han sido recopilados en estudios de síntesis (Ubanell, 1993 y 1994).

7.2. MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE

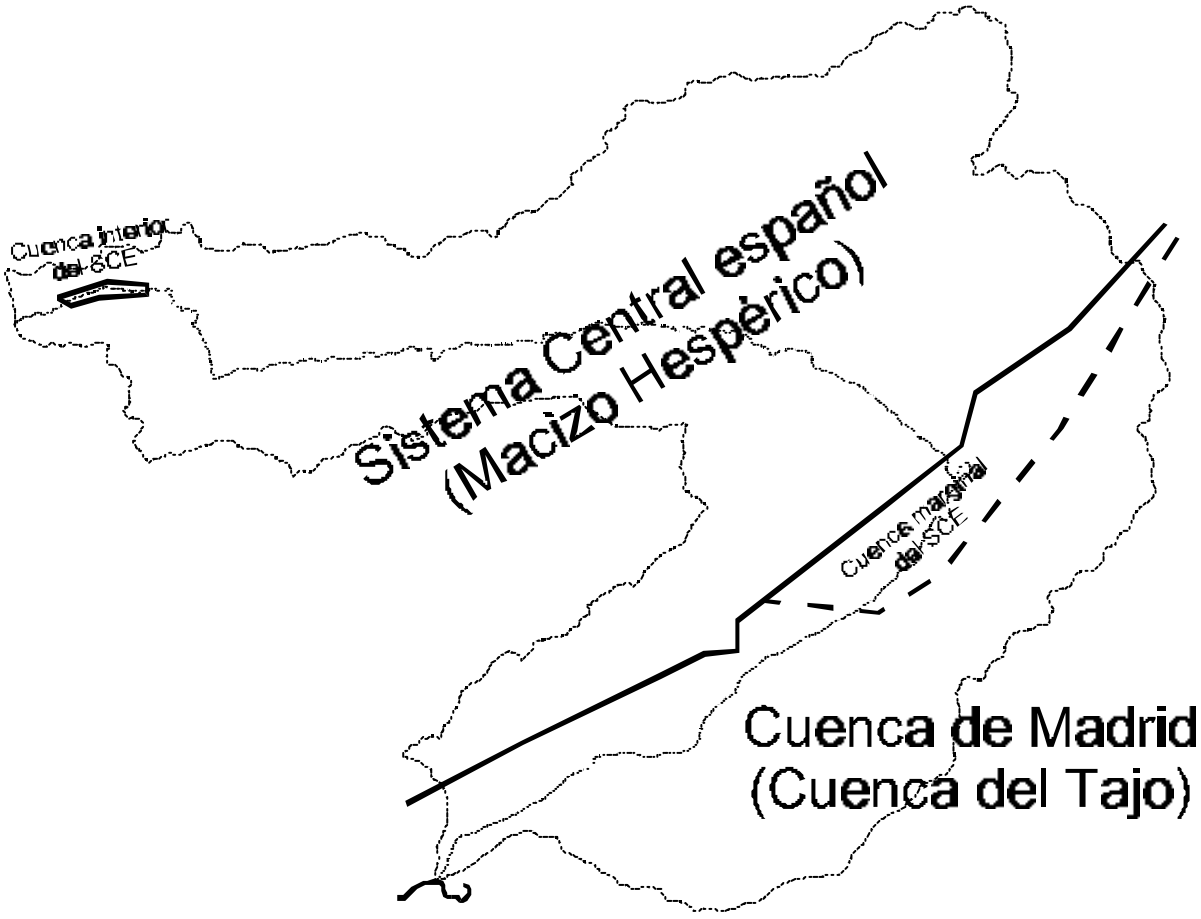
La CHA se ubica en la zona central de la Placa Ibérica, uno de los bloques litosféricos situados entre las grandes placas Europea o Euroasiática (al norte) y Africana (al sur). Esta microplaca, individualizada desde el Triásico, ha presentado durante el Cenozoico un movimiento relativo de acortamiento en dirección N-S por convergencia de las dos grandes placas que la bordean.

Emplazada sobre corteza terrestre de carácter continental cratónico, la cuenca del río Alberche participa de unidades litoestructurales incluidas en dos de los grandes conjuntos geológicos diferenciados en la península Ibérica (Figura 7.1):

* El Macizo Hespérico (*España silícea*, de Hernández-Pacheco, 1934), rama ibérica del arco Ibero-Armoricano, perteneciente al cinturón orogénico varisco o hercínico de Europa occidental; se encuentra representado por los materiales y estructuras del **Sistema Central español**.

* La **Cuenca de Madrid** (Cuenca del Tajo), que junto a las **cuencas interiores y marginales del Sistema Central**, constituyen cubetas sedimentarias cenozoicas intraplaca (*España arcillosa*, Hernández-Pacheco, 1934).

Figura 7.1. Esquema de las grandes unidades geológicas de las que participa la CHA.



7.3. EL SISTEMA CENTRAL

7.3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

Los materiales ígneo-metamórficos que conforman el Sistema Central español (SCE) en el sector donde se sitúa la CHA, han sido asociados a una de las grandes unidades litoestructurales que se han definido para el Macizo Hespérico o Ibérico: la Zona Galaico-Castellana (Lotze, 1945), que corresponde a la parte más interna de la cadena hercínica o varisca.

Por otra parte, según la subdivisión de Julivert *et al*. (1972) quedarían enclavados en la denominada zona Centro-Ibérica, al estar los materiales ordovícicos discordantes y transgresivos sobre su sustrato (Figura 7.2 A). Finalmente, integrarían casi en exclusiva la zona III (Castellana) dentro de la división hecha para el hercínico español, en base a la intensidad de las granitizaciones, por García Cacho y Aparicio (1987).

La característica estratigráfica más significativa de los materiales precursores de las rocas metamórficas en la zona Centro-Ibérica es el predominio del carácter detrítico, apareciendo rocas carbonáticas únicamente en el Cámbrico inferior. Su depósito se produjo en dos grandes ciclos (denominados *Precámbrico* y Hercínico; SIEMCALSA, 1997) cuyo límite está marcado por la discordancia Cadominense, ausente en este sector ya que el tránsito Proterozoico superior-Paleozoico se realiza en continuidad sedimentaria. Más en detalle, la serie completa actual se compondría de:

- *Precámbrico* (Proterozoico superior) constituido por gneises tipo "*Ollo de Sapo*" y similares, y/o por esquistos y grauvacas (Complejo Esquisto-grauváquico) en series muy potentes, cuya edad abarcaría en parte el Cámbrico inferior.
- Ordovícico de carácter transgresivo, con un conglomerado en la base.
- Silúrico representado principalmente por pizarras negras, con intercalaciones de cuarcitas, y en ocasiones de calizas y liditas.
- Devónico inferior poco potente, al igual que el westfaliense superior y estefaniense.

Todos estos materiales se encuentran deformados y metamorfizados, en ocasiones intensamente, por la orogenia Hercínica; los depósitos devónicos sinorogénicos marcan los primeros episodios de la deformación en esta zona. Las principales estructuras tectónicas asociadas son los pliegues, que permiten distinguir dos dominios dentro de la zona (Díez Balda *et al.*, 1990):

- Dominio de Pliegues Verticales
- Dominio de Pliegues Acostados, dentro del cual se encuadran los materiales y estructuras del sector de la CHA incluido en el Sistema Central.

Más en detalle, y de acuerdo a la revisión esquemática realizada por Bellido *et al*. (1981) para los materiales hercínicos del Sistema Central, la CHA participa de los denominados Dominio Occidental y Dominio Central, separados por el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado. El primero está caracterizado por la presencia de series ordovícicas y preordovícicas (con predominio de las segundas), grado metamórfico variable de alto a bajo (predominando este último) y gran extensión de los cuerpos granitoides. El segundo se caracteriza por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas, un metamorfismo regional intenso (grado medio y alto), la gran extensión de áreas que alcanzan del grado de anatexia y la presencia de gran número de granitoides tardihercínicos (más abundantes hacia el oeste).

Dentro de los complejos estructurales definidos por Capote *et al*. (1981, 1982) para el Sistema Central, la CHA está a caballo entre el Complejo de Gredos y el Complejo de Guadarrama, separados ambos por el cabalgamiento de Santa María de la Alameda.

El Complejo de Gredos se caracteriza por:

- Existencia de un Ordovícico discordante, sobre un conjunto esquistograuváquico potente, en el que se reconoce un tramo inferior con porfiroides finos y otro superior con niveles carbonatados.
- Existencia de gneises ocelares de tipo "Ollo de Sapo" bajo la serie esquistograuváquica.
- Metamorfismo en general de baja presión, aunque hay relicto de presiones medias; mayor extensión de las zonas de grado bajo.
- Gran extensión de las rocas plutónicas tardías, de composición granodiorítica, entre las que se sitúan desconectados los afloramientos metamórficos.
- Localmente existen ortoneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas.

El Complejo de Guadarrama se caracteriza por:

- Presencia exclusiva de series preordovícicas, compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles, sobre gneises ocelares diversos.
- Metamorfismo regional intenso, fundamentalmente de grado medio y alto.
- Menor frecuencia de cuerpos granitoides que en el complejo situado al oeste (Complejo de Gredos).
- Estructura interna compleja, con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

7.3.2. LITOESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGÍA

A grandes rasgos podrían diferenciarse dos grandes conjuntos de rocas aflorantes en el sector de la CHA incluido en el Sistema Central (Figura 7.2 B y Figura 7.3):

a) Rocas metamórficas en grado medio-alto, fundamentalmente ortogneises glandulares, migmatitas, paragneises, esquistos, mármoles, anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos.
b) Rocas ígneas plutónicas, principalmente granitoides, y filonianas (puntualmente también volcánicas).

El contacto entre las rocas de ambos conjuntos suele ser intrusivo de las rocas ígneas en los conjuntos metamórficos, dando en ocasiones lugar a metamorfismo de contacto y fenómenos de metasomatismo; localmente el contacto es mecánico, aprovechando superficies de fractura.

De forma subsidiaria y discontinua pueden encontrarse diversos tipos de materiales sedimentarios de naturaleza detrítica y edad cuaternaria, constituyendo las formaciones superficiales que recubren el sustrato ígneo-metamórfico.

Figura 7.2. Esquema de situación del Sistema Central español en el marco del Macizo Hespérico. A, situación según de las divisiones de Julivert *et al*. (1972) en zonas: 1, Cantábrica; 2, Asturoccidental-Leonesa; 3 y 4, Centro-Ibérica; 5, Ossa-Morena; 6, Sur-Portuguesa. B, situación en el marco de los principales conjuntos litológicos del Sistema Central español.

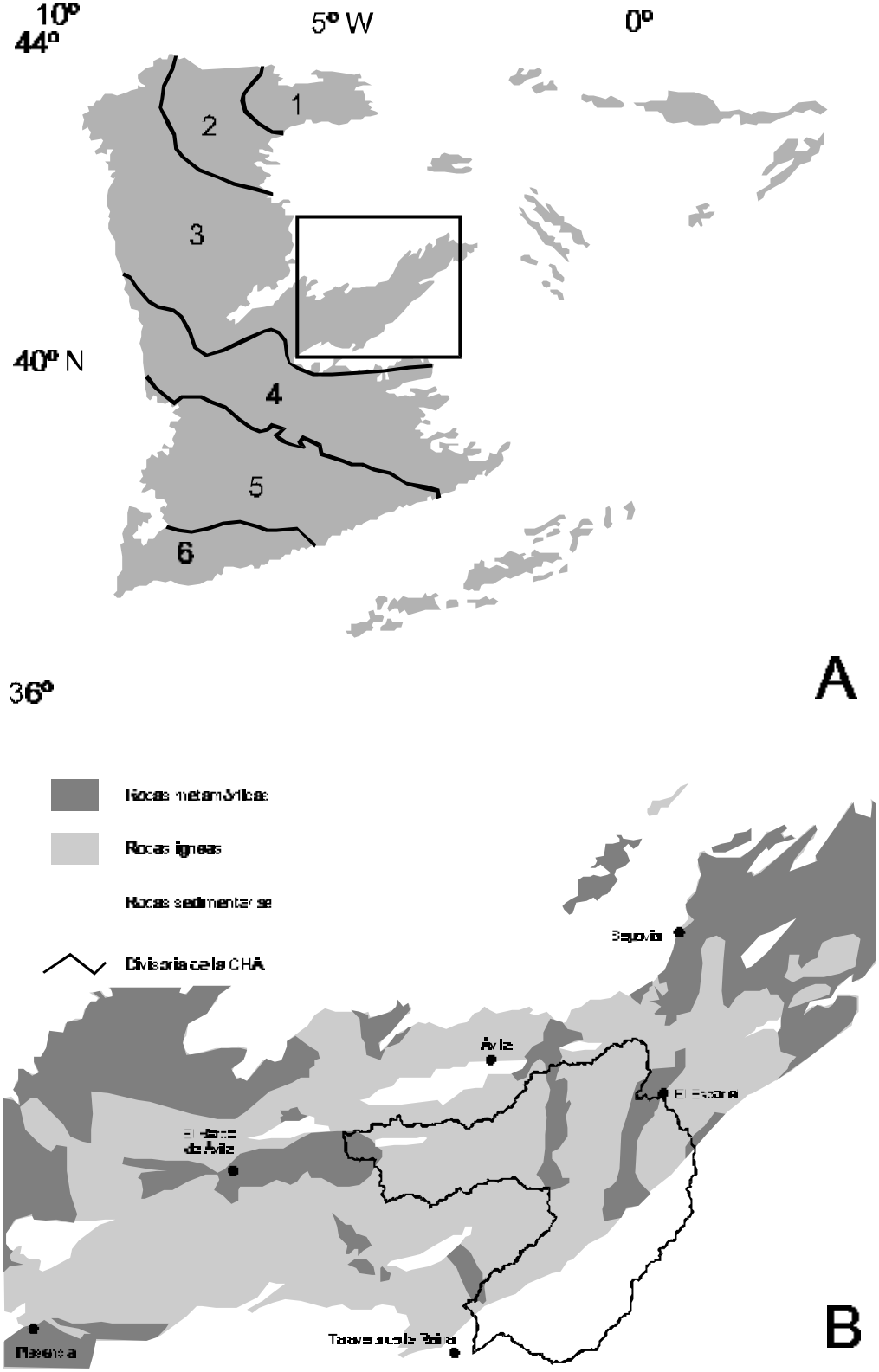
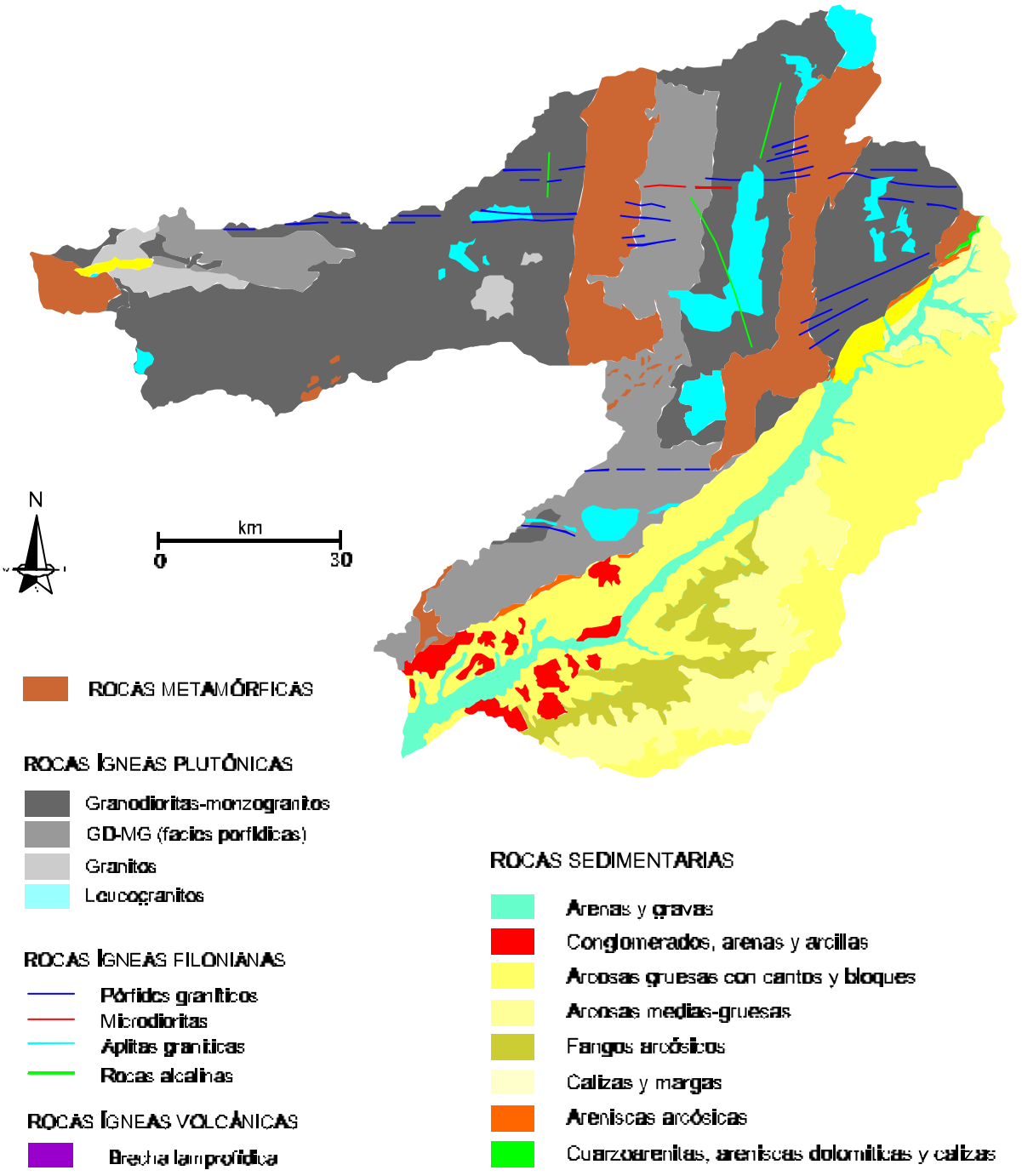


Figura 7.3. Principales conjuntos litológicos de la CHA.



**** Rocas metamórficas***

En el Sistema Central, el metamorfismo es de tipo regional, con carácter plurifacial y polifásico (Peinado, 1973; Fúster *et al.*, 1974). Se han venido considerando dos etapas sucesivas de metamorfismo a escala regional: una primera, de presión más elevada y gradiente geotérmico más bajo, de tipo barrowiense; y otra de presión más baja y gradiente más elevado que se asocia en las zonas de grado más alto a importantes procesos de migmatización (Fúster *et al.*, 1974).

El metamorfismo (fase M_1) se iniciaría con la primera y segunda fases de deformación hercínica y terminaría antes de la tercera, produciéndose en profundidad anatexia parcial (fase M_2) y recristalizaciones (M_3). Con posterioridad, la intrusión de los granitoides originó un metamorfismo de contacto (dentro del campo de estabilidad de la andalucita) de efectos casi inapreciables dado el grado de metamorfismo regional. El pico metamórfico se ha datado, para algunas zonas del Sistema Central, entre los 330 y 326 m.a.

El metamorfismo que afecta a las rocas del Sistema Central en la CHA es de grado alto y/o medio; sólo se detectan materiales con un grado medio-bajo de metamorfismo en el sector meridional del afloramiento de La Cañada-El Tiemblo. Los materiales en grado alto están en la zona de estabilidad de sillimanita-cordierita-feldespato potásico, con gradiente geotérmico elevado (ausencia de granate, salvo residual).

Se han podido distinguir dos grandes series litoestratigráficas (Bellido *et al.*, 1981):

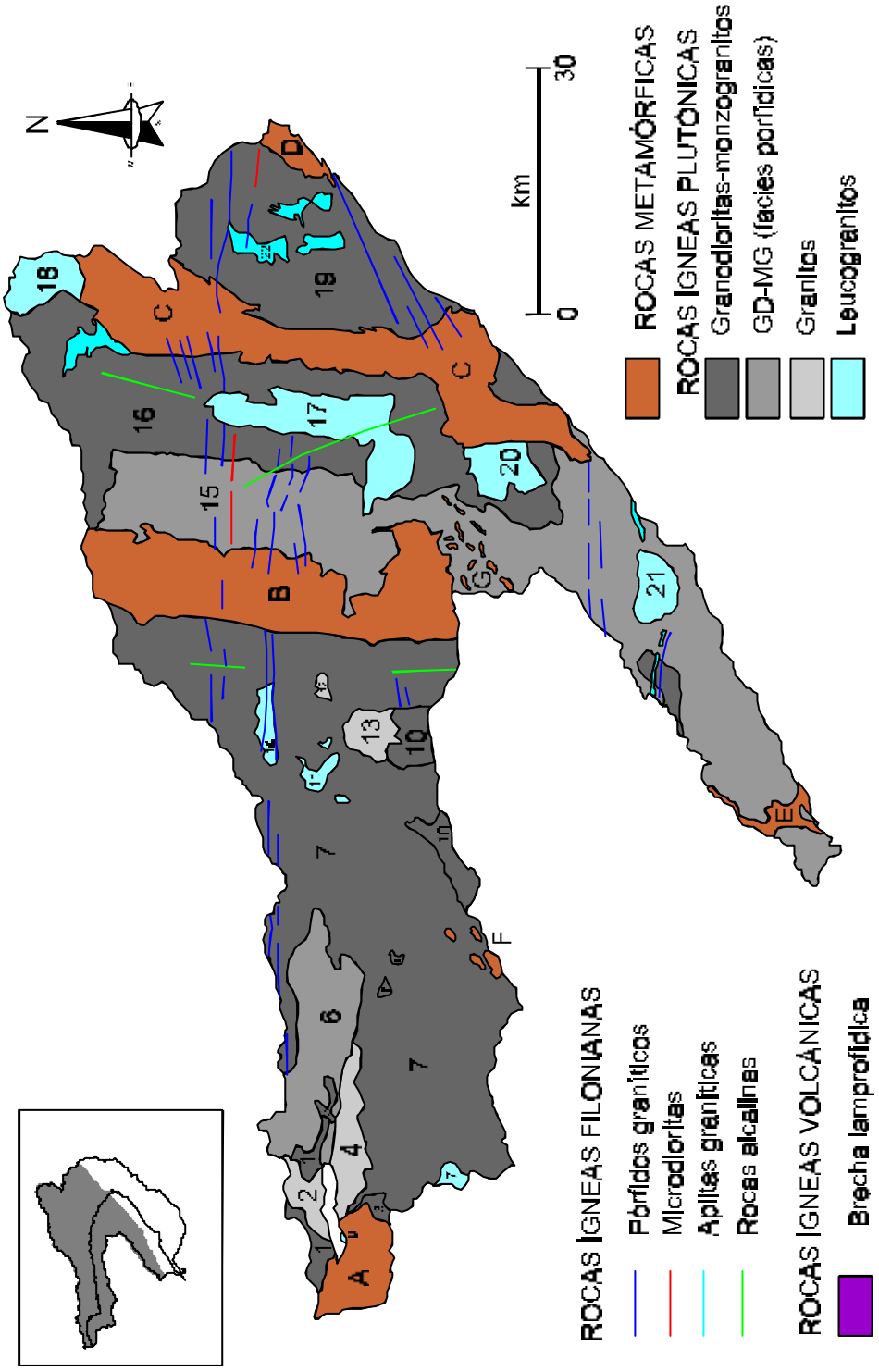
- Serie Inferior o Serie Fémica Heterogénea (Peinado, 1973; Navidad y Peinado, 1977); compuesta por gneises glandulares de matriz fémica, gneises no glandulares, cuarcitas, leucogneises y mármoles dolomíticos; se atribuye un origen metavolcánico para el tramo inferior y metagrauváquico-pelítico para el superior.

- Serie Superior (Peinado, 1973; Fúster y Mora, 1970; Capote, 1972 y 1975); gneises bandeados migmatizados que evolucionan a esquistos y, en menor medida, cuarcitas, anfibolitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos (afloramiento de El Escorial-Villa del Prado); y gneises glandulares, leucogneises, gneises bandeados y biotíticos, cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos (afloramiento de La Cañada-El Tiemblo); ambas poseen tramos ortoderivados en la base y paraderivados a techo.

Por su parte, García Cacho y Aparicio (1987) engloban gran parte de estos materiales metamórficos en su conjunto "Rocas granitizadas hercínicas", del que sólo excluyen ciertos esquistos, cuarcitas y pizarras (asignados al Cámbrico superior). Huyendo de denominaciones puramente geográficas, citan como predominantes los gneises y migmatitas porfiroblásticas, con menor representación de gneises, gneises migmatíticos y leucogneises.

A grandes rasgos, podemos considerar que existen dos conjuntos de rocas metamórficas (Figura 7.4): uno paraderivado, constituido por metasedimentos; y otro ortoderivado, en el que predominan los gneises glandulares con relaciones intrusivas respecto a los primeros; a caballo entre ambos se sitúan los gneises tipo "*Ollo de Sapo*", cuyo origen es aún motivo de controversia.

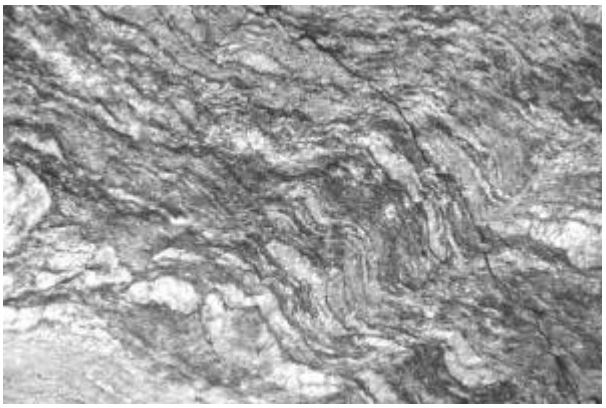
Figura 7.4. Principales conjuntos litológicos del sector del Sistema Central dentro de la CHA.
Afloramientos de rocas metamórficas en la CHA (macroenclaves): A, Complejo anatéctico de Peña Negra; B, Macizo de La Cañada- El Tiemblo; C, Macizo de El Escorial-Villa del Prado; D, Macizo de Valdemorillo; E, Macizo del bloque del Piélago; (microenclaves) F, El Cabezo; G, Avellaneda.
Afloramientos de rocas ígneas plutónicas batolíticas en la CHA: 1, Navacepedilla; 2, Garganta; 3, Barajas; 4, Navadijos; 5, Navalosa (facies común); 6, Navalosa (facies porfídica; 7, Los Boquerones; 8, Majadillas; 9, San Martín de la Vega del Alberche; 10, Hoyos del Espino y asociados; 11, El Salobral; 12, Cuervo; 13, Venero Claro; 14, San Juan-El Barraco; 15, Hoyo de Pinares; 16, Las Navas del Marqués; 17, Turral; 18, Peguerinos; 19, Chapinería; 20, Cadalso de los Vidrios; 21, El Berrocal; 22, Cabezas de Navalagamella.



- Principales afloramientos de rocas metamórficas en la CHA

· *Afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado* (Peinado, 1970 y 1973; Peinado y Álvaro, 1981)

Formado por un conjunto ortoderivado (ortogneises glandulares mesocráticos, graníticos y leucogneises) y otro metasedimentario representado por esquistos, paragneises y rocas carbonatadas (mármoles dolomíticos y magnesíticos) y calcosilicatadas. Todos ellos están afectados por un metamorfismo regional de alto grado y con frecuencia fuertemente migmatizados.



Fotografía 7.1. Rocas metamórficas gnéisicas con micropliegues en las proximidades del embalse de Las Picadas.

Los metasedimentos de este afloramiento, estudiados por Capote *et al*. (1981), son incluidos por Bellido *et al*. (1981) dentro de la Serie Fémica Heterogénea, asociándoles un origen volcanosedimentario.

También se han descrito diferentes conjuntos de rocas miloníticas y ultramiloníticas dentro de este afloramiento, que señalan movimientos mediante fallas normales con planos de dirección NO-SE y buzamiento hacia el NE (García de Miguel, 1975; Martín Escorza, 1977 y 1981). Entre ellas destaca la zona de cizalla dúctil de Santa María de la Alameda, estructura extensional que corta el macizo con una dirección Este-Oeste, y cuyo movimiento coincide con el régimen de la etapa Malagón (Capote *et al*., 2000).

· *Afloramiento metamórfico de La Cañada-El Tiemblo* (Capote y Vegas, 1968; Fúster y Mora, 1970; Capote, 1971 y 1973; Capote y Fernández Casals, 1971)

Está constituido por un conjunto ortognéisico y otro metasedimentario de edades pre-ordovícicas, afectados ambos por un metamorfismo de alto grado que ha trastocado profundamente sus caracteres iniciales. Se observa una notable disminución del grado metamórfico de los materiales hacia el sur, siendo alto en la mitad septentrional y medio-bajo en el extremo meridional.

Los ortogneises glandulares proceden de rocas graníticas biotíticas de grano grueso y porfídicas; presentan megacristales de feldespato con tamaños de hasta 10 cm, moda entre 2 y 4 cm, y cristales de cuarzo gris-violáceo de hasta 2 cm. Son abundantes los enclaves de rocas oscuras de grano fino (xenolitos en la roca original), y rocas aplíticas y pegmatíticas, con intensa deformación concordante o no respecto a la del ortogneis. La deformación es muy variable, desde facies miloníticas a zonas con esquistosidad grosera.

Los materiales metasedimentarios son paragneises, metapelitas y metasamitas (en ocasiones anfibólicas), biotíticos (tonos oscuros) de grano fino-medio, con carácter esquistoso, y venas y glándulas de cuarzo o cuarzofeldespáticas de exudación. Han sufrido metamorfismo regional de alto grado seguido de un metamorfismo de contacto, originando texturas de corneanas. En el sector meridional, con menor grado metamórfico corresponden a rocas de menor tamaño de grano como esquistos finos, filitas micáceas, metasamitas y cuarcitas.

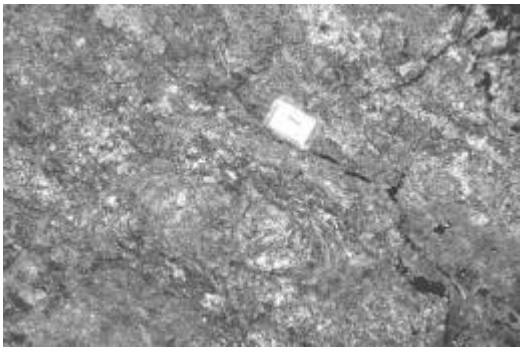
· *Afloramiento metamórfico de Valdemorillo*

Constituido fundamentalmente por ortogneises glandulares. Las rocas metasedimentarias asociadas son paragneises esquistosos y gneises bandeados (resultado de la transformación metamórfica de materiales pelíticos, según su grado de migmatización; Bellido *et al.*, 1990), gneises plagioclásicos y metacuarcitas, y *boudins* (3-4 cm) de rocas de silicatos cálcicos.

· *Afloramientos del Complejo Anatéctico de Peña Negra* (CAPN; Babín, 1974; Bea y Pereira, 1990)

El Complejo Anatéctico de Peña Negra es el dominio migmatítico de mayor envergadura de Gredos, con fenómenos de migmatización y anatexia de las rocas del Complejo Esquisto-Grauváquico y materiales cámbricos, en diversas etapas evolutivas. El metamorfismo es de grado medio-alto, correspondiente a un tipo bárico de baja presión.

Está constituido, en el sector incluido en la CHA (Sierras de Villafranca y del Cabezo), por migmatitas diatexíticas mesocráticas (Serie Peña Negra; Ibarra, 1988; Pereira, 1989), de composición granodioritoide, en las que encajan granitoides anatécticos (fuera de la CHA). Pereira (1989) divide estas migmatitas en tres facies según su estructura: *schlieren*, nebulíticas y transicionales.



Fotografía 7.2. Rocas metamórficas migmatíticas en las proximidades de Fuente Alberche (complejo anatéctico de Peña Negra).

· *Afloramientos metamórficos del bloque de Piélago* (Casquet, 1973 y 1975; Capote, 1973; Capote *et al.*,1977)

Existe una banda metamórfica que constituye el núcleo más importante de la Sª de San Vicente; comienza en San Román y termina al sur de Gavilanes, alcanzando su mayor anchura entre Buenaventura y Sartajada. Está constituida por pizarras arcillosas, filitas, micacitas y gneises fémicos de grano fino, así como por migmatitas, verdaderas arteritas que alcanzan su mayor potencia en Navalsierra. La dirección más frecuente es hacia el noroeste, aunque al este de Navamorcuende se dirigen al NE, y tienen buzamiento NE casi vertical.
Pueden encontrarse gneises glandulares en afloramientos lenticulares, encima de los cuales aparecen micacitas, esquistos y cuarcitas. A este mismo tipo de rocas se asocian los afloramientos de Pepino y Cervera de los Montes.

**** Rocas ígneas***

Las rocas ígneas representadas en la CHA dentro del sector correspondiente al Sistema Central pueden clasificarse en tres grandes grupos (ver Figura 7.4):

- Rocas plutónicas, principalmente granitoides biotíticos, desde tipos máficos a leucograníticos; forman plutones, *stocks* y *sills* que varían desde pequeños afloramientos a unidades de dimensión batolítica; sus edades oscilan entre los 326 y 270 millones de años, asociadas a la orogenia Hercínica.

- Rocas filonianas, composicional y texturalmente muy variadas, con predominio de tipos granitoideos; forman diques de diferente potencia y desarrollo; están relacionadas con episodios magmáticos tardihercínicos o incluso posteriores.

- Rocas volcánicas, con tipos peridotíticos y orígenes profundos (¿mantélicos?); se localizan únicamente en el diatrema asociado a una chimenea volcánica en las proximidades del Risco del Sol (Sª de la Paramera); se relacionan igualmente con los episodios filonianos tardihercínicos.

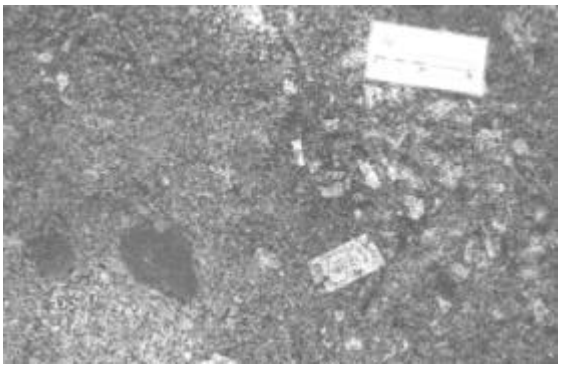
- Rocas plutónicas

La formación y penetración de los magmas graníticos en el Sistema Central está en relación con los fenómenos de compresión y de engrosamiento cortical originados por cabalgamientos intracorticales hercínicos, seguidos de una erosión y descompresión de esta corteza engrosada (Fúster y Villaseca, 1987). Las edades de emplazamiento oscilan entre los 323 y los 284 m.a.

Se trata fundamentalmente de granitoides calcoalcalinos biotíticos que constituyen macizos alóctonos o subalóctonos. Algunos pueden considerarse procedentes de magmas ígneos profundos, en cierta medida relacionados con materiales básicos de origen mantélico, junto a una importante hibridación y contaminación con los materiales corticales; y otros pueden ser considerados como de fusión cortical, aunque ésta haya sido inducida por anomalías inicialmente mantélicas (Aparicio *et al.*, 1975; García de Figuerola *et al.*, 1980; Fúster y Villaseca, 1987; Castro *et al.*, 1994).

Según el criterio de su relación con la deformación hercínica (fundamentalmente la Fase 2; Bard *et al.*, 1971) se subdividen en: anteriores ("*precoces*", pre- y sincinemáticos) o posteriores ("*tardíos*"o postcinemáticos). En general, casi todos pueden considerarse tardi-postcinemáticos respecto a la cuarta fase de deformación hercínica (de edad Carbonífero superior, en favor de cuyas megaestructuras pudieron ser emplazadas las unidades intrusivas más antiguas; Doblas, 1990). Algunos granitoides aparecen con foliaciones, normalmente debidas a la F_4 hercínica, especialmente en las proximidades de los macizos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado y La Cañada-El Tiemblo; la deformación es concordante con la del encajante metamórfico.

Petrológicamente los afloramientos de granitoides pueden asimilarse a plutones con aureolas de contacto, que comprenden fundamentalmente monzogranitos (granodioritas) y leucogranitos (Aparicio *et al.*, 1983); en menor proporción tonalitas y gabros (Villaseca *et al*., 1993).



Fotografía 7.3. Granodiorita porfídica con xenolitos y variaciones texturales, en las proximidades de San Juan de la Nava.

Participan de la CHA, en su sector centro-oriental, los plutones compuestos, de más antiguo a más moderno, por (Casillas, 1989; Villaseca *et al.*, 1993):

- *Rocas básicas e intermedias*:
  - * Granodiorita de El Tiemblo
  - * Cuarzodiorita de La Cañada
  - * Gabro/cuarzodiorita de El Tiemblo
  - * Tonalita/granodiorita de Almenara
- *Granitoides moderadamente peralumínicos* (tipo S):
  - * Monzogranitos de Hoyo de Pinares-San Vicente, Chapinería y Villa del Prado (granodiorita porfídica +/- cordierita)
  - * Monzogranitos de Alpedrete y Valdemorillo (granodiorita +/- cordierita)
- *Granitoides débilmente peralumínicos y/o metalumínicos, batolitos con anfíbol ocasional* (tipo I):
  - * Monzogranito de Las Navas del Marqués (granodiorita +/- anfíbol)
  - * Monzogranito microporfídico del embalse de S. Juan y S. Martín de Valdeiglesias.
- *Granitoides tipos S e I fraccionados*:
  - * Leucogranitos Leonor y Peguerinos (grano grueso)
  - * Leucogranitos aplopegmatíticos de Las Navas del Marqués (Huertas y Villaseca, 1994).
  - * Leucogranitos Turral, Cabezas de Navalagamella, Las Machotas, Fresnedillas, Cadalso de los Vidrios y El Berrocal (grano medio-fino).

Este último afloramiento leucogranítico ha sido objeto de intensos estudios petrológicos, mineralógicos y geoquímicos (Varea e Iglesias, 1981; Pérez del Villar y De la Cruz, 1989; Pérez del Villar *et al.*, 1990, 1993; Hernán *et al.*, 1996; Marín *et al.*, 1996), al encontrarse en él una antigua mina de uranio (Arribas, 1965) donde la empresa ENRESA, a través del CIEMAT, instaló la Estación Experimental de El Berrocal. Estos trabajos definieron el plutón como un cuarzogranito de feldespato alcalino y de dos micas (con la moscovita predominando sobre la biotita) en el que se pueden diferenciar tres facies: "Berrocal" *s.s.*, granitos aplíticos y pegmo-aplítica; su edad de cierre por el método del Rb-Sr sería de 288,7+/-0,7 (Lallena *et al.*, 1990).

Para el sector más occidental de la CHA (Sierra de Gredos oriental) se han diferenciado (Aparicio *et al.*, 1977; Bea, 1985; Bea y Moreno-Ventas, 1985 a y b; Moreno-Ventas, 1984 y 1991; Herreros, 1995, 1996a y 1996b) dos tipos principales de monzogranitos tardicinemáticos, moderadamente peralumínicos, de origen común: Navalosa (facies común y porfídica) y Navacepedilla (algo afectado por la foliación debida a la F_4 hercínica). Intruyen en tipos plutónicos previos, como las granodioritas de Hoyos del Espino e inhomogéneos asociados, y los granitoides heterogéneos de Barajas. Con menor extensión afloran los cuerpos intrusivos de

granitoides más tardíos (granitos *s.s.* a leucogranitos), denominados toponímicamente (Herreros, 1996b): Navadijos, Garganta, Majadillas, El Salobral, San Martín de la Vega del Alberche, San Juan-El Barraco, Cuervo y Venero Claro.

En cuanto a la relación de emplazamiento entre los cuerpos de monzo- y leucogranitos, Ubanell (1980) diferencia, de forma grosera, entre granitoides: pre-granito biotítico, estructurados (Sª de San Vicente y Villa del Prado) o sin estructurar (Mijares y Puerto de Menga); granito biotítico; post-granito biotítico, leucogranitos, granitos aplíticos y granitos de dos micas (Navaluenga, La Paramera y Berrocal); y granitos de posición dudosa (El Barraco). García López-Davadillo (1993) analiza la estructuración magmática de ambos en la Sierra de la Paramera mediante anisotropía de susceptibilidad magnética, con el fin de conocer las condiciones cinemáticas del flujo viscoso de los magmas. Concluye que las facies aparecen coestructuradas, con planos de flujo magmático subhorizontales buzando ligeramente hacia el sur y con direcciones de flujo próximas a norte-sur; los leucogranitos intruyeron cuando los monzogranitos no habrían alcanzado su completa cristalización.

Un afloramiento granitoideo aislado, completamente rodeado por sedimentos cenozoicos, es el situado en las proximidades del pueblo de Garciotum (Martín Escorza, 1974); sus características son notablemente parecidas a los afloramientos inmediatos situados en el macizo principal del Sistema Central.

Tan sólo muy localmente (afloramientos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado y el CAPN) se encuentran plutones de áreas migmatíticas, dentro de los que se distinguen tipos fuerte a moderadamente peralumínicos (monzogranitos, granodioritas y leucogranitos) y tipos de afinidad calcoalcalina (granodioritas, tonalitas y gabros).

Con relativa frecuencia se encuentran diferenciaciones de naturaleza sienítica entre los granitoides, como las aflorantes en el paraje de la Cueva de Maragato (Vidal, 1934).



Fotografía 7.4. Afloramiento de los granitoides sieníticos de la Cueva de Maragato.

- Rocas filonianas

Consisten en redes filonianas fundamentalmente postorogénicas y anorogénicas (algunas intercinemáticas) relacionadas con el magmatismo hercínico póstumo, estudiadas por San Miguel *et al*. (1960), Ubanell (1980, 1981b) y Huertas (1986, 1990). La naturaleza de las rocas es calcoalcalina (aplitas y pórfidos graníticos), calcoalcalina monzonítica (pórfidos y microgabros/microdioritas), y alcalina. En orden cronológico de intrusión, se distinguen:

a) *Microgranitos leucocráticos, aplitas y pegmatitas*; en diques de potencias variables entre unos centímetros y varios metros, deformados dentro de la serie metamórfica por episodios dúctiles y fases de plegamiento tardías (F_4).

b) *Pórfidos graníticos*; forman diques de potencias entre decímetros y varias decenas de metros (incluso hectométricos), buzamientos casi verticales (70-80° N) y recorridos que pueden sobrepasar la veintena de kilómetros, con dislocaciones y arqueamientos tectónicos (Doblas *et al.*, 1988). Dentro de la CHA destacan los haces de la Sierra de la Paramera, Valdemaqueda-Hoyo de Pinares, Peguerinos-La Cañada, Cebreros, Hoyo de Pinares y Zarzalejo-Valdemorillo.

c) *Microdioritas*; en diques poco potentes (1-2 m) y longitudes de afloramiento inferiores a 4 km; relación compleja con los pórfidos graníticos.

d) *Pórfidos monzoníticos*; de espesores en torno a 3 m, y recorrido de unos 3 km, en diques con direcciones N45° E que cortan a los pórfidos graníticos norteados (Huertas, 1986).

e) *Diabasas y camptonitas*; pequeños diques de direcciones N20° E y N155° E, respectivamente, cuyas potencias no superan los dos metros.

f) *Cuarzo*, de direcciones variables, con potencias máximas de 3-4 m y recorridos discontinuos de varios kilómetros, rellenando fracturas a veces reactivadas (brechificaciones) y con mineralizaciones de óxidos de hierro, baritina y asociaciones de sulfuros de tipo BPGC. En ocasiones parecen asociarse a las terminaciones atenuantes de los desgarres dextrales NE-SW (sistemas de *splay-faults* o fallas en abanico), o a los sistemas NW-SE y NNE-SSW.





Fotografías 7.5 y 7.6. Dique diabásico norteado (izquierda) y filón de cuarzo (derecha).

García López-Davadillo (1993) concluye, respecto a los potentes diques de pórfidos graníticos de la Sierra de La Paramera, que su orientación manifiesta que las condiciones cinemáticas se mantuvieron hasta bien avanzada la cristalización. Estos diques sólo aparecen en los monzogranitos y se pierden en los leucogranitos debido a que se formaron a partir de la fracturación y relleno del armazón monzogranítico ("adamellítico") por el líquido magmático intersticial a la vez que se intruían los leucogranitos.

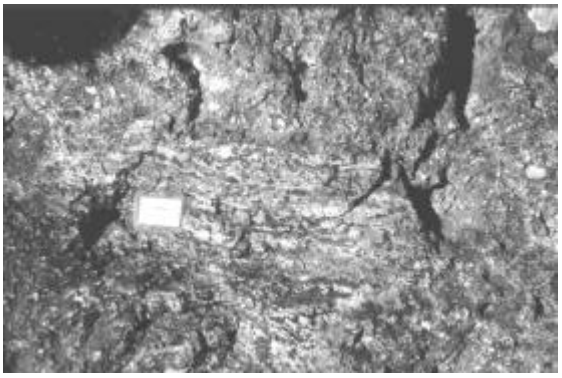
En la CHA predominan los diques de dirección E-O y NE-SO (N60°E) constituidos por pórfidos graníticos; en menor proporción y con semejantes direcciones existen otros de aplitas y microdioritas (Huertas, 1990). Cortando a este conjunto se ha cartografiado una serie de diques norteados de composición alcalina (Nuez *et al.*, 1982; Villaseca y Nuez, 1986).

Quizás el más famoso entre los diques de la CHA, por su composición (granito aplítico), potencia (60-70 m), continuidad (12 km) y expresión morfológica al encontrarse subvertical (Sierra de la Culebra), sea el dique Navamorcuende-Escalona (Ubanell, 1976), que describe un arco tendido con envolvente en dirección E-O (N90-100°E), entre de Paredes de Escalona y Almendral de la Cañada; descrito ya por García de Figuerola y Marín (1959), se encuentra interrumplido por el plutón de El Berrocal, con el que se relaciona genéticamente (Ubanell y Doblas, 1988; Marín *et al.*, 1996).

- Rocas volcánicas

Se ha descrito la existencia de un pequeño afloramiento de rocas básicas efusivas en la sierra de La Paramera (Ubanell, 1980, 1982; Ubanell y Rosales, 1981; Nuez *et al.*, 1982), interpretado como restos de una chimenea volcánica de edad tardihercínica. Se sitúa en la intersección de un dique diabásico de dirección NNE con los grandes diques porfídicos de dirección E-O. La roca podría clasificarse como una brecha lamprofídica, conteniendo numerosas oquedades y xenolitos de las rocas circundantes (monzogranitos, aplitas y pórfidos, principalmente). La morfología del cuerpo efusivo se ha estudiado mediante prospección magnética, obteniendose una geometría cilíndrico-tabular, correspondiente a una chimenea volcánica cortada por el nivel de erosión actual y enraizada en la corteza.





Fotografías 7.7 y 7.8. Afloramiento de la diatrema de rocas volcánicas en la sierra de la Paramera (izquierda) y detalle de la roca, donde se pueden apreciar xenolitos de rocas ígneas y metamórficas (derecha).

**** Formaciones superficiales***

Se presentan como acumulaciones de rocas sedimentarias de naturaleza detrítica (clástica) con escasa continuidad espacial y exiguos espesores (por lo que a veces no tienen adecuada expresión cartográfica), en contacto neto y discordante sobre el sustrato ígneo-metamórfico u otra formación superficial; en ocasiones pueden darse tránsitos graduales entre las formaciones superficiales con cambios de facies vertical o lateralmente.

Ante la notable complejidad petrológica y variabilidad espacial de estas formaciones y la inexistencia de dataciones precisas de la mayor parte de ellas, se ha optado por agruparlas en función de los procesos exógenos a los que se asocian: meteorización, gravitacionales, periglaciares, glaciares, aluviales, palustres y poligénicos. Por lo tanto, y con la excepción de las alteritas del substrato, su caracterización petrológica y morfológica se ha trasladado a los correspondientes apartados en la descripción geomorfológica de la CHA (8.3).

- Formaciones superficiales de meteorización (alteritas) del substrato ígneo-metamórfico

En el Sistema Central, como parte integrante del Macizo Hespérico, se han descrito perfiles de meteorización sobre rocas ígneas y metamórficas de muy diferente edad y desarrollo. En general estas alteritas presentan zonaciones y características típicas de las partes basales del perfil, al encontrarse truncado en su parte superior a diferentes niveles (Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal, 1978); tan sólo se observan perfiles de meteorización más completos en superficies antiguas situadas actualmente en posiciones topográficamente elevadas, como las culminaciones de La Paramera y las cumbres del macizo Oriental de Gredos y La Serrota.

Aunque a veces alcanzan espesores de varias decenas de metros, el material original está poco transformado, llegando a reconocerse características de la roca original (estructura, textura, fracturas, xenolitos o diques); este rasgo se considera propio de niveles profundos de perfiles alteríticos. En cuanto a la textura, la naturaleza granitoidea o gnéisica predominante como roca fuente condiciona un dominio de la fracción arenosa en las alteritas (variable entre el 80 y el 90 %; Centeno y Brell, 1987), con escasa presencia de la fracción arcillosa (menor del 10 %; Centeno y Brell, 1987); composicionalmente podrían considerarse formaciones arcósicas, subarcósicas o litoarcósicas.

Varias de las alteritas son paleoalteraciones que, aunque exhumadas en la actualidad, no presentan procesos de meteorización semejantes a los que las formaron. Otras, sin embargo, pueden considerarse subactuales o con procesos de alteración funcionales, aunque las condiciones ambientales se hayan modificado parcialmente.

Las alteritas pre-cretácicas (pre-Turoniense) afloran allí donde ha quedado recientemente exhumado el sustrato ígneo-metamórfico por erosión del conjunto mesozoico que lo fosiliza (área de Valdemorillo). Se componen de un 50-60 % de cuarzo, un 5-10 % de feldespatos y un 30-40 % de filosilicatos (Centeno y Brell, 1987); estos últimos son fundamentalmente illita abierta y caolinita desordenada.

Las alteritas pre-paleógenas (pre-terciarias en otras nomenclaturas) se sitúan a modo de mantos en las culminaciones de las superficies de meseta (paramera y cumbres), restos de la penillanura poligénica heterócrona (Pedraza, 1978) desnivelada desde el Paleógeno. Los perfiles de alteración pueden alcanzar decenas de metros (incluso sobrepasar los 50 m), sobre todo en zonas donde el

sustrato presenta una intensa fracturación tardihercínica. Cuando se desarrollan sobre granitoides presentan una zonación en tres niveles (Molina, 1991):

* Nivel inferior; zonas arenizadas (asociadas a fisuras y diaclasas) y zonas poco arenizadas (con microfisuras inter- e intragranulares e inicio de alteración de biotitas y plagioclasas).

* Nivel medio; saprolito general rodeando bolos frescos con microfisuras rellenas de minerales de la arcilla; bordes de las plagioclasas alterados, microclinas fracturadas, micas reducidas, aparición de minerales a 14 Å y en ocasiones caolinita.

* Nivel superior; arenización general; plagioclasas alteradas, microclinas fracturadas, biotitas transformadas a manchas de hidróxidos, aumento de caolinita hacia techo y disminución de hinchables a 14 Å; pérdida de materia original con o sin aporte alóctono de arcillas, carbonato o sílice.

Un estudio de los niveles superficiales de la misma en la Peña de Cenicientos (Centeno y Brell, 1987), muestra una alterita de color blanco, con un contenido entre el 10 y 15 % de feldespato y abundancia de filosilicatos (40-50 %) de tipo caolinita, illita y vermiculita. Cuando se desarrolla sobre materiales metamórficos, la potencia del manto de alteración suele ser menor, manteniendo los tres niveles antes citados pero con las transformaciones concentradas en los filosilicatos con una secuencia para la alteración, de muro a techo, biotita-clorita-moscovita.

Las alteritas pre-miocenas se localizan en las áreas donde el sustrato ígneo-metamórfico ha sido exhumado de la cobertera miocena que lo fosiliza (zonas de contacto no mecanizado), como ocurre al noroeste de la localidad de Aldea del Fresno (Pedraza, 1978 y 1981). La composición de estas alteritas varía según el grado local de fracturación de la roca (Centeno y Brell, 1987): zonas poco tectonizadas tienen perfiles con un 45 % de filosilicatos (esmectitas dioctaédricas), 15-20 % de feldespato potásico y 35-40 % de cuarzo; y en zonas trituradas la calcita supone el 50-60 %, el cuarzo y los filosilicatos un 20 % cada uno, y el feldespato menos del 5 %.

Se han definido mantos de alteración finineógenos (alteración ocre) asociados a las rañas en otras zonas del piedemonte del Sistema Central (Molina, 1991). Llevan asociados un drástico aumento de la caolinita, fuertes aumentos del hierro libre (cristalino o amorfo), evolución de micas hacia vermiculitas con liberación de potasio y desagregación de cuarcitas; también presentan fuertes rasgos de hidromorfía y cambios de color: rojos (coexistencia de goethita y hematites), ocres (goethita) y blancos (ausencia de ambos); la alteración más antigua es la de tonos rojos y la más moderna la decoloración, en muchos casos activa. En el ámbito de la CHA no se han reconocido tales alteraciones, pareciendo corresponder con las alteritas pre-pleistocenas (Centeno y Brell, 1987); asociadas a los relieves de sustitución de la superficie pliocena M_1, se caracterizan por el escaso grado de transformación de la roca original (únicamente desagregación), con un 65-70 % de cuarzo, 15-20 % de feldespato y 15 % de filosilicatos (principalmente illita, y en menor proporción caolinita y esmectita).

Por último, se han reconocido alteraciones pleistocenas (Centeno, 1987) en relación con fenómenos de rubefacción y formación de suelos rojos sobre las terrazas superiores en el valle del Alberche; se calcula que su potencia media podría ser de 1,5 a 3,5 m (Centeno y Brell, 1987). Los filosilicatos representan el 30-35 % (lo que indica un lavado no demasiado intenso), los feldespatos un 20-25 % y el cuarzo un 40-50 %.

7.3.3. TECTÓNICA

En los materiales de la CHA son reconocibles estructuras tectónicas derivadas de dos orogenias diferentes: la Hercínica (caledónico-hercínica-tardihercínica o, mejor, prealpina) y la alpina. La primera es responsable de la deformación dúctil y frágil del zócalo ígneo-metamórfico; la segunda además afecta de forma frágil y plástica a los materiales mesozoicos y cenozoicos.

**** Tectónica prealpina***

Las rocas endógenas que constituyen el Sistema Central están afectadas por deformaciones dúctiles sin- y tardimetamórficas (que repercuten fundamentalmente sobre los materiales metamórficos) y por deformaciones frágiles posteriores (que afectan también a las rocas ígneas).

- Deformación dúctil y dúctil-frágil (caledónico-) hercínica

Se trata de una deformación polifásica en la que se distinguen, para el sector guadarrámico, al menos cinco fases (F_1 a F_5) entre las que las tres primeras son intensas y sinmetamórficas, mientras que las dos últimas son menores y tardías. Se atribuyen al ciclo hercínico (Devónico medio a Carbonífero superior), sin descartarse la presencia de deformaciones previas del ciclo caledónico.

Las fases F_{1-2} generan unas esquistosidades de flujo muy penetrativas (S_{1-2}), manifestadas microscópicamente como un bandeado composicional (foliación) en las migmatitas, mesoscópicamente como *boudinage* en alternancias de rocas de diferente competencia, y macroscópicamente como bandas replegadas (pliegues tumbados vergentes al este) en los metasedimentos. La fase F_1 tuvo un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, con vergencia al este. La fase F_2 produjo además cabalgamientos y bandas de cizalla dúctiles subhorizontales (Santa María de la Alameda; Capote y Fernández Casals, 1975; Capote *et al.*, 1981; Capote *et al*., 2000), siendo la determinante de la esquistosidad observable a nivel de afloramiento.

La fase F_3 es la responsable de las estructuras plegadas cartografiables, con pliegues retrovergentes de amplitud centimétrica a kilométrica (dirección NE-SO y vergencia O ó NO), casi siempre postesquistosos; en algunos casos genera una nueva esquistosidad (S_3) de crenulación. Es la responsable de la mayor parte de las lineaciones observables en el campo.

La fase F_4 esta cruzada respecto a las anteriores y genera pliegues de amplitud kilométrica muy abiertos (laxos), superficie axial subvertical y de dirección norteada (NW-SE); localmente, una crenulación y bandas de cizalla dúctil-frágil asociadas a desgarres.

La fase F_5 origina pliegues de dirección E-O de gran longitud de onda y pequeña amplitud, cuya interferencia con los pliegues de la fase F_4 genera estructuras en "domos y cubetas".

En el sector más occidental se han descrito tres fases de deformación hercínica (Bea y Pereira, 1990):

- Fase I (F_I), que produce esquistosidad de flujo, fuertemente afectada por deformaciones tardías y los procesos anatécticos.

- Fase II (F_{II}), con estructuras subhorizontales y la fábrica observable en las migmatitas del CAPN, debido a pliegues de plano axial y cizallas subhorizontales.

- Fase III (F_{III}), que forma pliegues suaves de plano axial subvertical y cizallas de desgarre subverticales con direcciones NE-SO y N-S.

Por el contrario, García Cacho y Aparicio (1987) apuntan a la existencia de una única fase deformativa de amplio desarrollo temporal y sincrónica con el metamorfismo y plutonismo, que afecta de diversas formas a los materiales del Sistema Central; en tiempos postestefanienses (antes del Pérmico) se produciría una segunda fase de deformación acompañada de procesos plutono-metamórficos de escasa entidad.

En la última década se han descrito eventos extensionales dúctiles tardihercínicos (variscos tardíos, de edades Visiense a Pérmico superior) en la zona central de la península Ibérica (Doblas, 1991; Doblas *et al.*, 1994), cuyo reflejo en la CHA son las grandes zonas de cizalla de Cebreros, El Escorial y San Vicente. Corresponden a un colapso extensional por el paso progresivo de condiciones dominantemente compresivas a un régimen extensional generalizado.

- Deformación frágil tardihercínica

Consiste en una deformación frágil que genera sistemas de fracturas, grietas y fallas que llevan aparejadas la inyección de rocas y mineralizaciones filonianas (fundamentalmente pórfidos graníticos, lamprófidos y cuarzo-baritina). Su edad es Estefaniense (Carbonífero superior)-Pérmico, aunque algunas de las fracturas más importantes (desgarres NE-SW) pudieron funcionar de forma más temprana, y otras tardías (cuarzo) pueden considerarse mesozoicas (triásicas). En opinión de Arthaud y Matte (1975 y 1977) esta fracturación tardihercínica del Macizo Hespérico se enmarca en una zona de megacizalla producida por el desplazamiento dextral de la placa Americano-Europea, respecto a la Africana durante el Estefaniense-Pérmico, formándose un sistema transformante intracontinental entre las dos áreas de plegamiento hercínico limitantes (Urales y Apalaches).

En el sector central y oriental de la CHA, por las direcciones predominantes en las fracturas se han distinguido los siguientes sistemas (Parga, 1969; Ubanell, 1977a, 1977b, 1980, 1981a, 1982):

a) Fracturas NE-SO (N40-80°E) distensivas, con inyección de diques de pórfido granítico y aplitas (raramente diques básicos).

b) Fracturas NE-SO (N40-80°E) direccionales (desgarres dextrales) de largo recorrido y fases tempranas dúctiles (previas al emplazamiento de las rocas plutónicas). Este sistema deforma con arrastres a los pórfidos y aplitas asociados a las fracturas anteriores. A su vez se pueden reconocer dos familias de diferentes direcciones:

   b_1) Fracturas N50-60°E, con fallas corticales (meridional del SCE) y de primera magnitud que delimitan bloques (Paramera, Burguillo, San Martín).
   b_2) Fracturas N75°E, con fallas cortas en relevo que delimitan fosas y depresiones (Serrota, Becerril, Navas del Marqués y sistema Cadalso).

c) Fracturas NO-SE (N120-140°E), poco significativas, como la alineación de El Escorial; podrían formar parte del sistema de desgarres dextrales ONO-ESE.

d) Fracturas ONO-ESE (N110°E), concentradas en el valle del Alberche, con tramos que no superan los 20 km de longitud (excepción hecha de la falla de El Barraco, de 34 km) y una

equidistancia de 2 a 4 km; los movimientos a lo largo de ellas son dextrales, pero con escaso recorrido, produciéndose en ocasiones sienitizaciones y texturas cataclásticas en los granitoides (cueva de Maragato). A su vez se distinguen dos grupos, uno de ellos arqueado por una segunda etapa de movimiento siniestral de las fracturas NE-SO y un acortamiento E-O, como ocurre entre Navalmoral y la falla Herradón-Casillas; las de primera generación son posteriores al sistema N-S y anteriores al NNE, como denota que los diques de cuarzo no estén arqueados aunque sí desplazan dextralmente a algunos de ellos. Las fallas de este sistema más representativas son: El Barraco, Navarredondilla, Navalacruz y Navaluenga; éstas, además del arqueamiento, padecen una flexión que tiende a situarlas E-O en las proximidades de la falla de Plasencia, como consecuencia del arrastre de ésta al moverse siniestralmente.

e) Fracturas NNO-SSE (N150°E), escasas y poco significativas, como las alineaciones de El Piélago y El Escorial.

f) Fracturas N-S, distensivas, con diques básicos, sieníticos, e incluso con un afloramiento volcánico asociados; después de la etapa inicial de distensión, son sometidas a empujes E-O que deforman las estructuras entre ellas en la denominada "Zona de debilidad Gredos-Guadarrama" (Ubanell, 1980); su recorrido medio es de 40 km, con un espaciado de 20 km, siendo profundas y de edades pérmicas (Autuniense). Destacan:

   - Falla del Puerto del Pico-La Serrota
   - Falla de Lanzahita-Sierra de Yemas
   - Zona de debilidad Gredos-Guadarrama: fallas de El Herradón-Casillas, Cofio, Valsordo, Tórtolas y Cadalso.

g) Fracturas NNE-SSO (N15-30°E) en sistemas menores asociados a desgarres siniestrales; son fallas de corto recorrido, la mayor parte de ellas rellenas con diques de cuarzo mineralizados y subverticales; se distribuyen en dos dominios:

   - NE de Navaluenga, donde abundan con dirección N10°E
   - SO de Navaluenga, escasas y de dirección N25°E

   Destacan por su recorrido las fallas de Cebreros y El Escorial.

h) Fracturas E-O, con dos conjuntos, uno antiguo asociado a los diques y otro más reciente y con escasas fracturas. Destaca por su desarrollo la falla de Valdemaqueda, parcialmente incluida dentro de la zona de debilidad Gredos-Guadarrama.

La evolución, deduciendo la antigüedad de los sistemas de las relaciones de cruce, puede entenderse como una sucesión, de más antiguo a moderno de las fracturas con direcciones (Ubanell, 1980, 1981 y 1982): NE-SO (N50-60°E), NE-SO (N75°E), N-S, NNE-SSO (N35°E), NE-SO (N75°E), ONO-ESE (primera etapa), NNE-SSO (N15°E) y ONO-ESE (segunda etapa).

La denominada "Zona de debilidad Gredos-Guadarrama" (Ubanell, 1980) consiste en un campo de esfuerzos generales comprendido entre N50°E y N90°E que produce un movimiento dextral de las fallas N-S (Herradón-Casillas y Cofio) y crea dentro de una banda un campo de esfuerzos locales con fracturas NE-SO de tensión dextrales en dirección N35°E (que se rellenan de cuarzo), apertura de fracturas N75°E, y reforzamiento de las fracturas N-S.

Para el sector más occidental de la CHA, en las proximidades de las Sierras de Piedrahita y Villafranca, la fracturación tardihercínica sigue cuatro familias de fallas de direcciones (Babín y

Gómez, 1995): NE-SO (N40°E a N70°E, predominante), NO-SE (N110°E a N130°E), E-O (N75°E a N100°E) y N-S (N15°O a N10°E).

Otros estudios detallados de la fracturación tardihercínica se han llevado a cabo en el plutón de El Berrocal, debido a los motivos anteriormente indicados (Capote, 1991; Marín y Campos, 1992; Campos *et al.*, 1995; Marín *et al.*, 1996). Las direcciones de fracturación más importantes resultaron ser: N100-110°E, N80-85°E, N30-35°E y N55-60°E. También se han realizado estudios de distribución de fracturas utilizando análisis fractal a diferentes escalas (Pérez *et al.*, 2000) y relacionando los resultados con el tensor de esfuerzos más reciente (alpino).

Los análisis detallados de la fracturación han llevado a definir dos etapas en el régimen deformacional que generó estos sistemas tardihercínicos (De Vicente *et al.*, 1986; Capote *et al.*, 1987):

a) Malagón, correspondiente a una distensión uniaxial con eje de extensión según la dirección N-S (fallas y cizallas N100°E a N110°E, y emplazamiento de los diques E-O de pórfidos graníticos) que pasa después a una tectónica de desgarres con el eje de acortamiento E-O y el de extensión según N-S.

b) Hiendelaencina, con fallas en las direcciones principales de la fracturación tardihercínica (N10° a 30°E y N70° a 90°E) y emplazamiento de filones de cuarzo y baritina. Los movimientos cambiaron desde desgarres normales a fallas con importante componente de dirección (normal-direccionales) y finalmente a fallas con extensión radial, manteniendo una dirección de acortamiento relativo horizontal constante entre N35°E y N55°E.

**** Tectónica alpina del Sistema Central***

Desde el punto de vista geotectónico, las alineaciones montañosas que actualmente conforman el Sistema Central son parte de una cadena alpina cratónica intraplaca, formada como consecuencia de la transmisión de esfuerzos al interior de la Placa Ibérica desde los bordes alpinos activos (Pirineos y Béticas), y debida al proceso de convergencia y desplazamiento lateral entre las placas Euroasiática, Ibérica y Africana. En cierto modo podría considerarse parte de un doble antepaís deformado (*foreland*), dada su relación con las deformaciones "pirenaicas" y "béticas", fundamentalmente estas últimas (De Vicente *et al.*, 1994a).

Esta cadena, alargada según una directriz principal SO-NE (N60°E; O-E en su sector occidental), presenta una macroestructura transversal de *pop-up* a escala cortical, con *horsts* y *grabens*, a cuyos bordes se asocian grandes familias de fallas inversas de doble vergencia (Birot y Solé, 1954; De Vicente *et al.*, 1994a).

Los primeros modelos explicativos de esta macroestructura se desarrollan en el marco de la denominada "tectónica de piel gruesa" (Ubanell, 1993 y 1994). Aquí se alinean hipótesis como la propuesta de Birot y Solé (1954); la Bóveda Castellano-Extremeña de Alía (1976); el rombo-*horst* de Portero y Aznar (1984); o el modelo de deformación distribuida como consecuencia de una cizalla dextral intraplaca (Vegas *et al.*, 1986; Vegas *et al.*, 1990).

Desde inicios de los años 90 cobran fuerza, aunque discutidos, los modelos de "tectónica de piel fina" (Warburton y Álvarez, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1991), que suponen la

existencia de cabalgamientos imbricados y *pop-up* con uno o varios niveles de despegue dentro del basamento (intracorticales). Según el modelo de De Vicente *et al*. (1994a), en profundidad existen probablemente dos niveles de despegue (*decolléments*): uno basal más profundo entre 10 y 12 km (bajo el nivel del mar) que puede sustituirse por mecanismos de compensación en profundidad como el engrosamiento de la corteza; un segundo despegue a 4 km de profundidad explicaría los cabalgamientos imbricados septentrionales que reactivan líneas de debilidad hercínicas asociadas a la foliación.

El tensor de esfuerzos regional es direccional-inverso (De Vicente *et al.*, 1996; Giner *et al.*, 1996), aunque la mayor parte de la deformación se acomoda reactivando fallas previas que corresponden a dos tensores uniaxiales (fallas inversas y desgarres). La dirección de máximo acortamiento horizontal (con un máximo calculado del 22 %; De Vicente *et al.*, 1994a) se sitúa entre N140°E y N155°E, ligado a:

- Fallas inverso-direccionales N20°E a N70°E con buzamientos bajos y cabeceos altos.
- Desgarres inversos y normales con direcciones N80°E a N110°E, de buzamientos mayores y cabeceos bajos.

Se compensa lateralmente mediante fallas de transferencia (*transfer faults*) con direcciones N140°E (dextrorsas) y N10°E a N20°E (siniestrosas). Buena parte de las fallas alpinas son reactivación de fracturas tardihercínicas, fundamentalmente de los sistemas NE-SW, NNO-SSE y ENE-OSO (y E-O, que actúan como normales), NNE-SSO (con movimientos en la vertical), con plano subvertical en superficie y lístrico en profundidad; en otras ocasiones aprovechan discontinuidades de las rocas ígneas y metamórficas, como foliaciones, contactos intrusivos y orientaciones de flujo. Sin embargo, la enorme compartimentación tardihercínica ha posibilitado una gran independencia de movimientos durante la reactivación alpina.

El acortamiento referido se asocia fundamentalmente a una de las tres grandes etapas de deformación alpinas definidas para el Sistema Central y sus cuencas limítrofes, la fase Guadarrama (Capote *et al.*, 1990). Esta fase, asimilable a la Bética, se caracteriza por un tensor compresivo que mueve principalmente fallas de tipo direccional-inverso, con una dirección de máximo acortamiento horizontal según N155°E, excepto en los extremos del Sistema Central, donde varía entre N-S y N20°E; su periodo de actuación fue fundamentalmente Mioceno medio-superior, aunque continuó de forma atenuada hasta por lo menos el Plioceno (De Vicente *et al.*, 1996) y la actualidad.

En el sector occidental de la CHA (Gredos oriental) se han definido dos fases de deformación que reactivan las familias de fallas tardihercínicas (Babín y Gómez, 1995): una compresiva en dirección N50°E, dentro de un régimen tectónico transtensivo, que reactiva las familias de direcciones NO-SE, NE-SO y E-O, y que puede considerarse equivalente a la fase Ibérica (Capote *et al.*, 1990); y una segunda etapa con dirección de compresión casi N-S, en régimen tectónico compresivo, que reactiva fallas N60°E y fallas N-S, y que sería equivalente a la fase Guadarrama (Capote *et al.*, *op. cit.*).

El sector meridional del Sistema Central, sobre el que se emplaza buena parte de la CHA, está compuesto de varias (hasta tres en algunas zonas) estructuras menores de tipo *pop-up*, que en conjunto dibujan una serie de antiformas laxas separadas por sinformas (*pop-down*) apretadas, con longitud de onda entre cinco y diez kilómetros (Giner, 1996); estas flexiones corticales se distribuyen a lo largo de toda la Península con variadas amplitudes y longitudes de onda en función de las características elásticas de la corteza.

Dentro de la CHA se sitúa buena parte del desarrollo cartográfico de una de las tres grandes fallas alpinas direccionales del Sistema Central: Herradón-Casillas. Se trata de una falla de movimiento siniestroso que separa dos zonas de diferentes direcciones en las fallas inversas: hacia el este, N60°E; y hacia el oeste, N90°E.

Estos sistemas, sometidos a los citados tensores alpinos han producido en los materiales ígneo-metamórficos del Sistema Central una morfoestructura general de grandes bloques elevados (*horsts* inversos), con tendencia a presentar mayor elevación hacia el oeste, separados por depresiones o fosas (*grabens*). En ocasiones se ha aludido a la forma subrómbica de estos bloques en planta (lados en direcciones N37°E y N105°E) para inferir los movimientos corticales de rotaciones horizontales en sentidos horarios que se relacionan con su génesis (Martín Escorza, 1987a), en la línea de los modelos de rombo-*horst* (Portero y Aznar, 1984).

Dentro de la CHA se han distinguido (Vidal Box, 1937; Ubanell, 1980, 1982) entre los *horsts*: Piélago-El Escorial, Gredos Oriental, La Serrota, La Paramera y Malagón; a menor escala, San Vicente, El Berrocal, Cenicientos, Almenara y Abantos. Entre los *grabens*, citar los del Alberche y El Tiemblo; a menor escala el semigraben de Garganta del Villar (Alto Alberche) y Robledo de Chavela. Estudios de detalle en el entorno de El Berrocal (Marín *et al.*, 1996) han permitido diferenciar seis grandes bloques morfotectónicos: El Berrocal, San Vicente, Belvás, Pelahustán, El Águila y Cenicientos.

- La Falla Meridional o del Borde Sur

El extremo sur del Sistema Central, donde contacta con la Cuenca de Madrid, está constituido por la Falla Meridional o del Borde Sur (en adelante FBS; Giner, 1996), cuya expresión morfológica es la denominada Línea Morfotectónica Meridional (en adelante LMM; Vidal Box, 1942; Pedraza, 1981). Los modelos tectónicos actuales del Sistema Central la interpretan como la expresión superficial del retrocabalgamiento asociado al gran cabalgamiento cortical (*detachment*) de vergencia norte que configura el Sistema Central (Tejero *et al.*, 1996).

Royo y Gómez (1934) es el primero en describir cómo se produce un cabalgamiento de los granitoides del Sistema Central sobre materiales miocenos de la Cuenca de Madrid, según un plano SO-NE con ángulo de 35°, entre Castillo de Bayuela y Nombela. Posteriormente sería tratado, con la importancia morfoestructural que tiene, por diversos autores: García Figuerola, 1958; Pedraza, 1971, 1973, 1978 y 1981; Martín Escorza, 1976; y Ubanell, 1980 y 1982. Incluso se especula que pudo haber tenido una cierta actividad durante la sedimentación mesozoica (Pérez Campo *et al.*, 1986), aunque esta directriz sólo se aprecia en la distribución de facies del primer ciclo transgresivo-regresivo del Cenomaniense-Turoniense.

La Falla Meridional es en realidad una compleja banda de fracturación constituida por varios sistemas de fallas tardihercínicas reactivadas durante la orogenia alpina. Se sitúan en relevo con distintas direcciones, predominando los tramos NE-SO (N60° a 70°E) y, en menor medida, NO-SE y NNE-SSO. Los tramos del sistema con direcciones NE-SO funcionan como fallas inversas (buzamientos entre 30 y 70°) mediante cabalgamiento de los granitoides y rocas metamórficas sobre los depósitos cenozoicos; mientras que los tramos NO-SE actúan como fallas de transferencia (*transfer faults*) subverticales de estos cabalgamientos, trastocando su continuidad. Las fallas inversas presentan un mayor buzamiento de lo común, por tratarse de fallas previas reactivadas.

Asociada a la banda de fracturación existe una franja de anchura variable entre 10 y 500 m donde se detectan un conjunto de transformaciones en las rocas (gneisificaciones, aplitizaciones, episienitizaciones, brechificación, etc.), junto a una asociación de redes filonianas y mineralizaciones hidrotermales.



Fotografía 7.9. Niveles cementados por carbonatos (calcita) y sílice por actividad hidrotermal asociada a la falla del borde sur en Aldeaencabo de Escalona.

En este cabalgamiento, la sedimentación miocena tiene carácter progresivo, ya que fallas que cabalgan un tramo de la serie arcósica son a su vez fosilizadas por tramos superiores de estos materiales; es especialmente patente cuando se evoluciona desde el extremo suroccidental (El Berrocal), donde cabalga tramos más bajos de la serie, hacia el nororiental (Villa del Prado), donde cabalga las series que fosilizan las fallas meridionales. Las series cenozoicas presentan, cerca del borde, buzamientos variables hacia el SE entre 15° y 30°, alcanzando a veces hasta 40°. Así pues, este conjunto de fallas afecta a materiales del Mioceno medio y superior (Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Calvo *et al.*, 1989; Alonso Zarza, 1990; De Vicente *et al.*, 1996), condiciona la distribución de las rañas pliocenas en áreas próximas, y bascula sedimentos del Pleistoceno (Pedraza, 1976; Torres *et al.*, 1995).

7.4. LA CUENCA DE MADRID (CUENCA DEL TAJO)

7.4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca de Madrid (con una extensión aproximada de 10.000 km^2) junto a las de Loranca (Depresión Intermedia) y Campo Arañuelo (Tajo Occidental), forman la cuenca sedimentaria del Tajo. Se trata de una cubeta sedimentaria cenozoica intraplaca limitada por tres cadenas montañosas alpinas intracratónicas: el Sistema Central al O-NO, la Cordillera Ibérica al E-NE, y los Montes de Toledo al sur. Estas cadenas limitantes pueden considerarse en parte como un doble antepaís deformado, dada su relación con las deformaciones "pirenaicas" y "béticas" (De Vicente *et al.*, 1994).

El substrato ígneo-metamórfico de edad Proterozoico-Paleozoico (que aflora en el Sistema Central y los Montes de Toledo) sirve de zócalo a la cuenca; sobre él se sitúa un conjunto de sedimentos mesozoicos y paleógenos que actúan como cobertera pretectónica, y que tan sólo afloran en los contactos con las tres cadenas circundantes; por último, el relleno de la mayor parte de la cuenca es sin- y post-tectónico, formado por depósitos neógenos y cuaternarios.

La Cuenca del Tajo mantuvo regímenes semiendorreicos desde el Oligoceno hasta el Mioceno medio. Sin embargo, no llegó a estar cerrada en su sector suroccidental por los Montes de Toledo, ya que terminan hacia el este en una serie de fallas dextrosas de dirección N 140° E, fosilizadas en parte por los sedimentos neógenos y pliocenos que enlazan la Cuenca del Tajo con la Depresión del Guadiana (Giner, 1996). El paso de un endorreismo generalizado al exorreismo debió producirse durante el Mioceno superior, coincidiendo con el cambio de un régimen tectónico compresivo generalizado a otro extensivo.

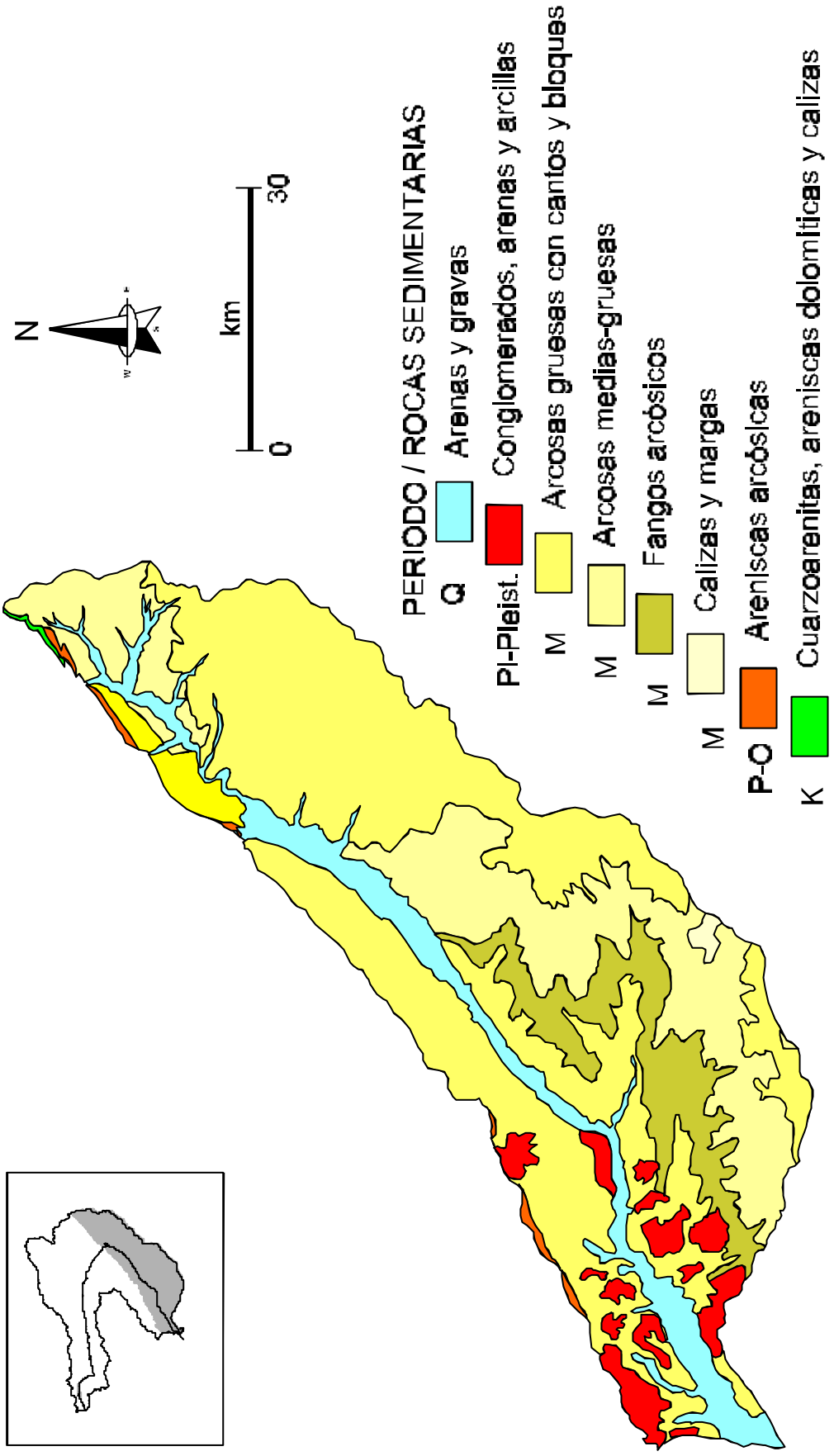
El borde septentrional de la Cuenca, donde se ubica el sector meridional de la CHA, próximo al LMM del Sistema Central se caracteriza por la presencia de un depocentro en la sedimentación (equivalente lateral de la Cubeta de Alcobendas; Querol, 1989), con potencias incluso superiores a los 3.000 m de sedimentos; es en este área donde se localizan los mayores gradientes gravimétricos de toda la zona. Esta anomalía se relaciona con una estructura flexural negativa en el borde sur del Sistema Central (Querol, 1989) a la que se asocia una flexura positiva en el centro de la Cuenca de Madrid (interfluvios Henares-Tajuña-Tajo), condicionada por el aumento de la carga de sedimentos en el borde sur, que produciría una flexión por *bending* de la litosfera (Giner, 1996).

7.4.2. MATERIALES MESOZOICOS

La presencia de materiales cretácicos en la CHA está restringida a las proximidades del municipio de Valdemorillo, donde su existencia es conocida desde antiguo (Fernández Navarro, 1909; Royo y Gómez, 1928). En realidad, estos materiales no se relacionan con la formación y evolución de la Cuenca de Madrid, sino con la prolongación occidental de los depósitos mesozoicos del denominado Surco Ibérico, perteneciente a las cuencas y cordilleras alpinas peninsulares.

Siguiendo las divisiones de Alonso y Mas (1982), en Alonso y Mas (1990), se han diferenciado dos unidades litoestratigráficas en la serie cretácica:

Figura 7.5. Principales conjuntos litológicos del sector de la Cuenca de Madrid dentro de la CHA.



a) Formación Arenas de Utrillas; arenas caoliníferas y arenas, con 4 a 6 m de espesor, de origen fluvial canalizado y edad Turoniense (Cretácico superior).

b) Areniscas arcósicas, microconglomerados calcáreos, calizas arenosas, calizas recristalizadas, calizas margosas, dolomías y margas; equivalen a la suma condensada de algunas formaciones definidas para el cretácico de la plataforma norcastellana (Alonso *et al.*, 1982), con numerosas discontinuidades estratigráficas; corresponden a medios de llanura mareal siliciclástica, mixta y carbonatada (con canales mareales); abarcarían desde el Turoniense al Campaniense (posiblemente Maastrichtiense), faltando el Coniaciense y parte del Santoniense.

Por su parte, Gil y García (1996), correlacionando las unidades con las descritas para el cretácico de la Cordillera Ibérica, diferencian tres unidades litoestratigráficas dentro del afloramiento de Valdemorillo:

a) Mb. Arenas de Valdemorillo (Gil y García, op. cit.), formado por tres litosomas: inferior (7 m de arenas mareales, Cenomaniense terminal-Turoniense medio), intermedio (7,5 m de arenas mareales, Turoniense-Coniaciense) y superior (arenas y arcillas inter- y supramareales, Coniaciense-Santoniense); el pequeño nivel carbonatado que aparece hacia la base podría correlacionarse con el Mb. Calcarenitas de Riofrío del Llano.

b) Fm. Calizas del Burgo de Osma (Alonso *et al.*, 1982), formada por 9 m de calizas, calizas dolomitizadas/recristalizadas y dolomías con carácter terrígeno, en discordancia angular costera (eustática) sobre el Mb. Arenas de Valdemorillo; su edad es Santoniense-Campaniense.

c) Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo, constituida por dolomías, limos dolomíticos y brechas dolomíticas asociadas a *sebkhas* supramareales en climas muy áridos, y de edad Campaniense inferior.

El conjunto se encuentra en contacto discordante erosivo y angular respecto a los materiales ígneo-metamórficos del Sistema Central, salvo donde se encuentra mecanizado.

El depósito de estos materiales basales se relaciona con medios aluviales (ríos entrelazados o *braided*) siliciclásticos que drenaban el Macizo Hespérico en dirección nororiental, donde se encontraban ambientes costeros y de plataforma epicontinental mixta y carbonática, con doble influencia marina desde los océanos Atlántico (al NO a través de la cuenca Vascocantábrica) y Tethis (SE). En conjunto definen un megaciclo transgresivo-regresivo para el Cretácico superior (Alonso *et al.*, 1982; Alonso y Mas, 1982; Alonso *et al.*, 1993) cuyo límite inferior es una discordancia angular de primer orden a nivel regional; dentro del megaciclo existen dos ciclos transgresivo-regresivos de edades Cenomano-Turoniense y Senoniense (Coniaciense-Campaniense).

La transgresión tuvo lugar en pulsos sucesivos, progresivamente más amplios e importantes, que permitieron la formación de una rampa homoclinal inclinada hacia el NE (plataforma de la meseta norcastellana), y cuyo extremo suroccidental se encontraba próximo a la zona de Valdemorillo; las facies marinas cubren los depósitos continentales aluviales (equivalentes a la Fm. Arenas de Utrillas) de las áreas emergidas así como el sustrato ígneo-metamórfico, en una estructura de apilamiento agradacional, con un *onlap* poco marcado en la base.

En opinión de Olmo y Martínez-Salanova (1989), los depósitos detríticos siliciclásticos (arenas, gravas y fangos con niveles silicificados) suprayacentes a las facies carbonáticas campanienses, asignados al Paleógeno por otros autores (Nodal y Ágeda, 1974; Portero y Olive, 1983; Portero y Aznar, 1984; Portero y Díaz Molina, 1990), deberían incluirse dentro de una secuencia deposicional cretácica terminal, correspondiente a depósitos de *fan delta* y llanuras mareales costeras en ambientes áridos.

7.4.3. MATERIALES CENOZOICOS

Los materiales cenozoicos de esta zona, ante la dificultad de efectuar dataciones precisas por su naturaleza fundamentalmente arcósica y ausencia de fauna fósil, han sido agrupados en conjunto por Pedraza (1981) y Garzón *et al.* (1982) en tres grandes unidades o ciclos:

- Ciclo Pre-arcósico; constituido por las "Areniscas silíceas" paleocenas de Garzón *et al.* (1981) y Pedraza (1981), o la "Unidad silíceo-arcillosa de Quijorna" de Portero y Olivé (1983). Olmo y Martínez-Salanova (1989) atribuyen a estas unidades una edad Cretácico superior, excluyéndolas de los ciclos cenozoicos.

- Ciclo Arcósico; correspondientes a la unidad inferior de los sedimentos polimícticos de Olmo y Martínez-Salanova (1989), depósitados en abanicos aluviales con clima árido, cuya área madre se relaciona con un relieve distinto a la actual Sierra de Guadarrama.

- Ciclo Post-arcósico; cualquier material depositado sobre las unidades arcósicas *s.s.*

Todos los autores que han estudiado el relleno cenozoico de la cuenca de Madrid han señalado la presencia de cambios de facies y rupturas sedimentarias entre las unidades, destacando por su magnitud las situadas en (Portero y Aznar, 1984): Oligoceno superior, próxima al límite con el Mioceno (asociada a la fase Castellana); Mioceno medio basal o intraorleaniense (asociada a la fase Neocastellana); transición Mioceno medio-superior o intravallesiense; Plioceno inferior o intrarusciniense; y en el Plioceno superior próxima al límite Rusciniense-Villanyense (asociada a las fases Iberomanchegas).

** Paleógeno*

Los materiales paleógenos han sido citados en las proximidades de Valdemorillo por Gálvez-Cañero y Soler (1941), Fúster y De Pedro (1954), y Pérez Regodón (1970). Martín Escorza (1974) señala la existencia de sedimentos arcósicos plegados entre el río Alberche y Talavera de la Reina, que él atribuye al Paleógeno.

Portero y Díaz Molina (1990) han distinguido para el sector nororiental de la CHA, dos unidades mayores en ese conjunto; sus relaciones parecen ser de discordancia angular suave entre ellas y con el cretácico subyacente; así:

a) Arenas y gravas, fangos variolados y nivel silicificado, con espesores próximos a 140 m; pueden corresponder a depósitos canalizados y de llanura de inundación, en facies medias y distales de abanicos aluviales bajo clima cálido y húmedo; su edad, por correlación, puede ser Paleoceno-Eoceno inferior, no descartándose la presencia de Cretácico terminal en la base de la serie.

b) Arcosas, gravas y limos con calcificaciones, y un espesor de 600 m; se interpretan como depósitos de abanicos aluviales con cuerpos canalizados y niveles edafizados; su edad podría ser Eoceno medio-Oligoceno superior, pudiendo incluso llegar al Mioceno inferior (Ageniense).

Martín Escorza (1974) estudia los materiales arcósicos aflorantes en el sector suroccidental de la Cuenca de Madrid (Talavera de la Reina- Escalona), cerca del contacto con los materiales del Sistema Central; redefine la formación arcósica inferior (M_1; Martín Escorza y Hernández Enrile, 1972), separando una unidad inferior y otra superior, e interpreta genéticamente los denominados "Niveles rojizos-gris ceniza" (N.R.G.C.), como paleosuelos oligocenos en zonas distales de abanicos aluviales desarrollados en climas tropicales.



Fotografía 7.10. Afloramiento en las proximidades de Garciotum de los materiales paleógenos en facies NRGC y un marcado buzamiento.

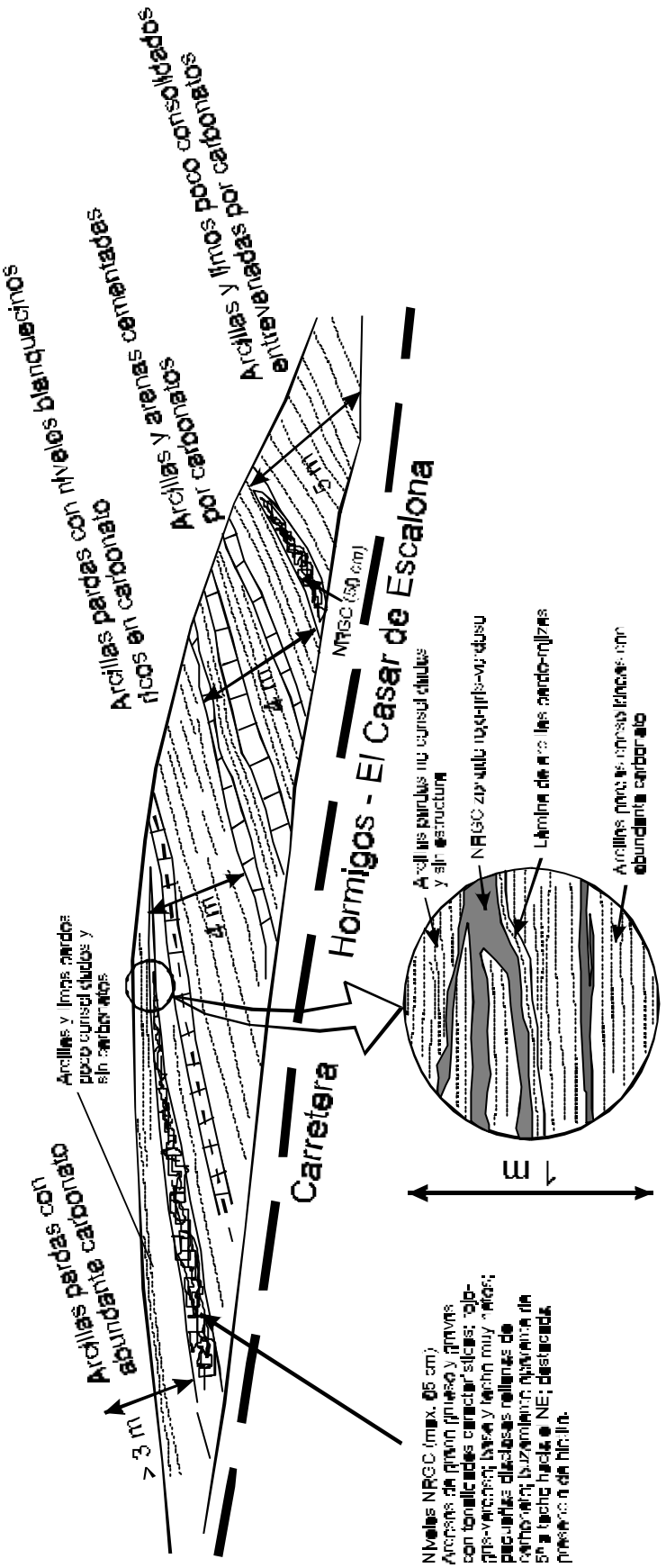
Garzón (1980) diferencia tres unidades en los materiales cenozoicos del borde norte de la cuenca del Tajo, en el sector del contacto con el Sistema Central; de base a techo son:

- Conglomerado poligénico; constituido por conglomerados arcósicos cementados por sílice.
- Facies de arenas; arenas de colores rojos y blancos con grietas de retracción ferruginizadas.
- Facies "arcosas"; serie monótona de varios centenares de metros de arcosas ocres gruesas con intercalaciones de niveles de arcillas y limos.



Fotografía 7.11. Conglomerado polimíctico característico del tramo basal de los paleógenos en las proximidades de Chapinería.

Figura 7.6. Afloramiento de los materiales paleógenos de la carretera de Hormigos a El Casar de Escalona (PK 5,300).



Las dos primeras unidades las hace corresponder con el ciclo pre-arcósico (Paleoceno), depositadas en medios fluviales dentro de zonas de poco relieve pero con cierta actividad tectónica; el clima sería cálido con alternancia de estaciones secas y húmedas. Para la tercera unidad, que integra en el ciclo arcósico (Eoceno-Oligoceno), propone un medio de *mudflows* y *debris flows* en un abanico aluvial con pequeños canales y actividad tectónica continuada; tras un periodo árido y de confinamiento de la cuenca con fenómenos de hidromorfismo, se pasa a condiciones semiáridas con lluvias esporádicas.

Finalmente, basándose en correlaciones entre las cuencas de Duero y Tajo, Garzón *et al.* (1991) y Santisteban *et al*. (1991) han propuesto dos secuencias deposicionales aplicables al Paleógeno del borde septentrional de la cuenca de Madrid:

* Primera secuencia deposicional (T_1), siliciclástica, de edad Paleoceno-Eoceno inferior. Representa una evolución progradante de un sistema *braided* de tipo distal a uno proximal, correspondiendo a un episodio distensivo; el clima evoluciona de cálido y húmedo a más árido con fluctuaciones estacionales y largos periodos secos. Se compone de dos formaciones:

    - Fm. Inferior (T_{11}), formada por areniscas cuarcíticas y arcillas (illita, caolinita y esmectita) depositadas en un sistema aluvial de baja sinuosidad (*braided*) con predominio de las facies de canal con carga de fondo sobre las lutíticas de llanura de inundación; se encuentra en disconformidad sobre los cretácicos del borde norte de la cuenca de Madrid y cubriendo el saprolito caolinítico del zócalo ígneo-metamórfico.

    - Fm. Superior (T_{12}), de areniscas cuarcíticas con paleosuelos ferruginosos, depositadas en un sistema aluvial de baja sinuosidad con facies de fondo de canales móviles tipo *braided*; el mineral de la arcilla predominante es la esmectita; se sitúa transicionalmente sobre la anterior formación.

* Segunda secuencia deposicional (T_2), arcósica, de edad Eoceno superior a Oligoceno. Representa un sistema de abanicos aluviales áridos y semiáridos en el que la primera formación serían las facies proximales. Se compone igualmente de dos formaciones:

    - Fm. Inferior (T_{21}), de conglomerados polimícticos con arenas arcósicas y arcillas (paligorskita y esmectita) con importantes encostramientos de distinta naturaleza: calcretas, silcretas y palicretas; se encuentra en disconformidad angular sobre las anteriores.

    - Fm. Superior (T_{22}), compuesta por arenas arcósicas y arcillas (esmectita e illita) con niveles de encostramientos alternantes y NRGC; se sitúa en tránsito gradual y cambio lateral de facies con T_{21}.

El momento de tránsito entre ambas secuencias, y en concreto el inicio de la segunda secuencia deposicional, coincide con una etapa de silcretización que afecta a zonas del zócalo ocupadas por saprolito caolinítico o granitoides alterados.

**** Neógeno***

La unidad neógena de la cuenca de Madrid ha sido dividida en tres megasecuencias o unidades sedimentarias positivas miocenas a las que sigue el ciclo plioceno, separadas por discordancias o discontinuidades estratigráficas (Junco y Calvo, 1983): inferior, intermedia y superior.

En el sector nororiental de la CHA, el relleno neógeno de la Cuenca está constituido por potentes series de arcosas de la unidad intermedia que se conocen con el nombre genérico de Facies Madrid (Riba, 1957; Benayas *et al.*, 1960). El contacto de las unidades neógenas con las infrayacentes (paleógenas o mesozoicas) es de carácter discordante, erosivo y angular. Su espesor total reconocible es de 350 m. En base a los datos paleomastológicos de áreas próximas se les atribuye una edad Aragoniense (Mioceno medio) desde inferior (zona MN4, Orleaniense) a superior (zona MN7-8), aunque algunos depósitos a techo podrían pertenecer incluso al Plioceno superior-Pleistoceno.

Debido a la uniformidad de las características petrológicas de las arcosas, las unidades litoestratigráficas reconocidas han sido diferenciadas en base a su granulometría y presencia de procesos edáficos y cementaciones. Portero y Díaz Molina (1990) han cartografiado las siguientes unidades, en una clara relación de proximalidad-distalidad dentro de un medio de sedimentación de tipo abanico aluvial:

a) Arcosas con bloques muy gruesos, potencias reconocibles de hasta 120 m, asociadas a zonas proximales de abanicos aluviales (incluso apicales). Corresponde a las "facies de grandes bloques" de Hernández-Pacheco (1962).

b) Arcosas con bloques y gravas, que se interpretan como depósitos canalizados trenzados de abanicos aluviales en relación con las facies más proximales antes reseñadas.

c) Arcosas gruesas, correspondientes al depósito en sistemas aluviales trenzados (*braided*) como facies medias de abanicos aluviales.

d) Arcosas y fangos arcósicos, que se depositaron en posiciones más distales o laterales de los abanicos, donde predominaban ambientes de llanura de inundación.

e) Fangos arcósicos (limos) y arcosas, en secuencias granodecrecientes, representando las facies más distales de los abanicos, con canales trenzados e importante desarrollo de la llanura de inundación.



Fotografía 7.12. Afloramiento de las facies de arcosas con bloques en sectores apicales de los abanicos.

La secuencia deposicional característica presenta una evolución sedimentaria negativa controlada por la actividad tectónica en el área fuente (Sistema Central), aumentando la energía hacia techo y haciendo que las subunidades de granulometrías más gruesas (arcosas con bloques) prograden sobre las de granulometrías más finas (fangos arcósicos).

Las condiciones paleoambientales en las que se depositaron estas facies corresponderían a un ambiente árido, ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos de reducidas dimensiones, y se encuentran asociaciones de minerales de arcilla típicamente áridas (esmectitas o illitas con paligorskita). Dentro de esta aridez, se producirían etapas de mayor humedad en las que los abanicos serían funcionales (Portero y Díaz Molina, 1990).

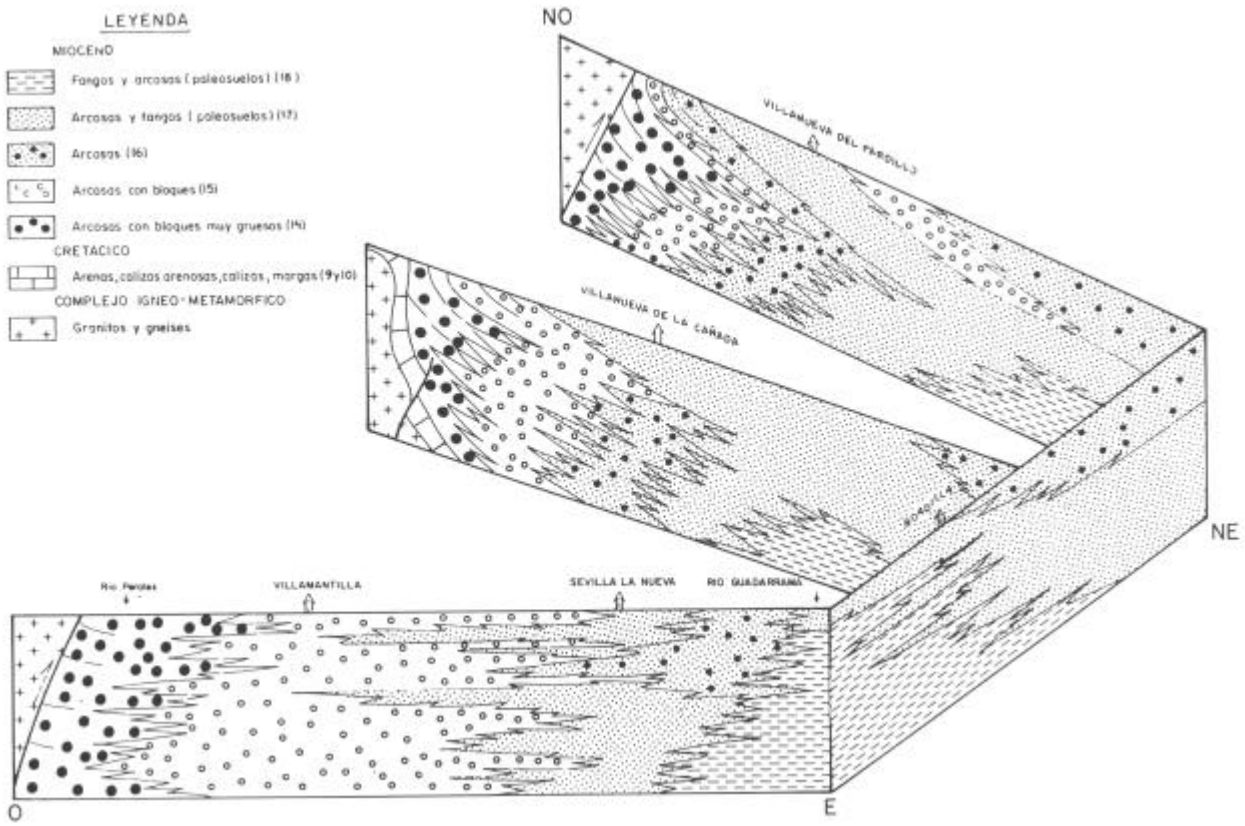


Figura 7.7. Distribución de las facies miocenas en el relleno del borde septentrional de la cuenca de Madrid (ITGE 1990f).

Por lo que se refiere al sector suroccidental de la CHA, Martín Escorza y Hernández Enrile (1972) realizan una síntesis de los materiales neógenos (miocenos y pliocenos) representados, así como un intento de subdivisión estratigráfica (formaciones y dominios) e interpretación genética. Las unidades diferenciadas son:

- Formación arcósica inferior (M_1), representada en la CHA por los dominios de Nombela-Nuño Gómez ($M_{1\text{-}1}$) y Cebolla-Maqueda ($M_{1\text{-}3}$); arcosas groseras con matriz arcillosa y niveles ocres y amarillos de arcillas interestratificados (incluso concrecciones carbonatadas a techo); se interpretan como un depósito de borde (facies proximales) en cambio lateral hacia el sureste a facies distales de abanicos aluviales ("*serviya*").

- Formación arcósica de fracción fina (M_2), representada por el dominio de Santa Olalla ($M_{2\text{-}1}$); arcosas y arcillas, a veces con alto contenido en carbonatos, en discordancia erosiva sobre M_1; se interpretan como depósitos medios-distales de abanicos.

- Formación M_3, con el dominio de Quismondo ($M_{3\text{-}1}$); arcosas y lutitas con intercalaciones subarcósicas, discordantes erosivamente sobre M_2, depositadas en zonas medias de abanicos aluviales, y datadas como Vindoboniense inferior (Mioceno inferior; Aguirre *et al.*, 1982).

- Formación arcósica de fracción gruesa superior (M_4), representada por el dominio de Santa Cruz de Retamar ($M_{4\text{-}1}$); arcosas groseras con cantos de hasta 50 cm de granitoides y rocas filonianas, en discordancia erosiva sobre M_3; se interpretan como depósitos de borde (zonas proximales de abanicos aluviales).

- Plioceno, constituido por depósitos de tipo "raña", con cantos de granitos engastados en matriz arcillo-arenosa y arcósica grosera, e intercalaciones de niveles de arcillas y caliches. Con posterioridad (Martín Escorza, 1974), algunos de estos niveles (al noroeste del río Alberche) serían redefinidos como depósitos miocenos pertenecientes a M_1 ("Formación de bloques" o M_{1b}).

Las potencias observadas para los miocenos, sumando los espesores de las unidades representadas, oscilan entre 180 y 240 m.

**** Cuaternario***

Constituyen afloramientos de formaciones superficiales, generalmente dispersas, poco continuas y escasamente potentes, con orígenes muy variados, asociadas a procesos geomorfológicos actuales (Holoceno) o subactuales (Pleistoceno superior). Según el proceso con el que se relacionan podríamos diferenciar:

- FF.SS. de meteorización
- FF.SS. periglaciares
- FF.SS. gravitacionales
- FF.SS. aluviales (fluviales y abanicos)
- FF.SS. eólicas (Calalberche)

Al igual que ocurría en la descripción geológica del Sistema Central, tan sólo se tratarán en este apartado las formaciones superficiales de meteorización, relegando el resto a los epígrafes correspondientes a sus procesos de la configuración geomorfológica de la CHA.

- Formaciones superficiales de meteorización

Al contrario que ocurría en el Sistema central, las características y extensión de los mantos de alteración que afectan a los materiales cenozoicos de la cuenca de Madrid no han sido estudiados en profundidad. Tan sólo se dispone de datos de paleoalteraciones (niveles de paleocarst, calcretas, silcretas, palicretas, etc.) que se encuentran fósiles en el registro sedimentario, y escasamente aflorantes en la actualidad.

Es evidente que las mismas o parecidas acciones de meteorización que afectaron a los materiales ígneo-metamórficos del Sistema Central en las fases finineógena (pre-pleistocena) y pleistocena, debieron alterar los materiales detríticos de la cuenca de Madrid; no así las anteriores, cuya actividad se correlaciona con el depósito del relleno sedimentario. Sin embargo, los mantos generados presentan características semejantes a las de la roca original (arcosas, principalmente) y han sido intensamente lavados por la escorrentía superficial; esto hace compleja su distinción, caracterización y cartografía.

**** Tectónica alpina de la Cuenca de Madrid occidental***

La tectónica alpina que afecta a la cuenca de Madrid ha condicionado la sedimentación, ya que está íntimamente relacionada con la tectónica de los bordes de cuenca que le sirven de área madre. Por lo tanto, las fases y características establecidas para el Sistema Central, y en particular para su borde meridional, son aplicables para el sector noroccidental de la cuenca de Madrid.

La cobertera pretectónica se adapta a las deformaciones frágiles en el zócalo, dando lugar a una tectónica de revestimiento. Estas unidades mesozoicas y paleógenas presentan pliegues de orientación ENE-OSO (casi E-O) vergentes hacia el sur y con inmersiones de 30-40° hacia el este. En el Salobral (Navalagamella) son visibles al nivel del paleógeno y vergentes hacia el norte; al norte de Quijorna se ven afectados por desgarres sinestrales E-O y ENE-OSO, posteriormente reactivados como fallas normales, existiendo figuras de interferencia tipo "silla de montar" con estructuras N-S casi NNO-SSE más tardías. Clásicamente estas estructuras se interpretaban como una interferencia de la fase tectónica Ibérica (compresión NE-SO; correlacionable con la finioligocena o Castellana de Pérez González *et al.*, 1972) y la intramiocena o Neocastellana (compresión E-O ó ENE; Aguirre *et al.*, 1976).

Los estudios del basamento de la cuenca del Tajo en la zona de Talavera-Torrijos (Hernández Fernández, 1974) encuentran desniveles en direcciones N-S, NNE-SSO, NE-SO, E-W y NW-SE.

Martín Escorza (1990) define para la cuenca de Campo Arañuelo la existencia de una fase distensiva SO-NE paleógena previa a la compresiva principal miocena, a la que denomina Extremadura; su representación a nivel regional podría ser la discordancia entre los depósitos atribuibles al ciclo Pre-arcósico y los de la base del ciclo Arcósico.

Calvo *et al.* (1993) señalan la presencia en la Cuenca de Madrid de una ruptura sedimentaria de edad Aragoniense tardío, marcada por una progradación neta de los depósitos aluviales groseros sobre secuencias aluviales y/o lacustres, mostrando una tendencia deposicional positiva. Este evento se ha correlacionado con un segundo pulso tectónico incluido en la fase Guadarrama.

El mioceno arcósico se presenta suavemente inclinado en los bordes, con buzamientos medios de 10-15° y localmente mayores en el contacto con el zócalo aflorante (que llega a cabalgarlo

mediante las citadas fallas inversas). También se observa una pendiente regional suave hacia el sureste y suroeste, con basculamientos locales que no sobrepasan los 5° de buzamiento.

Durante el Mioceno superior se produjo un rebote isostático consiguiente al engrosamiento cortical producido durante la estructuración del Sistema Central. Este efecto se ve claramente reflejado en el fuerte grado de incisión que presenta la red fluvial de la Cuenca del Tajo.

La actividad extensiva (según N150°E) desde el Mioceno superior forma fallas direccionales y normal-direccionales de direcciones N40°-60°E en los materiales del Mioceno superior y Plioceno; a escala geotectónica se relacionaría con la apertura del Golfo de Valencia, cuyos efectos migran en el tiempo de este a oeste, afectando a la Cuenca de Madrid en el Plioceno-Cuaternario.

La actividad tectónica cuaternaria se caracteriza por el mantenimiento del tensor de esfuerzos neógeno, produciendo reajustes de bloques y basculamientos (asociados a fallas normales) de claro control sobre la red de drenaje y sus depósitos (sistemas de terrazas) y fracturación en depósitos aluviales (Pedraza, 1976).

Para estas etapas tectónicas tardías se han propuesto diferentes denominaciones, como Complutense (Martín Escorza, 1976), Intravallesiense (Aguirre *et al.*, 1976), Torrelaguna (De Vicente, 1988) o campo de esfuerzos "Reciente" (Muñoz y De Vicente, 1998). Según este último trabajo, el modelo propuesto para el periodo Plioceno-actualidad consiste en la continuidad del campo de esfuerzos regional con el acortamiento horizontal máximo según NO-SE en régimen de desgarre, pero con una disminución de la magnitud de los esfuerzos; esto conllevaría un cambio en los mecanismos de acomodación de la deformación: dejarían de ser efectivas las fallas inversas NE-SO del Sistema Central, como revelan los datos del relleno de la Cuenca de Madrid (Calvo *et al.*, 1990); y la relajación de los esfuerzos se haría mediante acomodación a pliegues litosféricos, y fallas direccionales NE-SO dextrosas y N-S sinestrosas (con mayor componente normal).

Recientes trabajos que realizan diferentes análisis (fracturación reciente y paleosismicidad) en el sector central de la cuenca de Madrid (Giner *et al.*, 1996b), han permitido acotar dos periodos de mayor actividad tectónica o crisis tectónicas durante el Cuaternario: una en el tránsito Pleistoceno inferior-medio y otra a mitad del Pleistoceno medio.

7.5. LAS CUENCAS CENOZOICAS INTERIORES Y MARGINALES DEL SISTEMA CENTRAL

El Sistema Central presenta una serie de depresiones interiores y marginales elongadas según la dirección general de la cordillera (N70°E), y distribuidas en tres bandas (Garzón *et al.*, 1991): norte, axial y sur. Algunas de ellas se relacionan con las fallas direccionales alpinas, a lo largo de las cuales se encuentran abundantes ejemplos de fenómenos transpresivos y transtensivos, generando cuencas de tipo *pull-apart* y bloques elevados de tipo *push-up* (De Vicente *et al.*, 1994).

Dentro de la CHA se localizan dos de estas depresiones en las que puede encontrarse registro sedimentario cenozoico, y denominadas por su situación Garganta del Villar y Aldea del Fresno-Almorox. La primera pertenecería a la banda septentrional de depresiones, con la anomalía de encontrarse su fondo a más de 1.400 msnm (frente a los 1.100 msnm del resto), y de no enrasar con el *pediment* adyacente, sino con la superficie de paramera; la segunda estaría integrada en las depresiones meridionales, asociada a un bloque desgajado del macizo principal.

Se ha especulado mucho sobre la existencia de depósitos paleógenos y/o neógenos en otras depresiones de la CHA, como la de El Burguillo (Vázquez, 1987) o la de San Martín de Valdeiglesias-El Tiemblo-Cebreros (Pedraza, 1978). Sin embargo, los afloramientos descritos (Navaluenga, Ubanell com. pers.; río Cofio, Pedraza com. pers.) e incluso cartografiados (confluencia Tórtolas-Avellaneda; ITGE, 1990e), han sido finalmente reinterpretados como mantos de alteración arcósicos sobre el sustrato ígneo-metamórfico (Ubanell, com. pers.) o formaciones superficiales poligénicas.

7.5.1. LA CUENCA CENOZOICA DE GARGANTA DEL VILLAR O DEL ALTO ALBERCHE

La fosa del Alto Alberche (Ubanell, 1975) o de Garganta del Villar (Díez *et al.*, 1996) está situada en el sector oriental del macizo Central de la Sierra de Gredos (Sistema Central español), entre las alineaciones montañosas de Villafranca-La Serrota y Aliagas Blancas-Romarcos. Se trata de una depresión intramontañosa alargada en dirección E-O, asociada al *graben* del Alto Alberche (Ubanell, 1981), con una longitud de unos 14 km por una anchura media de 2 km, y forma subromboidal.

**** Depósitos paleógenos***

La presencia en estas áreas de materiales sedimentarios cenozoicos antiguos fue citada por primera vez por Ubanell (1975), habiendo pasado desapercibidos con anterioridad debido a las malas condiciones de afloramiento y a aparecer cubiertos por otros depósitos recientes. Consisten en areniscas arcósicas de grano medio-grueso y matriz arcillosa (illítica-esmectítica), que presentan características coloraciones zonales gris-verdosas y rojo-anaranjadas a escala decimétrica. Por ello, Ubanell (op. cit.) las asimila a los «niveles rojizos-gris ceniza» (N.R.G.C.), descritos por Martín Escorza (1974) en el borde septentrional de la cuenca sedimentaria del Tajo. Se interpretan como depósitos continentales de abanicos aluviales en facies medias con procesos edáficos de hidromorfismo; su edad, por las relaciones de yacencia, podría ser Paleógeno. Estudios posteriores de nuevos afloramientos de facies similares en el valle de Amblés, borde meridional de la Cuenca del Duero, y valle del Tiétar (Garzón, 1980) corroboran y completan esta interpretación y, gracias a hallazgos paleontológicos, fijan su edad en Oligoceno Medio.

Las facies N.R.G.C. se localizan en varios afloramientos aislados y de difícil correlación cartográfica (Díez *et al.*, 1996). El mayor de ellos, ya esbozado por Ubanell (1975), ocupa el borde septentrional de la fosa entre el cementerio de S. Martín de la Vega y Cepeda la Mora. El contacto con los materiales graníticos se realiza mediante un sistema de fallas inversas de dirección OSO-ENE, mientras que los sistemas de dirección NNO-SSE condicionan la disposición de los valles que cortan la continuidad lateral del afloramiento. Los otros afloramientos se sitúan en posiciones más orientales, cerca de Prados de los Molinos y de La Peña, aparentemente aislados del primero, y donde las arenas se encuentran cementadas por variedades de la sílice.



Fotografía 7.13. Afloramiento de niveles arcósicos en facies NRGC dentro de la cuenca cenozoica de Garganta del Villar.

Se trata de arenas arcósicas de grano medio-grueso, con matriz arcillo-limosa, ligeramente cementadas, de colores rojizo-anaranjados con niveles y zonas de tonalidades grisáceas-verdosas. No presentan laminaciones ni estructuración interna, aunque sí se observan superficies de discontinuidad subhorizontales asintóticas de aspecto acreccional; también una hojosidad a modo de "esquistosidad" de fractura incipiente, que corta a las discontinuidades (Figura 7.8). Su mineralogía global está constituida fundamentalmente por cuarzo (10-20 %), feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico, entre 10 y 20 %) y filosilicatos (60-70 %); en algunas muestras pueden aparecer pequeñas cantidades de calcita relacionada con procesos edáficos. La mineralogía de arcillas está compuesta principalmente por esmectita de carácter dioctaédrico (d(060)=1,500Å); en todas las muestras también aparece illita en cantidades siempre inferiores al 10% e indicios de caolinita y paligorskita.

Localmente contienen gravas matriz-sostenidas, cantos e incluso pequeños bloques de cuarzo, fragmentos de rocas ígneas y metamórficas, y en el sector oriental, concreciones dispersas de colores claros. Estos nódulos presentan una mineralogía global formada por calcita (95%), cuarzo (5%) e indicios de feldespato y filosilicatos. Su mineralogía de arcillas está compuesta casi en su totalidad por esmectitas dioctaédricas similares a las anteriores, e indicios de illita. Hacia techo, cerca del contacto con el conjunto suprayacente, adquieren colores verdosos característicos de fenómenos de óxido-reducción. La potencia máxima observable corresponde al afloramiento de El Bonal, donde es de unos 3 m, mientras en las zanjas se llegan a apreciar unos 2 m. Localmente, estas facies se encuentran dispersas en materiales arcósicos de color beige-anaranjado (ermita de San Roque).

En las arenas arcósicas, tanto la illita como la caolinita pueden tener su origen en la alteración del basamento hercínico formado por migmatitas y granitoides (Garzón, 1980). La caolinita está asociada al desarrollo de saprolitos caoliníticos, que presentarían mayor desarrollo allí donde se forman sobre sustratos graníticos. Estos saprolitos están muy extendidos en todo el basamento

hercínico, relacionados con una paleosuperficie (García-Talegón *et al.*, 1994). Una sección característica de estos perfiles de alteración presenta: una zona inferior compuesta principalmente de filosilicatos de tipo 1:1 (≅71%) formada fundamentalmente por minerales del grupo del caolín (caolinita, caolinita desordenada y 7Å-halloysita), y una zona superior silicificada por ópalo, compuesta por la parte alta del saprolito y una fina cobertera sedimentaria siderolítica; aquí, el contenido de filosilicatos es algo menor (≅40%) y en algunos casos muestra características pedogenéticas.

La aparición de la illita está más ligada con sustratos de carácter gnéisico (Rodas *et al.*, 1990), en este caso migmatítico. Los datos de cristalinidad de la illita sitúan este conjunto de materiales en el campo de la anquizona, zona intermedia entre la diagénesis y el metamorfismo. Estos materiales paleógenos solamente han sufrido procesos de diagénesis temprana, lo que implica un carácter heredado para estas illitas anquimetamórficas.

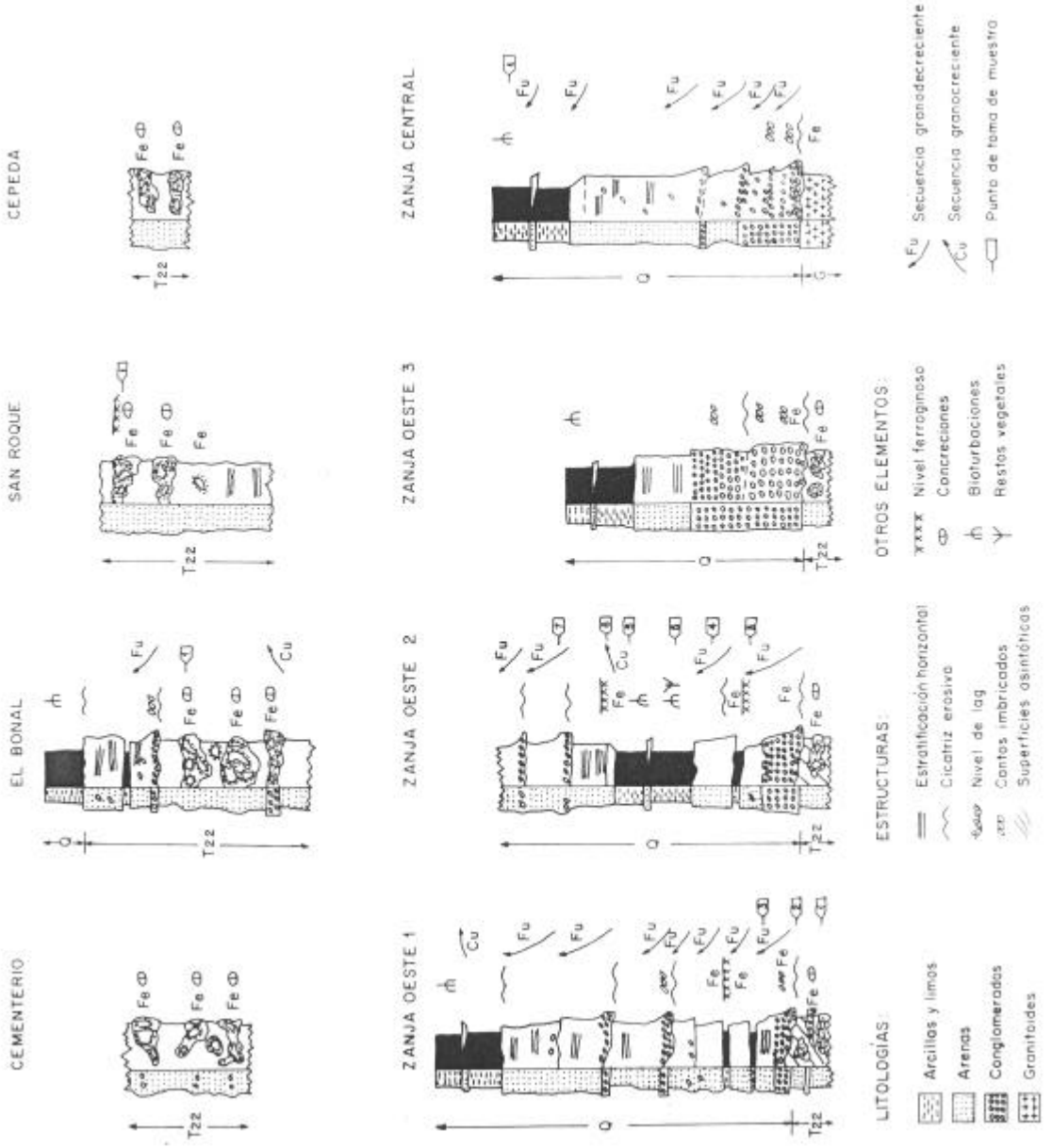
La paligorskita, aparece asociada a procesos edáficos en los sedimentos eocenos cercanos a la zona de estudio (Rodas *et al.*, 1994), donde algunos encostramientos están constituidos casi en su totalidad por este mineral. Estos autores indican que bajo condiciones de clima árido, las paligorskitas se generarían por el reemplazamiento de esmectitas trioctaédricas o que estas esmectitas actuarían como lugar de nucleación para la paligorskita. Para que se produzca su precipitación es necesaria una alta actividad de Mg y Si, y un pH aproximado de 8 (Velde, 1985; Jones & Galán, 1988; y Rodas *et al.*, 1994). En estas cuencas, las fuentes de magnesio estarían relacionadas con la circulación de aguas freáticas alcalinas generadas a partir de las dolomías cretácicas del área madre.

Los sedimentos objeto de estudio presentan unas características similares a las mencionadas anteriormente, si bien no parece que pudo existir ninguna fuente de Mg capaz de generar la concentración necesaria para la formación de paligorskita, al no haber llegado a estas longitudes meridianas la deposición de carbonatos cretácicos. Por lo tanto, el origen más probable para esta paligorskita es el heredado, fruto de la reelaboración de encostramientos intercalados en sedimentos paleógenos (Paleoceno-Eoceno) del ciclo silíceo e inicios del ciclo arcósico.

Las esmectitas de los sedimentos paleógenos pueden tener un origen mixto heredado-neoformado: debieron formarse por procesos de arenización de los granitoides en zonas mal drenadas (Millot, 1970 y Garzón, 1980), o neoformarse en estos depósitos.

Por último, los nódulos carbonáticos, en su proceso de crecimiento, engloban fragmentos de las arcosas en las que crecen, por lo que la pequeña proporción de filosilicatos que contienen es similar a la mineralogía de arcillas de aquéllas (esmectita e illita como mayoritarios). La ausencia de paligorskita confirma su carácter detrítico, ya que si fuera neoformada estaría concentrada en estos niveles edáficos, a los que suele estar asociada.

Figura 7.8. Columnas sedimentológicas de los materiales paleógenos (T_{22}) y cuaternarios (Q) en la cuenca de Garganta del Villar.



Para el relleno sedimentario paleógeno de estas cuencas, de forma semejante a las grandes cuencas circundantes (Duero y Madrid-Tajo), se han establecido dos secuencias deposicionales (Garzón *et al.*, 1991; ver apartado 7.4.3). Otros autores prefieren correlacionar los rellenos de estas cuencas, sobre todo las internas, con las unidades informales descritas para los depósitos cenozoicos que recubren el Macizo Hespérico (Martín Serrano, 1991), definidos en sectores más occidentales:

* Serie siderolítica; depósitos de origen fluvial compuestos mayoritariamente por conglomerados y areniscas de cuarzo y caolinita con cementaciones de hierro y sílice (dando corazas), fosilizando el manto de alteración caolinítico; son policrónicos, abarcando desde el pre-Paleoceno (Cretácico superior) a Paleoceno.

* Unidad arcósica; sedimentos fluvio-lacustres no siderolíticos constituidos por arcosas con elementos menos maduros (clastos polimícticos, arcilla esmectítica e ilítica o paligorskítica), y cementados por carbonatos y sílice; su edad es Eoceno medio-superior a Oligoceno.

* Serie roja; granulometrías gruesas polimícticas con predominio de la cuarcita y material poco maduro (biotita, feldespato, fragmentos de pizarra); corresponden a abanicos aluviales o sistemas fluviales de baja sinuosidad, presentando encostramientos carbonatados en sus zonas distales; edad Mioceno inferior.

* Series ocres; facies proximales de última etapa de relleno y contemporáneas a la elaboración de la superficie fundamental de los bordes; corresponden a terrígenos aluvionares de sistemas fluviales alta sinuosidad, mineralógicamente maduros (algo de caolinita); la edad abarca desde Mioceno medio a Plioceno.

**** Depósitos cuaternarios***

Por lo que respecta a los materiales cenozoicos más recientes (Plioceno-Holoceno), se pueden distinguir varios conjuntos:

* Depósitos asociados a los conos de deyección; compuestos fundamentalmente por aglomerados granosostenidos, con bloques de 10 a 20 cm de cuarzo y granitoides, y matriz limo-arcillosa con abundante materia orgánica; presentan escasa compactación y no se observan notables diferencias entre las distintas etapas de aluvionamiento distinguidas.
* Depósitos asociados a los *glacis* mixtos y laderas de la vertiente septentrional; se trata de aglomerados matrizsostenidos constituidos por bloques de granitoides y cuarzos muy heterométricos empastados en matriz arcillo-limosa con abundante materia orgánica; escasamente consolidados y muy afectados por procesos edáficos actuales.
* Depósitos aluviales-coluviales de fondo de vaguada de tributarios y navas endorreicas; arcillas limosas con abundante materia orgánica y enriquecimientos locales de óxidos de hierro debido a fenómenos estacionales de gleyzación.
* Secuencia de relleno del fondo de la fosa; corresponde a depósitos fluviales (de canal y llanura de inundación) junto a aportes de las laderas.

7.5.2. LA DEPRESIÓN ALDEA DEL FRESNO-ALMOROX O SUBFOSA DEL ALBERCHE

Se trata de una cuenca marginal o de borde, alargada según la dirección NE-SO, con una longitud de unos 20 km y anchura máxima de 6 km, situada en las proximidades del contacto entre el Sistema Central y la Cuenca de Madrid, de la cual no se encuentra totalmente individualizada. El límite septentrional con los materiales del Sistema Central se verifica mediante la falla meridional o del borde sur (ver apartado 7.3.3), mientras que el límite meridional lo constituye un frente de escarpes denominado "alineación morfológica bajo Alberche-Perales" (Pedraza, 1976), culminado puntualmente por el afloramiento de un bloque granítico en Garciotum (Martín Escorza, 1974); los límites nororiental y suroccidental vienen marcados por dos lineaciones morfotectónicas: Cebreros-Picadas y Almorox-Navalperal (Schwenzner, 1936), respectivamente.

Su relleno sedimentario cenozoico, condicionado por la actividad subsidente de la fosa, está formado por materiales paleógenos, neógenos y cuaternarios, habiéndose distinguido los tres ciclos característicos de las depresiones interiores: prearcósico, arcósico y postarcósico (Pedraza, 1978).

**** Ciclo prearcósico***

Los materiales del ciclo prearcósico quedan limitados a los afloramientos de depósitos siliciclásticos cementados en la base de la discordancia que definen los materiales del ciclo arcósico respecto al sustrato ígneo-metamórfico, allí donde no se encuentra tectonizados.

**** Ciclo arcósico***

La mayor parte del relleno de la depresión se engloba dentro del ciclo arcósico, con facies de bloques, gravas, arcosas masivas y fangos arcósicos con edades que comprenden hasta el Mioceno superior. En las fincas de El Santo, El Rincón y en la trinchera del ferrocarril abandonado se han descrito depósitos paleógenos asimilables a las facies N.R.G.C. (Martín Escorza, 1974).

**** Ciclo post-arcósico***

Por último, los depósitos cuaternarios más extensamente representados son las formaciones superficiales aluviales, tanto fluviales (sistema de terrazas del río Alberche) como asociadas a abanicos aluviales y torrentes; amplias extensiones ocupan las formaciones superficiales poligénicas, fruto de la combinación de procesos gravitacionales y arroyada; puntualmente se encuentran formaciones superficiales ligadas a procesos eólicos.

- Depósitos aluviales del sistema de terrazas del río Alberche en la D.A.F.A.

Las formaciones superficiales aluviales son petrológicamente semejantes a las del Alberche y sus tributarios fuera de esta depresión marginal (cuenca de Madrid). Las dataciones de los depósitos fluviales, ante la ausencia de datos geocronológicos, normalmente se han establecido por relaciones geomorfológicas respecto a sistemas fluviales generales (terrazas del Tajo) o mejor estudiados (Jarama, Manzanares, Guadarrama, etc.).

Únicamente se dispone de una datación indirecta por métodos arqueológicos para los materiales aluviales gruesos (aglomerado de cantos masivo) que constituyen una terraza baja del río

Alberche en el sector de Calalberche, gracias a la aparición de restos de industria lítica acheuliense (lascas de núcleo y talones facetados con la técnica *levallois*; amablemente cedidos por el Sr. Benito), que permitirían datar estos niveles como Paleolítico medio (Pleistoceno superior, entre 30.000 a 40.000 años; M. Santonja Gómez, com. pers.).

- Formaciones superficiales poligénicas

Se trata de mantos extensos y de escaso espesor asociados a *glacis* de recubrimiento o *glacis*-terraza, muy abundantes en las zonas de enlace de los escarpes de la L.M.M. con la parte superior del sistema de terrazas del río Alberche (margen derecha). Están constituidos fundamentalmente por arenas y gravas de naturaleza arcósica, con cantos de cuarzo y cuarcita dispersos subredondeados, a veces rubefactados y algo cementados.

Pedraza (1975, 1976 y 1978) ha definido tres niveles distintos de recubrimiento en este sector, asociados a otras tantas generaciones de superficies con perfil de *glacis*:

1) Niveles superiores, constituidos por una débil cobertera de depósitos procedentes de la degradación de la raña, por lo que se les atribuye una edad pliocuaternaria.

2) Niveles intermedios, cubiertos por depósitos mixtos (fluviales-coluviales) con litologías equivalentes a lo que en otras zonas se ha denominado "rañizo"; es decir, un conglomerado grosero de cantos de cuarcita y cuarzo subredondeados, a veces con bloques y con una gran rubefacción; la matriz es fundamentalmente grava y posee una cierta cementación. Bajo ellos se sitúan depósitos de un *glacis*-terraza formado por gravas rubefactadas y discordantes sobre ellas un coluvión también rubefactado más grosero. Ambos niveles pueden considerarse de edad Pleistoceno inferior.

3) Niveles bajos, cuyo depósito es fruto de la coalescencia de conos de deyección, formado por grava y limo procedente de las laderas y los tributarios del río Alberche; por correlación se le ha asignado una edad Pleistoceno superior.

- Depósitos de origen eólico

Tan sólo se han localizado algunos niveles arenosos de naturaleza arcósica atribuibles a génesis eólica. Se localizan intercalados entre formaciones superficiales fluviales arenosas (terrazas del río Alberche) y recubrimientos aluviales-coluviales (*glacis* de recubrimiento) en el arroyo Berciana. Consisten en cuerpos plano-lenticulares de 1,5 a 2 m de potencia con laminaciones cruzadas planares (en ocasiones de surco) con elevados ángulos (35-40°); lateralmente se acuñan o son cortados por depósitos arenosos de claro origen fluvial. La laminación está definida por microsecuencias de arenas gruesas a arenas finas, encontrándose pequeños clastos de tamaño grava en las caras de avalancha. Se interpretan como pequeñas dunas subaéreas que removilizan los depósitos arenosos de la terraza fluvial y el *glacis* asociado. Las dataciones realizadas mediante la técnica de termoluminiscencia óptica de estimulación láser ofrecen valores de *cal.* 13,18 ± 1,17 Ka B.P., correspondiente al tránsito entre la etapas Allerød y Dryas reciente (*Younger Dryas*); este periodo tardiglaciar, frío y seco, favoreció la ausencia de vegetación y el descenso de los niveles freáticos, permitiendo la removilización eólica de los depósitos arenosos de la llanura de inundación. Coincide con etapas de removilización eólica generalizadas reconocidas en otros lugares de la cuenca de Madrid (Rendell *et al., 1996*) y la submeseta septentrional (Bateman y Díez, 1999).

**** Neotectónica alpina de la depresión***

Pedraza (1975, 1976 y 1978) enumera diferentes criterios que parecen mostrar una neta tendencia subsidente de esta depresión desde el Mioceno a la actualidad, tanto morfológicos (escalonamiento de niveles de superficies) como tectónicos: hundimiento bajo el talweg actual de niveles de terraza medios, basculamientos, contactos fallados, espesores anómalos del aluvial, etc. Aunque la actividad neotectónica de la depresión parece haber sido continuada, los niveles de terraza afectados (+30 m) de edad Pleistoceno medio a superior, parecen situar en este lapso temporal la principal crisis tectónica cuaternaria en la subcuenca.

7.6. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS

7.6.1. PRINCIPALES FORMACIONES ACUÍFERAS SUBTERRÁNEAS

Existen dos grandes conjuntos de formaciones acuíferas en la CHA: acuíferos propiamente dichos, con altas capacidades de almacenamiento y/o flujo subterráneo de agua; y acuicludos y acuitardos, que tienen limitadas sus capacidades de transmisión por su baja permeabilidad o por la anisotropía de distribución de los niveles permeables.

Dentro de los acuíferos, por su génesis se pueden diferenciar tres grupos principales:

a) Fisurales por fracturación o acuíferos de rocas duras

Están constituidos por rocas ígneas y metamórficas (granitoides, gneises, pizarras, cuarcitas...). Estas rocas pueden considerarse en conjunto impermeables por porosidad, pero la presencia de fracturas (diaclasas y fallas) y de formaciones superficiales alteríticas (zonas de arenización), posibilita la existencia de agua en el subsuelo en determinadas zonas a modo de bandas discontinuas. Este carácter discontinuo y puntual ha producido que durante mucho tiempo no se hayan considerado formaciones acuíferas, pero actualmente se estudian como "acuíferos en rocas duras", aplicando modelos hidrogeológicos específicos.

La recarga o infiltración del agua en el subsuelo se realiza fundamentalmente en las zonas más elevadas, proceso favorecido por las altas precipitaciones nivales y pluviales existentes, así como por la morfología a modo de superficies escalonadas de los relieves serranos. Además, la retención nival en las cumbres ejerce un efecto de regulación de la infiltración, lo cual favorece el carácter perenne de las fuentes y manantiales en este espacio.

La descarga se produce en forma de manantiales, en aquellos lugares donde la superficie topográfica corta la freática, originando con frecuencia zonas encharcadas en navas y vaguadas, que reciben el nombre de "tollas", "trampales" o "paulares".

El aprovechamiento fundamental deriva del uso de los manantiales para abastecimiento urbano e instalaciones ganaderas; los caudales son escasos aunque con cierta permanencia estacional. Sólo puntualmente se han realizado captaciones, aunque por los caudales limitados y el carácter anisótropo de las rocas, se trata de perforaciones de amplio diámetro (varios metros de embocadura) que tratan de recoger el máximo número de discontinuidades en la roca (diaclasas). En los últimos años se han establecido diversos modelos termodinámicos y de balance y transferencia de masas entre las aguas subterráneas y las rocas graníticas, encontrando reacciones químicas termodinámicamente posibles para justificar casi todas las composiciones (Martín-Loeches *et al.*, 1996).

El plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997) los denomina "conjunto de acuíferos de interés local (Sierra)", bajo la numeración de las unidades hidrogeológicas UH 99.

b) Cársticos por fracturación y carbodisolución

Se trata de acuíferos desarrollados en rocas sedimentarias o metamórficas de naturaleza carbonática (dolomías, calizas, margas, mármoles...), en los que el almacenamiento y/o flujo del agua se produce a favor de las fisuras (diaclasas y fallas), como ocurría en los acuíferos fisurales por fracturación, pero que normalmente están ensanchadas por procesos de carstificación (carbodisolución). Por lo tanto el agua de la zona freática se encuentra en auténticas cavidades (micro- a macrooquedades) que en el caso de estar conectadas producen acuíferos de altísima transmisividad (valores entre 250 y 2000 m^2/día).

Pueden definirse tres variantes de estos acuíferos: fisurales-cársticos en las calizas cristalinas (mármoles y rocas de silicatos cálcicos), semejantes a los fisurales por fracturación pero con incipiente carstificación; cárstico-fisurales en los niveles carbonáticos sedimentarios (calizas y dolomías), donde predominan los fenómenos cársticos y el desarrollo de cuevas y oquedades; y cárstico-detríticos en rocas sedimentarias detríticas con cemento carbonático (areniscas dolomíticas y areniscas calcáreas), que combinan la carstificación sobre el cemento (produciendo cavidades) y la utilización de la porosidad del esqueleto residual (arena).

Pueden distinguirse aquellos sectores en los que estas formaciones acuíferas están aflorantes, fundamentalmente en la orla adosada a los materiales ígneo-metamórficos del piedemonte de la Sierra (área de Valdemorillo), de aquellos otros en los que aparecen cubiertas por materiales sedimentarios cenozoicos que constituyen otro tipo de formaciones acuíferas.

c) Acuíferos detríticos por porosidad

Se trata de acuíferos cuyo flujo y almacenamiento aprovecha la porosidad intergranular de rocas sedimentarias detríticas escasamente cementadas y consolidadas. Ocupan buena parte del sector meridional de la CHA y sectores restringidos del sector septentrional, aunque pueden diferenciarse distintas modalidades en función del carácter de sus superficies freáticas (libres o cautivas) y de la granulometría de los conjuntos litológicos detríticos a los que se asocien:

* *Acuíferos detríticos libres asociados a formaciones superficiales*; corresponden a zonas de depósitos cuaternarios detríticos muy homogéneos en los que la superficie freática se sitúa próxima a la superficie topográfica y el flujo es netamente isótropo. Según su granulometría pueden distinguirse:

- Formaciones superficiales gruesas y muy gruesas, formadas por bloques, cantos y gravas, normalmente de coluviones (canchales y pedreras), situadas mayoritariamente de forma dispersa en las laderas de la Sierra, cubriendo y alimentando los acuíferos fisurales; su alimentación se realiza por fusión nival, precipitación directa e infiltración de corrientes fluviales (arroyos); la descarga se produce mediante manantiales, en ocasiones con importantes aportaciones.
- Formaciones superficiales finas o mixtas, formadas por gravas, arenas y limos, normalmente aluviones (sistemas de terrazas, llanuras aluviales y llanuras arenosas), situadas sobre cualquiera de las otras formaciones acuíferas; pueden diferenciarse dos importantes sistemas hidrogeológicos:

- Aluviales, asociados a los principales cursos fluviales y dispuestos en ambas márgenes, a modo de franjas de diferentes direcciones; la recarga se produce fundamentalmente por infiltración de parte de los caudales de las corrientes fluviales, y la descarga a otras formaciones acuíferas infrayacentes.

- Mantos de meteorización, asociados a la alteración de los conjuntos rocosos infrayacentes, normalmente relictos de paleoalteraciones allí donde no han sido desmanteladas (cumbres, paramera y divisorias), con espesores inferiores a 10 m; la recarga se produce por la lluvia y fusión nival, y la descarga a manantiales y otras formaciones acuíferas infrayacentes por goteo lento.

* *Acuíferos detríticos semicautivos anisótropos*, formados por alternancias heterogéneas de gravas polimícticas, arenas arcósicas y subarcósicas, limos y arcillas asociadas a facies medias de abanicos aluviales cenozoicos.

Se trata de acuíferos altamente anisótropos, puesto que el agua está contenida y circula preferentemente por las intercalaciones lenticulares de los detríticos más groseros, fundamentalmente concentrados en paleocanales del sistema aluvial; de ahí que las transmisividades sean bajas, aunque con fuertes variaciones locales. Además la superficie freática está semicautiva, puesto que los niveles lenticulares más permeables suelen estar contenidos entre niveles más impermeables (arcillas), correspondientes al depósito de llanura aluvial; ello condiciona que existan sondeos y pozos de aprovechamiento con funcionamiento artesiano.

La recarga se produce principalmente por la infiltración del agua de lluvia en los interfluvios, percolación desde otros acuíferos superficiales suprayacentes, y en menor medida por la infiltración de ciertos arroyos y lagunas, y retornos de riegos; la descarga puede realizarse mediante varios mecanismos: directamente al cauce de los principales ríos, en manantiales situados donde la superficie topográfica intersecta los niveles permeables, bombeos, y lagunas y charcas.

Aunque existen varios pequeños acuíferos detríticos individualizados en la CHA (fosa de Garganta del Villar), destaca por su dimensión e importancia hidrogeológica el acuífero detrítico de la cuenca de Madrid.

Finalmente, existen otra serie de formaciones acuíferas de tipo acuitardo y acuicludo detríticas, normalmente constituidas por materiales de baja permeabilidad (arcillas y limos), o con niveles permeables intercalados entre conjuntos impermeables altamente anisótropos (vertederos y acumulaciones antrópicas). En principio deben descartarse por su escasez y aleatoriedad de recursos, aunque no es imposible que en ocasiones presenten intercalados niveles acuíferos detríticos intercalados susceptibles de ser aprovechados.

7.6.2. ACUÍFERO DETRÍTICO DE LA CUENCA DE MADRID

Se encuentra comprendido dentro de la unidad hidrogeológica 05 (Madrid-Talavera) de la cuenca 03 (Tajo), que abarca parcialmente tres provincias (Guadalajara, Madrid y Toledo) de dos comunidades autónomas (Madrid y Castilla-La Mancha). Dicha unidad presenta una superficie de 6.300 km^2, estando definida por una poligonal envolvente de nueve vértices elongada en dirección SO-NE. Comprende total o parcialmente las cuencas de los ríos: Tajo, Henares, Jarama, Manzanares, Guadarrama y Alberche; así como los embalses de Castrejón, Cazalegas y El Pardo. El plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997) subdivide la unidad hidrogeológica UH 05 dentro

de la CHA en dos subunidades, separadas por el límite provincial administrativo: SUH 05-1 (Madrid) y SUH 05-2 (Toledo).

Los límites de la unidad hidrogeológica, por el norte y suroeste, son materiales proterozoicos y paleozoicos considerados impermeables a nivel regional, y la Unidad Tiétar, prolongación del acuífero hacia el oeste. Hacia el noroeste se sitúan materiales mesozoicos, más transmisivos, que pueden recargar por drenaje diferido al acuífero. El límite suroeste está ocupado por materiales evaporíticos cenozoicos, considerados impermeables salvo por fisuración y carstificación.

El acuífero es libre, confinado o semiconfinado (en función de la zona y profundidad del tramo considerado) presentando características de acuitardo. Su espesor medio es difícil de establecer, con una potencia media del relleno de la cuenca de 1500 m y espesores máximos de 3000 m. Los parámetros hidráulicos son (Sánchez, 1995):

- Transmisividad = 5-200 m^2/día, en los 200-400 primeros metros de la zona saturada; los valores más frecuentes están en el intervalo 1-25 m^2/día.
- Coeficiente de almacenamiento = $10^{-2} – 10^{-3}$
- Porosidad eficaz = $10^{-1} – 10^{-2}$
- Permeabilidad horizontal = 0,25 m/día
- Permeabilidad vertical = 0,25· 10^{-3} m/día

Los caudales medios son del orden de 7 a 10 l/s, con máximos excepcionales de 100 l/s (Fuencarral), y valores promedios de caudales específicos de 0,27 l/s· m, que se distribuyen según zonas: 0,13 Alberche; 0,36 Guadarrama; 0,29 Manzanares; 0,26 Jarama; 0,12 Henares.

Las entradas fundamentales de recursos al sistema se producen por infiltración del agua de lluvia, bien a través de los afloramientos de materiales paleógenos y neógenos (recarga media de unos 325 hm^3/a), o bien de los afloramientos cuaternarios (recarga media de unos 125-150 hm^3/a); en conjunto los recursos renovables del acuífero podrían estimarse en unos 450-475 hm^3/a, aunque algunas estimaciones han propuesto cifras de hasta 845 hm^3/a. El plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997) estima los recursos subterráneos renovables en 1.539 hm^3/año, de los cuales, el sistema Madrid-Talavera supondría 401 hm^3/año y el aluvial del río Alberche 62 hm^3/año.
Las salidas se producen por drenaje a los principales ríos o por extracciones. Se calcula que las aportaciones a los ríos son del siguiente orden: Alberche, 36 hm^3/a; Guadarrama, 48 hm^3/a; Jarama, 36 hm^3/a; Henares, 29 hm^3/a; y Manzanares, 27 hm^3/a. Las extracciones se aproximan a 150 hm^3/a, fundamentalmente para demanda agrícola (100 hm^3/a), urbana e industrial (50 hm^3/a). La diferencia de este total respecto a las entradas equivale al drenaje directo al río Tajo.

Aunque con simplificaciones notables, puede admitirse la existencia de una superficie piezométrica regional, sensiblemente paralela a la topográfica. Su configuración condiciona la existencia de flujos subverticales descendentes en las áreas de recarga del acuífero (interfluvios) y ascendentes en las de descarga (valles fluviales): la circulación es aproximadamente subhorizontal en el resto del recorrido del agua. Presenta gran inercia frente a las modificaciones de la superficie piezométrica, por lo que únicamente acciones prolongadas y concentradas (bombeos) tienen efectos apreciables a medio plazo. El flujo es tridimensional y de dimensión regional, con una componente generalizada NO-SE (hacia el río Tajo), como puede deducirse del gradiente en la disposición general de las isopiezas.

Respecto a la calidad del agua, predominan facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas, bicarbonatadas sódicas y sulfatadas cálcicas. Los valores más frecuentes (modales) y máximos de algunos parámetros químicos se recogen en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Valores frecuentes y máximos de parámetros químicos correspondientes a las aguas de la unidad hidrogeológica Madrid-Talavera (Sánchez, 1995).

Parámetro químico	Moda	Máximo
Residuo seco (mg/l)	650-700	2000
Cl^- (mg/l)	50	2700
SO_4^{-2} (mg/l)	150	6500
NO_3^- (mg/l)	15-30	177
NO_2^- (mg/l)	0,5	

Su clasificación para abastecimiento es químicamente aptas en su mayor parte, con limitaciones puntuales por exceso de sulfatos, Mg y otros iones; es típica la alcalinización del agua, con enriquecimiento en Na. Para el riego se consideran generalmente aptas, con limitaciones locales por exceso de sales disueltas.

7.6.3. LOS MANANTIALES EN LA CHA

Los puntos de surgencia natural de agua subterránea o subsuperficial a la etapa superficial se han englobado bajo el epígrafe de manantiales, para evitar su confusión con las connotaciones artificiales del término fuente.

Se localizan distribuidos de forma irregular por todo el área de estudio, con una mayor densidad en el sector septentrional correspondiente a las sierras de Gredos, Malagón y Guadarrama y sus piedemontes, y disposiciones más aleatorias en las márgenes de los principales valles fluviales.

Por su génesis, y en relación con la su origen hidrogeológico, podrían diferenciarse varios tipos de manantiales, según que la superficie del terreno (laderas o vertientes) intersecte:

a) Bandas de trituración (fracturas y diaclasas) y zonas de meteorización (arenización) que afectan a los materiales ígneo-metamórficos. Corresponden a manantiales de escasa entidad y fuerte estacionalidad alineados cartográficamente en dichas bandas, donde el agua suele dar origen a pequeños arroyos o áreas encharcadas (tollas).

b) El contacto entre formaciones superficiales detríticas no consolidadas (coluviones o aluviones) y el substrato impermeable. En ocasiones, cuando la formación superficial tiene un importante desarrollo areal y de espesor, y régimen de alimentación nival, pueden llegar a aportar importantes caudales y restringir su estacionalidad.

c) Conductos, fisuras y niveles de carstificación situados bajo el nivel freático, dando manantiales con buen caudal base. Algunos de ellos dan origen a arroyos y son importantes contribuciones a los ríos en cuyas inmediaciones manan.

d) Niveles de mayor permeabilidad correspondientes a intercalaciones lenticulares arenosas y de gravas, situadas en los materiales cenozoicos. Suelen tener escasa entidad y una fuerte estacionalidad, dando origen a pequeños arroyos y caces.

Por lo que respecta a la calidad de las aguas, la mayor parte poseen excelentes características organolépticas (transparencia, ausencia de olor y sabor), escasa mineralización y excelentes condiciones microbiológicas. Predominan las aguas bicarbonatadas cálcicas, sobre todo en los

manantiales cársticos, donde también son frecuentes bicarbonatadas magnésicas; puntualmente se localizan aguas sulfatadas sódicas (manantiales de tipo d), sulfúricas o férricas.

Como excepción destacan los manantiales adosados al límite entre el piedemonte serrano y la cuenca, que en ocasiones presentan altas mineralizaciones (aguas salobres) e incluso temperaturas superiores a las que correspondería a sus áreas de recarga (aguas semitermales). Parece ser que se relacionan con flujos ascendentes de aguas profundas asociados al sistema de fracturas del límite morfotectónico meridional, que aprovechan las bandas de trituración para emerger (Sastre, 1978). La toponimia de estos lugares se ha hecho eco de dicha particularidad: El Salobral (2), La Salabrosa...; asociados a estos salazares se encuentran vegetación de tarays y cultivos de hortalizas.

También existen aguas de fuerte mineralización (Na y K) en las proximidades de Talavera de la Reina, en este caso asociadas a flujos profundos regionales de las aguas subterráneas del acuífero, que por el alto tiempo de permanencia en contacto con las formaciones detríticas, reaccionan y se cargan de iones solubles; la conductividad aumenta desde Escalona (≈ 700 µs) hasta Talavera, cerca de la desembocadura (≈ 1000 µs ó muy superiores) y a los puntos de surgencia se asocia vegetación de tarays y juncos (*Juncus scircus* y *Juncus acutus*).

8. CONFIGURACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Todo aquello que está debajo de la tierra,
el tiempo lo sacará a la luz del Sol.

Horacio

8.1. ANTECEDENTES

8.1.1. ANTECEDENTES REMOTOS (HASTA EL SIGLO XVII)

Quizás la primera descripción geográfica de las inmediaciones de la cuenca del río Alberche esté incluida en la obra del geógrafo greco-romano Estrabón, quien recopiló testimonios aportados por otros autores (Artemidoro, Polibio y, sobre todo, Posidonio), ya que él nunca pisó territorio hispano. El libro III de su *Geografía* (año 7 a.C. a 18 d.C.), dedicado a Hispania, recoge algunas referencias puntuales al relieve del centro peninsular; en su cuarto periplo ("*De las Columnas a los Pirineos*") habla de una Hispania interior «*... vasta y heterogénea; la mayor parte de ella es escabrosa y está bañada por ríos, pues a través de ella discurren el Anas* [Guadiana], *el Tago* [Tajo] *y otros cuantos ríos que, yendo a parar al mar occidental* [Atlántico], *tienen su origen en Celtiberia.*»

Tras un amplio paréntesis temporal, el geógrafo hispano-musulmán Al Idrisi (Ceuta, 1100- ¿?, ¿1171?), en su tratado geográfico escrito para el rey siciliano Rogerio II (*Libro de Roger*) durante la Alta Edad Media, hace algunas referencias al relieve peninsular, ubicando Talavera dentro de la comarca de *Xerrath* ("de las sierras") junto con Toledo, Madrid, Al-Fahmin, Guadalajara, Uclés y Huete; además indica que la Península está dividida en dos partes por una gran cadena de montañas.

8.1.2. ANTECEDENTES ANTIGUOS (SIGLOS XVIII Y XIX)

Una de las primeras observaciones de índole geomorfológica realizada en las inmediaciones de la CHA procede de la conocida obra del franciscano José Torrubia (1698-1761) "*Aparato para la Historia Natural Española*" (1754). En el capítulo XXVI ("*Concluyese por otros fundamentos ser improbable la suposicion de los nuevos Montes*"), epígrafe 185 (página 139) escribe:

> " Para què necessitamos ir tan lexos ? Dentro de Casa, y junto à la Corte, de pocos años acà, se ha observado lo mismo. Dista de Madrid tres leguas el Lugar de *Majadahonda*, cuyos Alcaldes, y Viejos hacen vèr claramente à los Religiosos, que assi lo cuentan, toda la Iglesia, y el Lugar entero de *Brunete*, distante de alli como dos leguas desde la puerta de su Iglesia; assegurandoles, que cinquenta años antes, desde alli mismo, solo se vìa el chapitèl de la Torre. Sucede aqui lo mismo, que *Su Reverendissima* (*n*) cuenta de su Monasterio de *San Mancio*, y *Rio-Seco*. Dice *Su Reverendissima*, que le asseguraron, siendo mozo, que sesenta años antes, desde *San Mancio*, solo se descubrian las puntas de las Torres de *Rio-Seco*, y que aora se vè todo el Lugar. Aqui quiere *Su Reverendissima*, que suceda esto, *porque el suelo interpuesto se ha baxado*; pues este exemplar, què contribuye para probar, que crecen Montes nuevos ? A nuestro caso digo, que yo no sè si

> ha crecido de nuevo la tierra sobre que està la Iglesia de *Majadahonda*, ò si ha tenido elevacion el sitio de la fundacion de *Brunete.* Los de uno, y otro Lugar contextan la novedad, sin haver notado en sus tierras el menor incremento. Lo que creen es, que el agua quitò del cuerpo medio tierra de una parte, y la diò à otra, con lo que se proporcionò, sin crecer monte alguno de nuevo por jugo sensiblemente liquido, la vista de los dos Lugares. Yà vè el Lector à lo que se reduce la *suposicion de la nueva generacion de Montes*; falta aora saber, si puede sufragar à la solucion del Problema lo que se dice de los *Uracanes*.
>
> (*n*) Feyjoò *tom.* 2. *de Cartas, cart.* 15. *num.* 14. *pag.* 211. *mihi*."

Torrubia se hace eco de los comentarios de los habitantes de Majadahonda, quienes afirman que desde su pueblo se puede divisar la iglesia y el pueblo de Brunete, cosa que no ocurría cincuenta años antes. Propone como explicación de este fenómeno la simple erosión de los terrenos que median entre ambas localidades, negando otras hipótesis que lo atribuyen al levantamiento del terreno sobre el que se asientan. Esta nota se enmarca en la polémica que, en torno a la posibilidad de generación de relieves montañosos recientes, mantenían el propio Torrubia y el benedictino Jerónimo Feijoo (1676-1764). Este último otorgaba un papel importante a los terremotos en los cambios de configuración de los continentes, formándose las montañas "*por si mismas*" de manera diferencial, gradual y continua a lo largo del tiempo; mientras que Torrubia se alineaba con las posturas diluvialistas, creacionistas y fijistas, no admitiendo cambios continuos en el relieve terrestre posteriores al tercer día de la Creación (con la excepción de los relieves volcánicos).

El geógrafo Guillermo Bowles describió a través de sus viajes por la península Ibérica (1752-1773) la constitución geológica de diferentes parajes, así como la variedad paisajística hispana. En su viaje de Madrid a Bayona por Valladolid atravesó los montes Carpetanos por la sierra de Guadarrama, y realizó una curiosa descripción del proceso de arenización de los granitoides, precedente remoto de los estudios de meteorización: "*La cordillera de esta montaña es casi tóda de granito o piedra berroqueña. Esta se va poco á poco resolviendo en una especie de cascajo menudo por la disolución del betun que unía sus partes, y quedan sueltas las guijitas de Quarzo con hojas de talco y espato, que después con el tiempo se descomponen y convierten en tierra perfecta, y nó caliza*" (Bowles, 1775).

Un importante volumen de información geomorfológica y fisiográfica contienen las memorias provinciales o descripciones geológicas y geográficas, elaboradas por la *Comisión encargada de formar el mapa geológico de Madrid y el general del Reino* (1849), posteriormente *Comisión del Mapa Geológico de España* (1873). La precursora entre todas estas descripciones, realizada para Madrid por Casiano de Prado (1864), se considera una de las publicaciones pioneras en las investigaciones sobre geomorfología granítica (Vidal Romaní, 1998); sus descripciones orográficas y sobre las "*formas exteriores y estructura*" que adoptan las diferentes litologías, son también dignas de tenerse en consideración. La descripción de la provincia de Ávila (Martín Donayre, 1879), contiene igualmente elementos de interés; al igual que la Sierra de San Vicente (Martín Cardoso, 1918).

8.1.3. ANTECEDENTES RECIENTES (SIGLO XX)

La mayor parte de los estudios geomorfológicos en la primera mitad del siglo XX se deben a una escuela fisiográfica hispana vinculada a la Universidad Central de Madrid, las reales sociedades españolas de Historia Natural y Geográfica, y la Comisaría de Parques Nacionales (Pedraza *et al.*, 1996). En esta línea fisiográfica se sitúa J. Dantín Cereceda, quien elaboró síntesis acerca de las regiones naturales españolas (Dantín Cereceda, 1912a, 1922 y 1942) y estudios sobre la relación entre la red hidrográfica y el relieve (Dantín Cereceda, 1912b). Sin embargo, el máximo representante de dicha escuela fue Eduardo Hernández-Pacheco (1872-1965), y su obra cumbre posiblemente sea la "*Fisiografía del Solar Hispano*" (1955-1956), que completa y precisa las anteriores "*Síntesis fisiográfica y geológica de España*" (1934a) y "*El paisaje en general y las características del paisaje hispano*" (1934b); en todas ellas aparecen numerosas referencias y consideraciones genéticas sobre los territorios comprendidos en la cuenca hidrográfica del río Alberche.

Respecto a los temas sectoriales de interés geomorfológico acerca de la zona central peninsular (sector de la CHA), dos debates centraron la línea editorial durante el último cuarto del siglo XIX y principios del XX (Pedraza *et al.*, 1996): el clima de la Meseta durante el "terciario" y el origen del relieve del Sistema Central; a éstos cabría añadir la discusión sobre la edad y génesis de los depósitos englobados como "diluvial" y "aluvial" en las cartografías geológicas de la Cuenca de Madrid.

En varios artículos aparecidos en las publicaciones de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Botella, 1884; Calderón, 1884a y 1884b) se había postulado una sucesión de etapas áridas y húmedas durante el "terciario" de la Meseta, en relación con la alimentación y posterior desaparición de lagunas interiores. La publicación del trabajo de Penck (1894) propició una línea de trabajo basada en el predominio de las condiciones áridas, que sería seguida por otros geomorfólogos (Schwenzner, 1936-1943; Birot, 1937-1945; Birot y Solé Sabarís 1954). Tuvo que ser posteriormente Hernández-Pacheco (1914) quien reafirmara las ideas de Botella y Calderón, como ha quedado demostrado en los trabajos más modernos (Pedraza, 1978 y Garzón, 1980).

Respecto al origen del relieve del Sistema Central, pronto se impondrían las hipótesis de una génesis postcretácica (Penk, 1894; Dantín Cereceda, 1921; Hernández Pacheco, 1924, 1925, 1929) frente a las ideas sobre la existencia de zonas montañosas que actuarían como cabos y promontorios durante la transgresión mesozoica (Macpherson, 1901). La celebración en Madrid del XIV Congreso Geológico Internacional (1926) fue una magnífica oportunidad para la elaboración de síntesis geológicas y guías geomorfológicas de regiones como la Sierra de Guadarrama, así como para la promoción de las investigaciones sobre el relieve esta cadena montañosa (Carandell, 1928).

La distinción sobre los límites entre los terrenos denominados diluviales (asignados a una edad "terciaria") y aluviales (atribuidos al Cuaternario) fue objeto de debate a raíz de la publicación de las primeras hojas del mapa geológico a escala 1:50.000. Royo y Gómez centró la polémica al llevar a cabo varios trabajos sobre los materiales cenozoicos de la Cuenca de Madrid (Royo y Gómez, 1922, 1928, 1934) que contradecían a Fernández Navarro (1909) y Prado (1864).

Desde inicios del siglo XX, y fundamentalmente desde los años 30 hasta la década de 1970, comienzan sus trabajos geomorfológicos un conjunto de autores germanos, fundamentalmente centrados en la morfología de las sierras de Guadarrama y Gredos: Fischer (1894), Schmieder

(1915-1953), Schröder (1930-1948), Schwenzner (1936-1943), Lautensach y Meyer (1961), Beckmann (1967) y Brosche (1971); sus aportaciones serían cruciales para la comprensión de la configuración del relieve del Sistema Central, al presentar nuevos modelos evolutivos. Igualmente, siguiendo la estela de E. Hernández Pacheco y Dantín Cereceda, inician sus estudios geomorfólogos como C. Vidal Box, cuya obra es básica en la comprensión morfoestructural del Sistema Central y áreas aledañas.

Tras el paréntesis de los años de la Guerra Civil y la postguerra, los estudios geomorfológicos sobre el centro peninsular se polarizan en dos ámbitos: uno geográfico, con autores como L. Solé Sabarís y M. de Terán, y el francés P. Birot; y otro geológico, con científicos como E. y F. Hernández Pacheco y C. Vidal Box. Entre los trabajos sobre la CHA de esta época destacan: Hernández-Pacheco (1933), Hernández-Pacheco y Vidal Box (1934); Vidal Box (1937, 1942 y 1948); Birot (1937-1945 y 1951), Birot y Solé Sabarís (1954); Solé Sabarís y Llopis Lladó (1952). La celebración en Madrid durante el año 1957 del Congreso Internacional del Cuaternario (INQUA) supuso una nueva oportunidad de realizar una labor de síntesis y recopilación de la información geomorfológica del centro peninsular (Hernández-Pacheco, 1957).

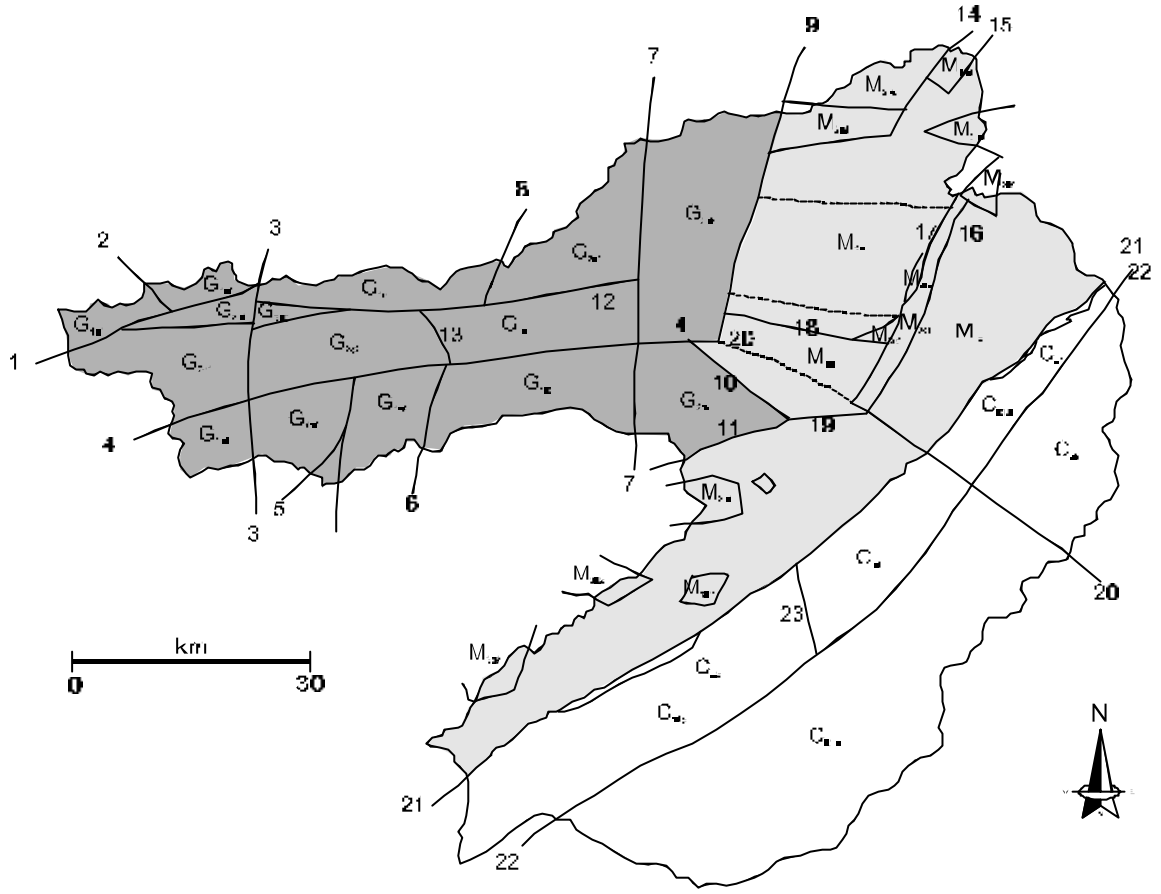
Ambos grupos darían lugar a sendas escuelas que fructificarían a partir de los años setenta con la apertura a círculos académicos franceses, anglosajones y de Europa del este. Del ámbito geográfico surgirían geomorfólogos de la talla de E. Martínez de Pisón, J.J. Sanz Donayre, M. Arenillas, J. Muñoz, T. Bullón y C. Sanz; del ámbito geológico, investigadores como A. Pérez González, J. de Pedraza, M.G. Garzón, P. Fernández y J.D. Centeno.

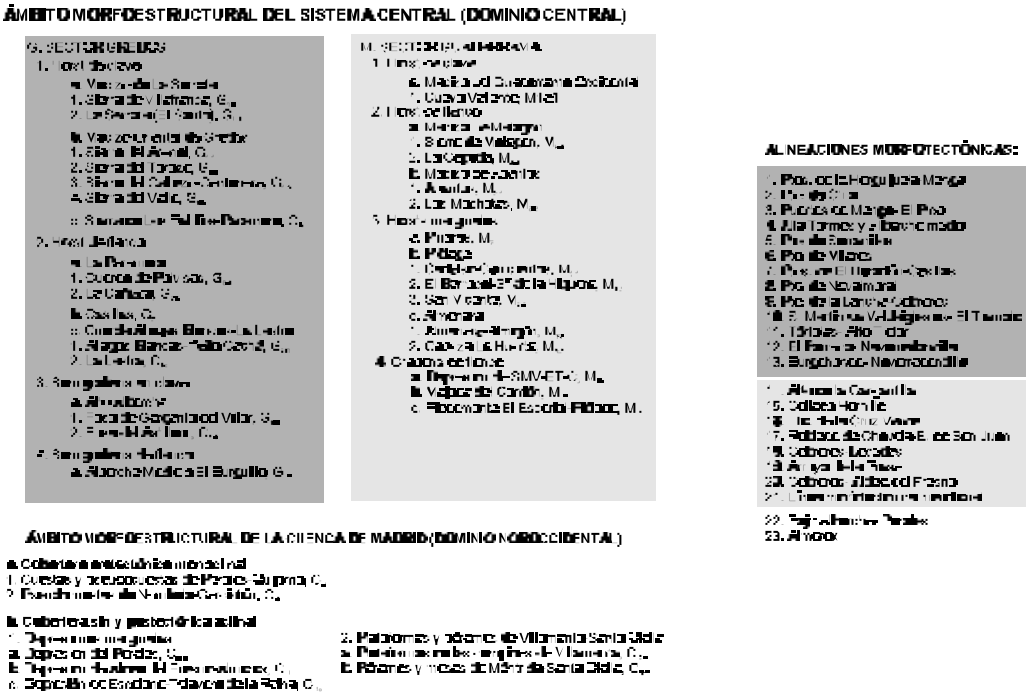
Todos ellos centraron sus estudios en las proximidades del Sistema Central y las dos submesetas, proponiendo nuevas clasificaciones geomorfológicas e hipótesis evolutivas, y realizando cartografías geomorfológicas detalladas. Sus aportaciones se expondrán y discutirán a lo largo del desarrollo de los distintos epígrafes del capítulo dedicado a la geomorfología de la CHA.

8.2. MORFOESTRUCTURA

La configuración morfoestructural de la CHA parte de la macroestructura generada por la desnivelación de bloques producida durante la orogenia alpina. Tomando como referencia las lineaciones morfotectónicas reconocidas en la CHA y sus inmediaciones (Pedraza, 1994c), podríamos definir dos ámbitos morfoestructurales, subdivisibles a su vez en dominios, sectores, conjuntos, elementos y bloques morfoestructurales.

Figura 8.1. Principales unidades morfoestructurales de la CHA en los ámbitos morfoestructurales del Sistema Central y la Cuenca de Madrid, y alineaciones morfotectónicas.





8.2.1. ÁMBITO MORFOESTRUCTURAL DEL SISTEMA CENTRAL

Está constituido por una morfoestructura en *block mountain*, un gran *horst* inverso asociado a un *pop-up* cortical fruto de la reactivación tectónica alpina y el rejuego de bloques en la vertical.

La dovela central presenta una dirección general NE-SO, donde la clave está flanqueda por otros *horsts* menos elevados en los flancos de la bóveda, a modo de rellanos escalonados. Esta morfoestructura, denominada escalera de piedemonte (*piedmonttreppe*; W. Penck, 1924-1953-1972), es característica de alineaciones montañosas reactivadas por elevación expansiva y acelerada. Este autor diferenció varios niveles entre los bloques elevados:

a) Nivel de cumbres (*gipfelflur*; A. Penk, 1919) o superficie cimera (*dachfläche*), restos colgados de una superficie primaria (*primärrumpf*), previa a la consolidación del macizo y levantada lentamente en una primera etapa de elevación.

b) Niveles de meseta (*mesetaflächen*) o piedemonte (*piedmontflächen*), replanos intermedios muy restringidos relacionados con la aceleración del levantamiento del macizo, que no permite el desarrollo de una penillanura final (*endrumpf*).

La aplicación de este modelo morfoestructural al Sistema Central ya fue descrita por Schwenzner (1936-1943), y corroborada posteriormente por Pedraza (1978). Estos autores diferencian los siguientes niveles:

a) Superficie de cumbres o SC, correspondiente a las cimas divisorias principales, situadas a cotas en torno a los 1.800-2.000 msnm.

b) Escalones de meseta, tres rellanos escalonados a los que se ha asignado diferente terminología: M_3, parameras o culminación de las alineaciones secundarias, con cotas entre 1.300 y 1.700 msnm; M_2, piedemonte o rampa superior, entre los 1.100 y 800 msnm; M_1, piedemonte o rampa inferior, a cotas entre 800 y 600 msnm.

La CHA queda incluida por completo en el dominio geomorfológico central de este sistema montañoso (Pedraza *et al.*, 1996), es decir, el que presenta un estilo germánico neto de *horsts* y *grabens* seriados, pues no queda enmascarado por controles estructurales de tipo apalachiano (como ocurre en los dominios de borde, las sierras de Ayllón-Somosierra y Peña de Francia-Gata). En la zona que nos ocupa, la CHA, ese dominio central podemos subdividirlo en dos sectores morfoestructurales, Gredos y Guadarrama, separados por las alineaciones embalse de El Burguillo-Malagón-Campo de Azálvaro y Casillas-Sierra del Piélago.

** Sector morfoestructural de Gredos*

El Sector Gredos queda al oeste del lineamiento El Burguillo-Malagón-Campo de Azálvaro, y en él la seriación de bloques se realiza en sentido meridiano, con dos alineaciones de bloques elevados y hundidos elongados en dirección ENE-OSO, y dimensiones decakilométricas. A su vez, se encuentran representados en la CHA cuatro de sus conjuntos, en función de la posición de los bloques elevados y hundidos en la bóveda envolvente:

- *Horsts* de clave, culminados por el nivel de cumbres (*gipfelflur*), superficie cimera (*dachfläche*) o superficie de cumbres (Schwenzner, 1936-1943; Pedraza, 1978). Agrupa los bloques más elevados durante la orogenia alpina (1.800 a 2.500 msnm), esto es, los elementos morfoestructurales: macizo de La Serrota, macizo Oriental de Gredos y sierras de los Baldíos-La Paramera. Dentro de algunos de los elementos se diferencian bloques separados por alineaciones morfotectónicas de primer o segundo orden:

  · Macizo de la Serrota; compuesto por las sierras de Villafranca y La Serrota (El Santo), limitadas por las alineaciones de los puertos de la Herguijuela-Menga, Chía y Menga-El Pico (de oeste a este).





Fotografías 8.1 y 8.2. Macizo de la Serrota desde su vertiente meridional (izquierda). Alineación de los puertos Menga-El Pico (derecha).

  · Macizo Oriental de Gredos; compuesto en la CHA por las sierras de El Arenal, Torozo, Cabezo-Centenera y el Valle; limitadas respectivamente por las alineaciones de los puertos del Arenal, Menga-El Pico, Serranillos, Mijares y El Herradón-Casillas.







Fotografías 8.3, 8.4 y 8.5. Macizo oriental de Gredos desde la vertiente septentrional (arriba-izquierda). Alineación del puerto de Mijares (arriba-derecha). Alineación del puerto de Serranillos (abajo-izquierda).

· Sierras de los Baldíos-La Paramera; limitado al oeste por el pto. de Menga y al este por el pto. de Navalmoral, sin ninguna alineación reseñable que separe ambas sierras en dos bloques.

- *Horsts* de flanco, culminados por el nivel superior de meseta (*mesetafläche*) o el escalón de meseta M_3 (paramera; Schwenzner, 1936-1943; Pedraza, 1978); agrupa los bloques elevados en posición altimétrica intermedia (1.400 a 1.800 msnm), a modo de laterales de la clave de la dovela; corresponden a este conjunto los *horsts* de La Paramera, Casillas y la cuerda Aliagas Blancas-La Lastra:

  · La Paramera; constituida por dos bloques principales: Cuerda de los Polvisos y La Cañada, limitados, de oeste a este, por las alineaciones del pto. de Navalmoral, El Herradón-Casillas (alto de Valdelavía) y pto. de la Lancha-Cebreros.











Fotografías 8.6 a 8.10. Diversas panorámicas de la superficie de la Paramera en el macizo de La Cañada y la cuerda de los Polvisos.

· Casillas; limitado por las alineaciones de El Herradón-Casillas, S.M. de Valdeiglesias-El Tiemblo y Tórtolas-alto Tiétar.





Fotografías 8.11 y 8.12. Alineación de El Herradón-Casillas desde el alto de Valdelavía (izquierda) y el embalse de El Burguillo (derecha).

· Cuerda Aliagas Blancas-La Lastra; formada por bloques de Aliagas Blancas-Peña Cachá y La Lastra, separadas ambas por la alineación de los ptos. de Menga-El Pico.

- *Semigrabens* en clave; fosas y depresiones de origen tectónico cuyo hundimiento se produce desde el nivel superior, quedando a cotas semejantes o ligeramente inferiores a las de los *horsts* de flanco (1.400 a 1.600 msnm). Para el sector de Gredos tan sólo se define el semigraben del Alto Alberche, que a su vez está constituido por dos bloques, separados por la alineación de los puertos Menga-El Pico:

  · Fosa de Garganta del Villar, que conserva parte del registro sedimentario paleógeno (Ubanell, 1976; Díez *et al.*, 1996); limitada al norte por los *horsts* de sierra de Villafranca y La Serrota, y al sur por el *horst* de Aliagas Blancas-Peña Cachá.



Fotografía 8.13. Vista panorámica de la fosa de Garganta del Villar desde Cepeda La Mora.

  · Fosa del Astillero (Majada Borreguera), sin registro sedimentario, y que está limitada al norte por el *horst* de las sierras de Los Baldíos-La Paramera y al sur por el *horst* de La Lastra.

- *Semigrabens* en flanco; fosas y depresiones de origen tectónico cuyo hundimiento se produce desde el nivel intermedio, quedando a cotas semejantes al piedemonte de referencia (700 a 800 msnm). Para el sector de Gredos sólo se define el semigraben del Alberche Medio o de El Burguillo (Vázquez *et al.*, 1987), limitada al sur por la importante alineación morfotectónica del alto Tormes-alto y medio Alberche (dirección ENE-OSO).







Fotografías 8.14, 8.15 y 8.16. Vistas panorámicas del semigraben del Alberche Medio o de El Burguillo desde el noroeste (derecha) y noreste (izquierda).

**** Sector morfoestructural de Guadarrama***

El Sector Guadarrama queda al oeste de la alineación El Burguillo-Malagón-Campo de Azálvaro, y la seriación de bloques se realiza en NO-SE, con bloques elevados y hundidos elongados en dirección NE-SO, y dimensiones kilométricas. A su vez, se encuentran representados en la CHA tres de sus conjuntos, en función de su posición en la dovela envolvente:

- *Horsts* de clave, culminados por el nivel de cumbres (*gipfelflur*), superficie cimera (*dachfläche*) o superficie de cumbres. Agrupa los bloques más elevados durante la orogenia alpina (1.800 a 2.000 msnm); en este sector está integrado únicamente por el macizo del Guadarrama Occidental, compuesto en la CHA por el *horst* de Cueva Valiente, y limitado al oeste por la alineación del alto de Gargantilla y al este por el collado Hornillo.

- *Horsts* de flanco, culminados por el nivel superior de meseta (*mesetafläche*) o el escalón de meseta M_3 (paramera); agrupa los bloques elevados en posición altimétrica intermedia (1.400 a 1.800 msnm), a modo de laterales de la clave de la dovela; corresponden a este conjunto los macizos de Malagón y Abantos, que a su vez están integrados por los bloques:

    · Macizo de Malagón; constituido por dos bloques principales: Sierra de Malagón y La Cepeda, limitados, de oeste a este, por las alineaciones de los ptos. de la Lancha y Descargadero, y el alto de la Gargantilla.





Fotografías 8.17 y 8.18. Alineación del puerto del Descargadero (izquierda) y culminación del macizo de La Cepeda (derecha).

    · Macizo de Abantos; formado por bs *horsts* de Abantos y Las Machotas, separados ambos por la alineación del puerto de la Cruz Verde.





Fotografías 8.19 y 8.20. Macizo de Las Machotas (izquierda) y alineación del puerto de la Cruz Verde (derecha).

- *Horsts* marginales o laterales, equivalentes al nivel inferior de meseta (*mesetafläche*) o el escalón de meseta M_2 (*pediment* superior); agrupa los bloques elevados en posición altimétrica inferior (1.000 a 1.400 msnm), a modo de escalones más bajos de la dovela; corresponden a este conjunto los elementos: Pinares, Piélago y Almenara; que a su vez están integrados por los bloques:

  · Pinares; con tres bloques escalonados, separados entre sí por las alineaciones E-O, que disminuyen en altura de norte a sur.



Fotografía 8.21. Superficies escalonadas de los bloques de Pinares desde las inmediaciones de Cebreros.

  · Piélago; con los bloques elevados a modo de *horsts* aislados de Cadalso-Cenicientos, El Berrocal-Sª de la Higuera y San Vicente.

  · Almenara; con los *horsts* de Almenara-Almojón y Cabeza la Huerta, separados por la alineación de Robledo de Chavela.



Fotografía 8.22. Horst de Almenara-Almojón desde la vertiente meridional.

- *Grabens* en flanco, equivalentes al nivel de piedemonte (*piedmontfläche*) o el escalón de meseta M_1 (*pediment* inferior); fosas y depresiones de origen tectónico cuyo hundimiento se produce desde el nivel intermedio, quedando a cotas semejantes a los piedemontes de referencia (600 a 1000 msnm). Para el sector guadarrámico se definen los *grabens* de:

· Depresión San Martín de Valdeiglesias-El Tiemblo-Cebreros (Pedraza, 1976, 1978); limitada por la conjunción subtriangular de diversas alineaciones, y dividida en dos por la alineación alto Tormes-alto y medio Alberche (Cebreros-Aldea del Fresno).







Fotografías 8.23, 8.24 y 8.25. Depresión de San Martín de Valdeiglesias- El Tiemblo-Cebreros.

· Fosa de Majada del Carrión, limitada por el ojal en la curvatura de la alineación embalse de San Juan-Robledo de Chavela .





Fotografías 8.26. Fosa de Majada del Carrión desde el suroeste.

· Piedemonte de El Escorial-Piélago; entre las diferentes alineaciones más surorientales de los bloques de Guadarrama y Gredos, y la línea morfotectónica meridional.

La diferente orientación de los conjuntos y bloques en ambos sectores (Gredos y Guadarrama) se ha explicado en relación con el modelo tectónico para la génesis alpina del Sistema Central denominado de deformación intracontinental distribuida (Vegas *et al.*, 1986 y 1990). Existirían unos corredores morfotectónicos de separación entre los sectores (corredor Alberche-Cofio para Gredos-Guadarrama) mediante los cuales se produjo una rotación de grandes conjuntos. Como consecuencia las principales alineaciones quedan formando una especie de haches disimétricas (Pedraza, 1976; Pedraza *et al.*, 1996a); en detalle algunos bloques quedan desplazados a favor de corredores secundarios, como ocurre con los extremos de los bloques del macizo de Gredos Oriental donde son divididos y arqueados por las alineaciones de los puertos de Serranillos y Mijares.

8.2.2. ÁMBITO MORFOESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE MADRID

Constituido por una morfoestructura en cubeta sedimentaria escasamente tectonizada (salvo en el borde) con formas elementales de plataformas estructurales subhorizontales en la que predominan las mesas, cerros y páramos. La CHA queda incluida por completo en su dominio noroccidental, o del borde del Sistema Central, caracterizado por la existencia de un depocentro sedimentario vinculado a una flexura cortical sinformal. Dentro de este dominio podríamos reconocer dos sectores morfoestructurales:

a) Cobertera pretectónica monoclinal; presenta una morfoestructura característica de plegamiento mono o isoclinal con plataformas estructurales inclinadas y cuestas (localmente crestas o *hog-backs*). Pueden reconocerse dos conjuntos:

- Cuestas y pseudocuestas del Perales-Quijorna; formadas por la característica estructura de dorso y frente de cuesta, con inclinaciones del dorso entre 30 y 35° hacia el sureste; puntualmente alcanzan los 70° (Vétago), constituyendo crestas (*hog-backs*) las capas más cementadas o resistentes (areniscas dolomíticas y calizas). Pueden reconocerse algunas estructuras de plegamiento tipo *mont* (Las Cuestas), *combe* (El Salobral y Casa de Vétago), *cluse* (Aº del Cura) y cauces de tipo consecuente (valles cataclinales).

- Pseudocuestas de Nombela-Garciotún; con pseudocuestas desdibujadas por la escasa resistencia de los materiales paleógenos que las constituyen; únicamente algunos niveles carbonáticos actúan como capa resistente, marcando la morfología en cuesta, que lateralmente pasa a mesas y plataformas.

b) Cobertera sin y postectónica aclinal; presenta una morfoestructura aclinal caracterizada por la presencia de estructuras subhorizontales (mesas, cerros y páramos). A su vez se diferencian dos sectores, separados por la alineación del bajo Alberche-Perales:

- Depresiones marginales del Sistema Central; que agrupa las subfosas adosadas a la línea morfotectónica meridional por las que discurren los ríos Perales y Alberche, en concreto los conjuntos, de NE a SO:

    · Depresión del Perales; limitada por la línea morfotectónica meridional, y las alineaciones del bajo Alberche-Perales, El Escorial y Cebreros-Aldea del Fresno.

    · Depresión de Aldea del Fresno-Almorox (Pedraza, 1975, 1976, 1978); limitada por la línea morfotectónica meridional, y las alineaciones del bajo Alberche-Perales, Almorox-Navalperal y Cebreros-Aldea del Fresno.

    · Depresión de Escalona-Talavera de la Reina; limitada por la línea morfotectónica meridional, y las alineaciones del bajo Alberche-Perales, Almorox-Navalperal y Tajo medio.

- Campiñas y mesas de Villamanta-Santa Olalla; agrupa morfoestructuras aclinales de la zona media-central de la cuenca, previas a la flexura cortical antiformal que posee la cuenca de Madrid. Se pueden diferenciar dos conjuntos:

    · Campiñas de Villamanta, donde la homogeneidad litológica impide el desarrollo de mesas y relieves tabulares por erosión diferencial; su culminación como divisoria respecto a la cuenca del río Guadarrama formaría parte de la planicie de meseta pliocena (M_1) de Fuencarral-Navalcarnero (Schwenzner, 1936-1943), la rampa areno-feldespática de Navalcarnero (Vaudour, 1979) con edad Villafranquiense medio-superior, o la superficie Villanueva de la Cañada-Brunete-Sevilla la Nueva (Lázaro y Asensio, 1977) de edad Pleistoceno inferior.
    · Mesas de Méntrida-Santa Olalla, donde los niveles más resistentes aclinales crean morfoestructuras "capa dura-capa blanda".

- Sistemas de aterrazamiento; se trata de relieves escalonados elongados fundamentalmente en dirección NE-SO. Se diferencian varios sistemas:

  · Perales-Alberche
  · Arroyo Quijorna



Fotografías 8.27. Sistema de aterrazamiento del Perales-Alberche; al fondo, el bloque de El Piélago (Sierra de San Vicente).

8.2.3. CONDICIONAMIENTO MORFOESTRUCTURAL DE LA RED DE DRENAJE

El neto control morfoestructural de la red de drenaje de la CHA se verifica a diferentes niveles espaciales:

a) Macroestructural; la forma de la cuenca y el trazado del cauce principal (río Alberche) está condicionada por la disposición de las principales unidades morfoestructurales a un rango de ámbitos, dominios y sectores (ver apartado anterior). De esta forma, el alto y medio Alberche discurre por el ámbito morfoestructural del Sistema Central (dominio central), sector Gredos, con unidades elongadas en dirección E-O y basculadas hacia el este, condicionando el trazado predominantemente E-O en sentido oriental del río; mientras que el medio y bajo Alberche discurre por los ámbitos morfoestructurales del Sistema Central (sector Guadarrama) y cuenca de Madrid (sector cobertera sin- y postectónica aclinal), motivando la adopción de trazados en direcciones NO-SE y NE-SO. Algo semejante ocurre con la forma de la CHA, de control gredense en su sector noroccidental y guadarrámico en el central y suroriental.

b) Mesoestructural; la disposición de los principales afluentes y sus cuencas está condicionada por las unidades morfoestructurales a un rango de conjuntos y elementos. Así, el río Cofio tiene como cuenca de recepción los *horsts* de flanco y marginales del macizo de Malagón y Pinares, fundamentalmente, controlando su dirección general NNE-SSO; el río Perales discurre primero por el *graben* marginal del piedemonte de El Escorial (basculado hacia el sur), y posteriormente por la depresión marginal a la que da nombre, con lo que cambia su trayectoria hacia el SO.

c) Microestructural; la disposición de los cauces y cuencas de menor entidad está condicionada por las unidades morfoestructurales con un rango de bloques y facetas. Esta influencia de la fracturación y morfoestructura local en la distribución de la red de drenaje del río Alberche ya fue puesta de manifiesto por Martín *et al.* (1992), con el precedente de Schmieder (1915), Birot y Solé (1954), y Pedro y Sánchez-Vega (1957). Las orientaciones de los segmentos que controlan la red varían según el orden de jerarquización de las corrientes consideradas: en las de menor orden (1, 2 y 3) tiene mayor frecuencia la dirección N-S, mientras que en las de mayor orden (4, 5 y 6) predominan las O-E y ENE-OSO.

8.3. MORFOGÉNESIS BÁSICA: LOS DOMINIOS GEOMORFOLÓGICOS

El modelado del Sistema Central, en su sentido etimológico, deriva de dos grandes secuencias morfológicas (Pedraza *et al.*, 1996a): las superficies de erosión condicionadas por la morfoestructura (apartado 8.2.1) y la morfogénesis reciente asociada a los procesos geomorfológicos y sus productos, que generan, en casos particulares, dominios geomorfológicos de actuación.

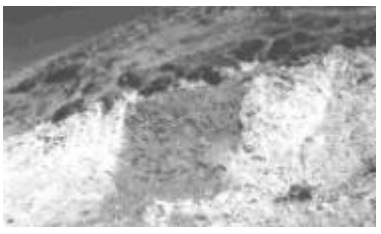
Los agentes, las acciones que desarrollan, y sus productos, tanto formas (relieves) como depósitos (formaciones superficiales) característicos de estos procesos y dominios, son analizados a continuación; con la salvedad del dominio fluvial, que figura en un capítulo específico (13) por su vinculación a la hidrología fluvial.

8.3.1. PROCESOS DE METEORIZACIÓN

Los procesos de meteorización, entendidos en un sentido amplio, afectan en muy diferente grado y modalidad a las diferentes rocas existentes en la CHA. La conjunción de meteorización físico-química por hidratación, hidrólisis y óxido-reducción afecta especialmente a los materiales ígneo-metamórficos del Sistema Central; la carbonatación combinada con disolución es muy efectiva con los afloramientos de rocas carbonáticas (calizas y dolomías cretácicas); por su parte, la hidratación e hidrólisis adquieren papel preponderante en la meteorización de los materiales arcósicos de la cuenca de Madrid.

Los productos de esta meteorización son básicamente formaciones superficiales (ver apartados 7.3.2 y 7.4.3), aunque asociadas a ellas y en combinación con otros procesos (periglaciares, arroyada, gravitacionales, ...) se generan morfologías características.





Fotografías 8.28 y 8.29. Alteritas consecuencia de la meteorización de granitoides en las proximidades de Garganta del Villar.

8.3.2. PROCESOS GRAVITACIONALES

Los fenómenos gravitacionales, también denominados de vertiente o en masa, se verifican actualmente y han acontecido en el pasado reciente (subactuales) a lo largo y ancho de la CHA, en clara conjunción con otros procesos, fundamentalmente periglaciares y fluviales.

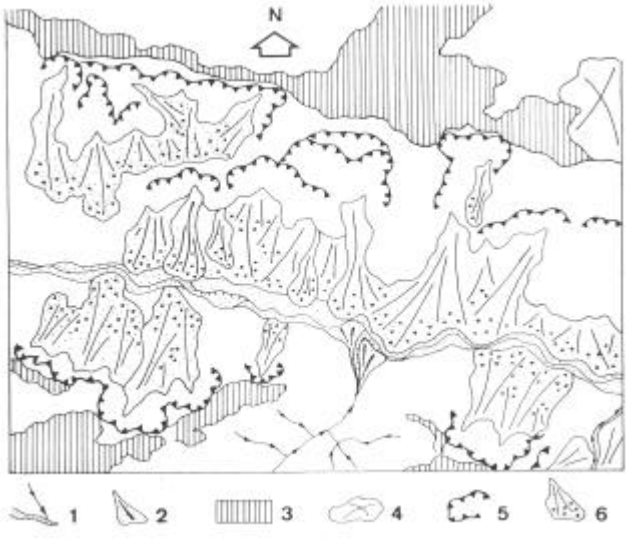
Entre los factores condicionantes y desencadenantes cabe destacar algunas variables clásicas para este tipo de fenómenos, como son: pendiente (gradiente y articulación), consistencia del material del substrato (litología y presencia de discontinuidades), presencia de agua (cantidad y estado), actividad biológica (presencia de vegetación y bioturbación) e intervención antrópica (deforestación, incendios ...).

Cabe reseñar la presencia de todas las tipologías establecidas para los mismos (Pedraza *et al.*, 1996b): caídas, deslizamientos, flujos y reptaciones (*creep*); y de buena parte de los subtipos: desprendimientos, desplomes, vuelcos, avalanchas, solifluxión... Además son frecuentes las combinaciones o situaciones transicionales entre tipologías (vuelco-desprendimiento, avalancha-desplome, deslizamiento-flujo ...) y las sucesivas reactivaciones en una misma zona con diferentes tipologías.

Dentro de las caídas predominan los desprendimientos de bloques desde las laderas verticalizadas o extraplomadas de las gargantas y cañones fluviales (Alberche, Cofio...) o desde las risquerías periglaciares y peñas situadas en las divisorias de aguas (sierras del Valle y Paramera). Adquieren dimensiones superficiales métricas a decamétricas y movilizan bloques granitoideos o metamórficos individualizados por discontinuidades (diaclasado o esquistosidad). Los desplomes se restringen a zonas extraplomadas por el zapado debido a la incisión fluvial (cueva de Maragato), y solapos fluviocársticos de los escasos cañones y hoces (área de Valdemorillo). Los vuelcos y desplomes con vuelco predominan en los riscos con diaclasado subvertical de la sierra del Valle o cresterías de los diques verticalizados en la sierra de la Paramera. Igualmente son frecuentes los vuelcos, combinados con deslizamientos traslacionales, en los *tors* graníticos, desnivelando los bloques; el *tor* situado junto al puente de Valsordo, al poseer una inscripción en letra gótica (probablemente siglo XV-XVI) desnivelada, nos da una dimensión histórica para este tipo de fenómenos.

Las avalanchas de rocas o tierras quedan restringidas a áreas de elevadas pendientes en las vertientes, allí donde el material se encuentra poco cohesivo por el intenso diaclasado y/o meteorización; éste es el caso de las gargantas de la sierra del Valle, cuyo trazado tiene un claro control estructural (bandas de fracturación), o las torrenteras de ambas vertientes asociadas a las alineaciones morfotectónicas principales, como la garganta del arroyo Chiquillo en Navalacruz. Estos fenómenos han sido estudiados puntualmente por su singularidad (Pedraza *et al*., 1996b): se trata de dos generaciones de movimientos en los cuales predominaron las avalanchas mixtas de bloques empastados en matriz, y en segunda generación las coladas soligelifluidales mixtas con mayor contenido en finos; en los taludes de la carretera G-500 se aprecia la superposición de ambas generaciones y la presencia de un nivel basal de trituración y compactación (tipo "*gouge*"); actualmente registra reactivaciones en forma de reptación y caídas (desprendimientos) desde los resaltes rocosos superiores.

Figura 8.2. Esquema general de los fenómenos gravitacionales en la zona de La Barranca de la garganta de Navalacruz (arroyo Chiquillo o de Navalacruz). Leyenda de símbolos: 1, red hidrográfica; 2 conos de deyección; 3, superficie de paramera (M_3); 4, relieves residuales (primera generación); 5, cicatrices de desprendimiento; 6, lenguas de avalancha. Obtenido a partir de la fotografía aérea a escala 1:30.000 (Pedraza *et al*., 1996a).





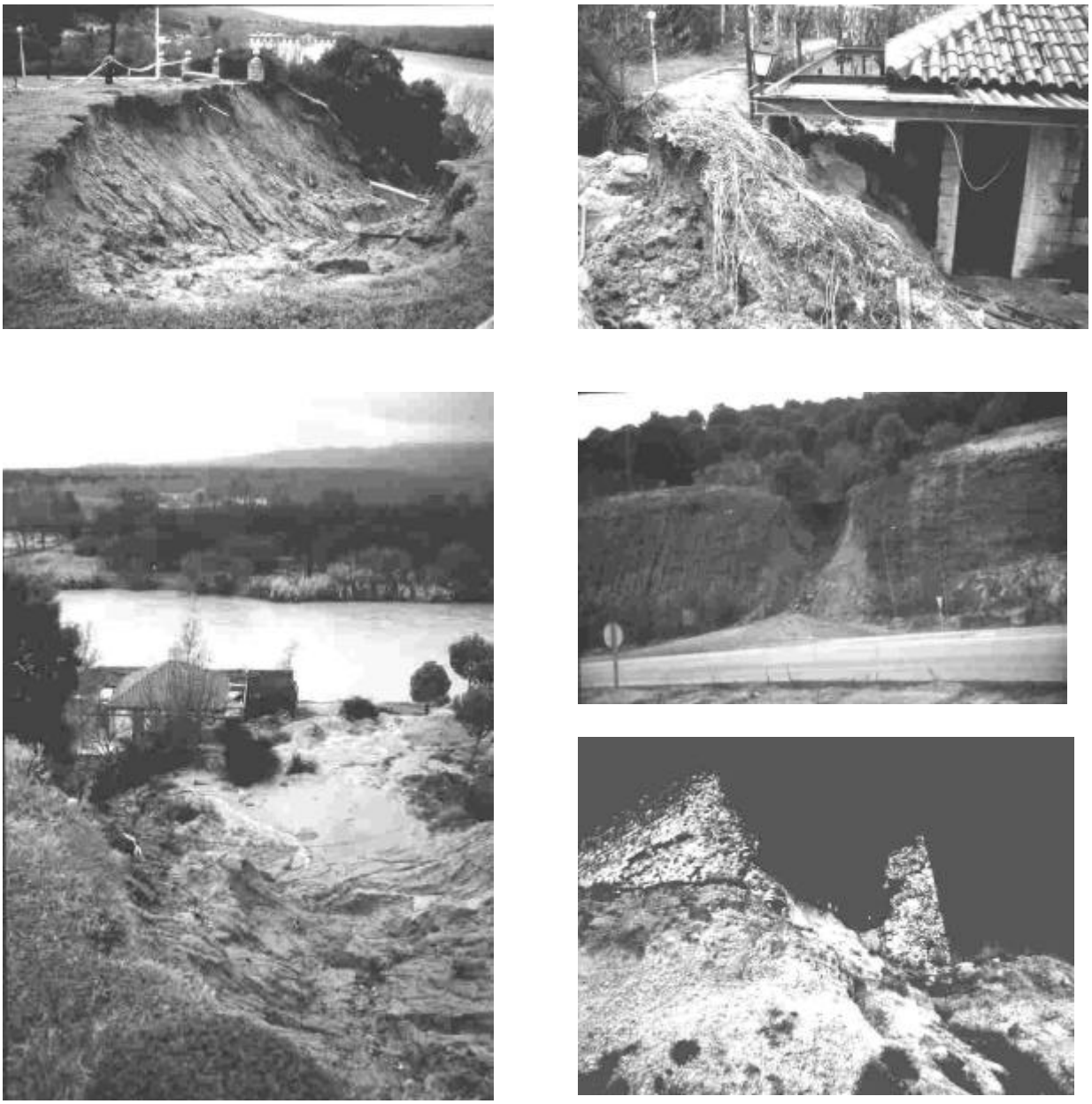


Fotografías 8.30 y 8.31. Depósitos de las lenguas de movimientos gravitacionales de tipo avalancha de rocas en las proximidades de Navalacruz.

Más extraños son los desplomes en cuña, que tan sólo mantienen la geometría del elemento movilizado cuando se trata de materiales consolidados, como los carbonatos cretácicos en las laderas de los cañones y valles fluviales (área de Valdemorillo), en clara transición hacia los deslizamientos.

Por lo que respecta a los deslizamientos, predominan los subtipos circulares o rotacionales sencillos, raramente múltiples. En este caso son los materiales sedimentarios cenozoicos de la cuenca de Madrid, subcuencas marginales y las formaciones superficiales del Sistema Central, los

lugares donde se localizan las típicas morfologías cicatriz de cabecera-(lengua)-pie. Las ubicaciones preferenciales las constituyen las márgenes (bancos de orilla) de los principales ríos y arroyos o sus escalones de terraza; los factores desencadenantes más comunes son: la presencia de agua intersticial, el aumento de la carga en cabecera, o el zapamiento de la base del talud (por erosión fluvial, frecuentemente durante crecidas). Destacan por su enorme frecuencia los pequeños deslizamientos rotacionales simples de dimensiones métricas y cabecera de forma oval, situados en las cabeceras de pequeños torrentes y regueros (denominados "golpes de cuchara"); su lengua y pie ha sido frecuentemente lavada por la acción hídrica, dando morfología escalonada al curso de las pequeñas corrientes fluviales.



Fotografías 8.32 a 8.36. Movimientos gravitacionales en la Cuenca de Madrid: deslizamientos rotacionales y flujos de tierras en los escarpes de las terrazas del sistema Alberche-Perales en Aldea del Fresno; y laderas del castillo de Escalona (abajo-derecha).

También se reconocen morfologías de grandes cabeceras semilunares de deslizamientos que han afectado a los materiales ígneo-metamórficos intensamente meteorizados en el Sistema Central, análogos a los descritos por Carrasco y Pedraza (1992) en el valle del Jerte; actualmente dichas cabeceras están enmascaradas por cuencas fluvio-torrenciales y depresiones de tipo nava, y las lenguas han sido erosionadas o removilizadas, haciendo difícil su caracterización y delimitación cartográfica.

Los fenómenos transicionales entre deslizamientos y flujos son las lenguas de avalancha y las avalanchas en masa, cuya localización es análoga a la descrita para los deslizamientos rotacionales, pero con la salvedad de una mayor presencia de agua; así son frecuentes en los escarpes de terraza tras episodios de intensas precipitaciones.

Los flujos aparecen en la CHA bastante limitados espacialmente, puesto que la presencia exclusiva de elementos finos (arcillosos) dentro de un entorno mayoritariamente areno-arcósico se limita a formaciones superficiales de escasa continuidad lateral. Es el caso de los rellenos arcillo-turbosos de navas y cuencos de manantiales, desde donde se producen pequeños flujos aguas abajo durante precipitaciones intensas o rápidos deshielos, en clara convergencia con fenómenos periglaciares gelisolifluidales (fusión nival). Algo semejante ocurre con la reptación, que se trata fundamentalmente de modalidades estacionales vinculadas a fenómenos soligelifluidales en los que el agua intersticial procede de aportes subterráneos, precipitación y escorrentía.

**** Formaciones superficiales gravitacionales en el Sistema Central***

Constituyen depósitos muy heterogéneos en función del área fuente del fenómeno gravitacional y la tipología del mismo. Cuando se trata de caídas, en subtipos desprendimiento, desplome o vuelco, y deslizamientos planares que afectan a materiales ígneo-metamórficos, las formaciones superficiales resultantes son aglomerados líticos grano-sostenidos de bloques y cantos, con escasa o nula matriz, poco o nada consolidados y escasamente cementados por óxidos de hierro. Las caídas de tipo avalancha de rocas o tierras, así como los deslizamientos rotacionales, dan lugar a aglomerados de bloques y gravas matriz-sostenidos, con contenidos en arenas y arcillas variables en función del grado de meteorización del material de origen. Por último, las avalanchas en masa y de tierra, lenguas de avalancha y de flujo, y reptaciones (*creep*), llevan asociadas formaciones superficiales de granulometrías medias, como gravas y arenas con alto contenido en matriz arcilloso-limosa; en ellas son frecuentes los signos de hidromorfismo, formando niveles, monteados y manchas de oxido-reducción.

En muchas ocasiones estas formaciones superficiales se presentan genéticamente ligadas a la combinación de procesos gravitacionales con periglaciares y/o de meteorización. De ahí que las formaciones resultantes (derrubios de vertiente, principalmente) se cataloguen indistintamente en uno u otro grupo.

**** Formaciones superficiales gravitacionales en la cuenca de Madrid***

Acumulaciones y masas de naturaleza arenosa y abundante matriz arcillosa, aspecto caótico y algún canto disperso en su masa. Ocupan los tramos inferiores de algunas laderas con fuertes pendientes, con espesores muy exiguos. Puntualmente presentan concentraciones de arcillas y limos cuando el fenómeno gravitacional es un deslizamiento rotacional con flujo en el pie, donde se concentran los elementos finos del depósito.

8.3.3. DOMINIO PERIGLACIAR

El periglaciarismo en el sector central de la península Ibérica puede clasificarse como de carácter extrazonal (latitudes medias) frío y seco, de alta montaña (Acaso *et al.*, 1985) o de zonas mesetarias, con oscilaciones térmicas muy amplias (20°C a -5°C). Los procesos periglaciares pasados y actuales en la CHA están ligados ambientes de coberteras nivales no perennes (estacionales) y a los fenómenos térmicos hielo-deshielo en ambientes de ciclos de helada. Ambos ambientes periglaciares están marcados por dos características en el caso del Sistema Central (Pedraza, 1994): la continentalidad, que introduce fuertes contrastes termométricos; y la mediterraneidad, con un estiaje acentuado que causa un déficit hídrico en el suelo.

Los ciclos térmicos de hielo-deshielo, en función de su longitud de onda (λ_{h-d}), suelen ser diarios con fase de helada nocturna y de deshielo diurna, dentro de una marcada ciclicidad estacional (heladas otoño-invernales y deshielo primavero-estival); en ocasiones se producen ciclos de varios días, con periodos superiores a 36 horas.

A partir de los registros en estaciones meteorológicas de zonas altitudinalmente bajas, con una instrumentación más completa y registro continuo, puede establecerse lo siguiente: la oscilación térmica media anual se sitúa entre 26 y 28°C; el mes más frío del año es enero, con una temperatura media de las máximas de 7,3°C y una media de las mínimas de -3,1°C; los cinco meses de noviembre a marzo tienen una media de temperaturas mínimas por debajo de cero grados (estación de Guterreño, 1.160 msnm). En La Paramera de Ávila, a unos 1.400-1.500 m (Riofrío-Pto. de La Paramera), se dan temperaturas mínimas menores de -5°C unos 70-80 días al año; y durante una media de 160-180 días al año se alcanza la temperatura de helada.

Dentro del periodo estacional de heladas (noviembre-marzo), la amplitud de la fase de helada (A_h) no suele superar los 15°C, mientras que la de deshielo (A_d) apenas alcanza los 20°C, por lo que la relación hielo-deshielo es del orden de 0,75. Debido a la variada naturaleza de los materiales litológicos afectados (rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias; ver capítulo 7) y su diferente contenido en agua, el grado de penetración del frente de congelación en el subsuelo es muy variable espacialmente, no sobrepasando los decímetros de espesor (más de 20 cm en La Paramera; Molina y Pellitero, 1982), salvo sobre rocas sedimentarias no consolidadas (formaciones superficiales) en las que se llegan a formar gelisuelos esporádicos, a modo de *permafrost* alpino discontinuo.

Las coberteras nivales no perennes están formadas por acumulaciones de nieve que no llegan a formar hielo policristalino, aunque sí sufren incipientes fenómenos de fusión-congelación asociados a los ciclos térmicos de hielo-deshielo. Quedan limitadas, al menos con frecuencia anual, a las zonas culminantes de las principales alineaciones montañosas y partes superiores de las laderas, perdurando como neveros algún tiempo en orientaciones de umbría, ventisqueros y focos de acumulación preferencial (coincidentes con antiguos nichos de nivación; Muñoz *et al.*, 1995). Las coberteras nivales actúan como amortiguadores térmicos de los ciclos de helada-deshielo, por lo que su presencia atenúa los efectos morfogenéticos de éstos.

Según las acciones que son efectivas en estos ambientes, Acaso *et al.* (1985) definieron para el macizo Central de Gredos diferentes zonas, que son perfectamente extrapolables a los macizos Oriental de Gredos y La Serrota, La Paramera y sierras de Malagón y Guadarrama occidental:

a) Áreas con crioturbación, zonas elevadas (por encima de 2.000 msnm) de pendiente poco acusada (divisorias suaves, superficies, hombreras, etc.) con cierto desarrollo de

suelos; predominan el hinchamiento, empuje, agrietamiento y deformación del suelo. Dentro de la CHA, quedarían restringidas a la culminación del macizo de La Serrota y la superficie de cumbres en el macizo Oriental de Gredos.

b) Áreas con gelifracción, zonas de altitud variable (por encima de 800 msnm, en cualquier caso) con pendientes fuertes (cabeceras torrenciales, divisorias agudas, circos glaciares y de *névé*, relieves residuales, etc.), y afloramientos rocosos (con discontinuidades) por el escaso desarrollo de suelo; predominan el acuñamiento y la crioclastia. Ocuparían las laderas septentrionales del macizo Oriental de Gredos y las meridionales de La Serrota, La Paramera y las sierras de Malagón y Guadarrama.

Ambos grupos de acciones elementales se presentan simultáneamente en una misma zona, por lo que no existen límites netos entre las áreas; incluso existe una zona de concentración de depósitos mixtos, restringida para la CHA al pie de la vertiente septentrional del macizo Oriental de Gredos.

Considerando que las laderas con menores pendientes presentan crioturbación y las de mayores inclinaciones gelifracción, existe un intervalo intermedio de pendientes (con límites de 14 a 22°; Acaso *et al.*, 1985) en las que habría fenómenos de solifluxión (mantos y lóbulos). Para Brosche (1978) la zona afectada por la solifluxión puede considerarse una región, compartimentada en tres pisos: superior, o de solifluxión libre en ausencia de vegetación (actualmente por encima de 2.450 msnm); intermedio o de solifluxión retardada, con formación de gradas, terracetas y guirnaldas; e inferior, o de solifluxión trabada o contenida, con formación de lóbulos.

Las morfologías resultantes de los procesos periglaciares en la CHA, en su mayor parte son heredadas de fenómenos ocurridos durante las etapas wurmienses e incluso rissienses; por tanto, la capacidad morfogenética actual es muy limitada, al igual que ocurre en el resto del Sistema Central (Pedraza, 1994) y zonas aledañas. Las formaciones superficiales periglaciares se han clasificado acorde a la propuesta de Pedraza *et al*. (1996b), distinguiendo si se sitúan sobre, en o bajo la superficie del suelo; aparte se han descrito los modelados resultado de la denudación periglaciar.

**** Formaciones sobre la superficie del suelo***

Dentro de este grupo se encuentra representado en la CHA un amplio muestrario de derrubios de vertiente (mantos y concentraciones), con neto predominio de los no ordenados, que reciben el topónimo local de "canchales".

La morfología más característica son los mantos de tipo derrame, que tapizan las laderas, tanto de las sierras como de las vertientes en las campiñas y valles. Dentro de los sectores con mayores pendientes de los macizos de La Serrota y Oriental de Gredos (Loma del Canchal) y las sierras de La Paramera y Malagón es frecuente encontrar concentraciones de derrubios formando corredores y ríos de bloques, taludes o conos; suelen cubrir de forma discontinua las cabeceras fluviotorrenciales de las gargantas.



Fotografía 8.37. Manto de derrame de derrubios periglaciares (canchal) en la margen izquierda del arroyo del Tobar.

Únicamente se puede reseñar la existencia de derrubios ordenados en la cabecera de la garganta de la Yedra (extremo oriental de Gredos), donde su formación se ve favorecida por el sustrato esquisto-cuarcítico (Pedraza, 1978).

Algunas acumulaciones de derrubios vinculadas a los nichos de nivación (morrenas de *névé*) y que se describen en el apartado de procesos glaciares, podrían incluirse dentro de este epígrafe al asociarse a ambientes de coberteras nivales sin desarrollo de hielo policristalino. Incluso algunas de estas formaciones superficiales y sus morfologías lobulares con terracetas, han sido interpretadas como debidas a glaciares rocosos incipientes tardiglaciares (Pedraza y Fernández, 1981b).

**** Formaciones en la superficie del suelo***

Se pueden encontrar suelos estructurados y ordenados con morfologías de pavimientos y enlosados en los sectores culminantes de los macizos de La Serrota y Oriental de Gredos, y la sierra de La Paramera; en menor medida se localizan escalones, surcos, círculos, polígonos y rosetones. Pedraza y Fernández (1981b) citan la presencia de suelos periglaciares antiguos (Riss-Würm) enlosados (con *gaps*) y céspedes almohadillados en la culminación de la cuerda del Torozo (por encima de 1.920 msnm) y la fuente del Cervunal (1.830 msnm).

La acción conjunta de los procesos periglaciares con fenómenos gravitacionales ("de ladera") produce soligelifluxión y da lugar a características morfologías de lóbulos y lenguas; en la CHA tienen escaso desarrollo, salvo en taludes de derrubios samíticos. En realidad y como se deduce de la existencia de lóbulos solifluidales a cotas muy bajas (1.200-1.300 msnm en el Pto. de Menga; Pedraza, 1989), puede que sean más efectivos los procesos de reptación gravitacional que la propia gelifluxión. Sin embargo, estos fenómenos sí tienen notable importancia en la generación de modelados de denudación.



Fotografía 8.38. Terracetas asociadas al lóbulo gelisolifluidal del circo de La Gesilla (Garganta del Villar).

**** Formaciones bajo la superficie del suelo***

Ante la falta de niveles referenciales en los materiales del subsuelo que permitieran reconocer deformaciones (pliegues, involuciones e inyecciones), la mayor parte de las formas quedan reducidas a montículos o hinchamientos. Dentro de éstos se han reconocido y descrito hidrolacolitos y almohadillados de césped (estructuras de tipo *hummock*).

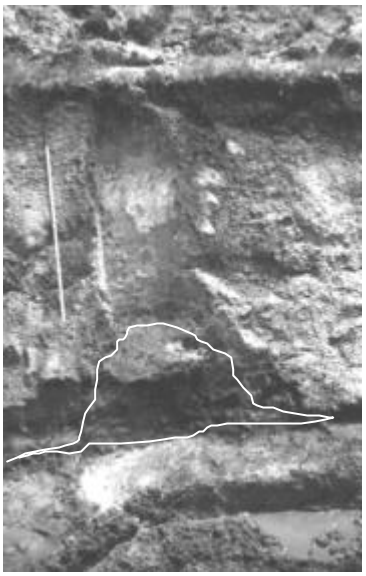
Molina y Pellitero (1982) describen en áreas colindantes a la CHA (vertiente norte del puerto de La Paramera) la presencia de hidrolacolitos funcionales actualmente. Hinchamientos cupuliformes de dimensión métrica, semejantes a éstos aunque con peor definición morfológica al encontrarse colapsados por fusión, se han reconocido en algunas zonas llanas próximas a los nacimientos de ríos y arroyos, como el propio Alberche o Gaznata. Llama la atención su posición altitudinal relativamente baja (en torno a los 1.400 msnm) y su situación en zonas llanas muy venteadas (puertos y collados); estas circunstancias inducen a pensar que la escasa permanencia y/o espesor de la cobertera nival tiene un papel relevante en la disminución de su carácter amortiguador sobre los ciclos helada-deshielo, permitiendo que afecten a los primeros decímetros del suelo allí donde existen pequeñas acumulaciones de agua subsuperficial.





Fotografías 8.39 y 8.40. Hidrolacolitos en el puerto de la Paramera.

También se han localizado hinchamientos periglaciares fósiles en el registro sedimentario de las cuencas intramontanas de la CHA: dentro del relleno aluvial cuaternario de la depresión de Garganta del Villar existe un contacto discordante local de morfología paraboloide convexa que se ha interpretado como debido a un hidrolacolito periglaciar; así lo corrobora el relleno arcillo-turboso asociado, con pólenes fósiles de géneros típicamente húmedos y fríos (*Betula*). Las dataciones realizadas en restos de vegetales superiores del relleno mediante el método del ^{14}C (ver apartado 4.2.2) ofrecen una edad de radiocarbono convencional de 8.030 ± 180 años B.P., que corresponde a un resultado calibrado (2 sigma, 95 % de probabilidad) de *cal* 7.455 a 6.455 años B.C., transición entre los periodos Boreal y Atlántico antiguo (Holoceno). Las condiciones periglaciares de esta antigua llanura inundable del río Alberche serían semejantes a las de La Paramera, con escasa permanencia de la cobertura nival y abundante agua subsuperficial circulando por niveles arenosos, cubiertos por otros arcillo-turbosos más impermeables.



Fotografía 8.41. Perfil del relleno de la llanura aluvial de la fosa de Garganta del Villar, donde se aprecia una morfología lenticular rellena de arcillas (contorneada en blanco), correspondiente a un hinchamiento de origen periglaciar.

Mucho mayor desarrollo adquieren las morfologías de tipo césped almohadillado estacional, donde la crioturbación se combina en lugares inclinados con la solifluxión. En general constituyen pequeños campos de hinchamientos y cepellones herbáceos con alturas que no sobrepasan el medio metro y diámetros de orden métrico (tipo *hummock*). Localmente reciben topónimos derivados de su naturaleza inestable e intransitable por las personas o el ganado: "tremedales" (del latín *tremere* =temblar), "tollas" (de tollo =hoyo en la tierra) y "trampales" (de tramp =trampa). Se localizan en dos situaciones características:

- Fondos de depresiones (tipos topógeno y ombrógeno) con funcionamiento semiendorreico, en antiguos ombrigos glaciares y/o nivales, depresiones de obturación por cordones morrénicos o derrubios periglaciares, navas de altura, etc.

- Vaguadas y laderas en pendiente (tipo solígeno) con surgencias de agua subsuperficial (manantiales y fuentes), asociadas normalmente a zonas de intensa fracturación y/o meteorización del sustrato (arenización), contacto basal de otras formaciones superficiales con el sustrato u otras formaciones más impermeables, etc.





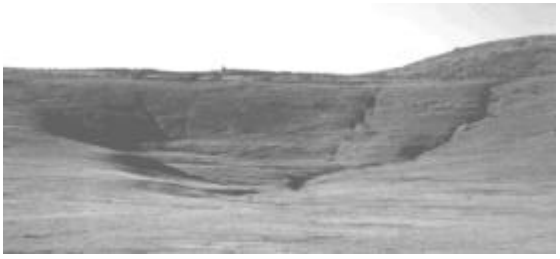
Fotografías 8.42 y 8.43. Céspedes almohadillados ocupando el fondo de la vaguada del arroyo de La Gaznata.

Los céspedes se consideran funcionales en la actualidad, si bien la turberización más intensa tuvo lugar desde el periodo Atlántico al Subatlántico (7.000 a 2.000 años B.P.; Ruiz Zapata y Acaso, 1984).

**** Modelados asociados a la denudación periglaciar***

Los modelados más característicos, elaborados normalmente sobre materiales de naturaleza ígneo-metamórfica, son los perfiles de gelifracción. Presentan morfologías de crestas, agujas o aristas y en la toponimia local reciben los nombres de "riscos" y "peñas" (cuchillares y galayares, más al oeste). Son frecuentes en las cabeceras torrenciales de la vertiente septentrional del macizo Oriental de Gredos (Risco del Biezo, Risco del Cuervo, Peña Parda, ...) y las vertientes meridionales del macizo de La Serrrota (Risco de Cueto, El Riscal, ...) y de la sierra de La Paramera (Risco del Sol, Risco Redondo, ...).

Por otra parte, se han detectado y cartografiado diferentes fenómenos soligelifluidales de vaciado, que dan lugar a morfologías hemielipsoidales (circos solifluidales o *bog cirque*) de dimensión hectométrica convergentes con cabeceras fluviales e incluso circos glaciares, cuyo fondo está ocupado por terracetas solifluidales y suelos turbosos; es el caso del circo de La Gesilla, asociado a una zona de substrato granítico intensamente meteorizado y tectonizado en la ladera septentrional de la depresión de Garganta del Villar.



Fotografía 8.44. Circo soligelifluidal de La Gesilla (Garganta del Villar).

También se ha descrito la existencia de terrazas de crioplanación, un sistema de rellanos escalonados en La Paramera (puerto de Arrebatacapas; Pedraza, 1978) debidas a una conjunción de acciones periglaciares y fenómenos gravitacionales y fluviales.

En las laderas más empinadas de la vertiente septentrional del macizo Oriental de Gredos, se pueden reconocer también unas morfologías canaliformes muy estrechas y alargadas atribuibles a incisiones de arroyada nival; su escasa incisión en el sustrato y el relleno del canal por una exigua acumulación de bloques y cantos hacen pensar en un origen mixto nival-arroyada, aunque retocado posteriormente por procesos torrenciales e incluso gravitacionales (*debris flows*).

Por último, las propias morfologías de circo asociadas a los antiguos nichos de nivación o *névé* (El Nevero y Bajohondillo en La Serrota y varias en el macizo Oriental de Gredos), descritas en el apartado de los procesos glaciares, podrían incluirse en esta categoría al tratarse de procesos debidos a la cobertera nival, sin desarrollo de hielo policristalino ni verdaderas morrenas de flujo.

**** Formaciones superficiales periglaciares en el Sistema Central***

Siguiendo la propuesta de Pedraza *et al.* (1996) se distinguen tres grupos en función de su situación respecto a la superficie del suelo, que para el caso de las formaciones periglaciares del Sistema Central en la CHA pueden sintetizarse litológicamente en:

a) Formaciones superficiales sobre la superficie del suelo; consisten en aglomerados líticos grano-sostenidos de bloques métricos y decimétricos (angulosos), cantos y gravas con escasa o nula matriz arenosa, y tamaños de clastos heterométrico, con una moda entre 1 y 0,25 m; internamente no se encuentran estructurados, salvo tenues orientaciones superficiales de los

bloques que se disponen paralelos a la superficie del terreno; en ocasiones presentan un nivel inferior más fino (gravas y arenas) que soporta los bloques, formado por el lavado de la escasa matriz del aglomerado; en general se adaptan a la morfología preexistente, alcanzando un notable desarrollo en superficie frente a su escasa potencia (no superior a 4 m).

b) Formaciones superficiales en la superficie del suelo; aglomerados líticos matriz-sostenidos de cantos y gravas planares o discoidales, empastados en matriz areno-arcillosa.

c) Formaciones superficiales bajo la superficie del suelo; alternancia de niveles samíticos arcósicos sin matriz y arcillosos ricos en materia orgánica, llegando a constituir auténticos niveles turbosos y suelos de gley. En su génesis se asocian procesos periglaciares, aluviales (de arroyada) y palustres-lacustres; de ahí que cuando alcanzan potencias exiguas se denominen rellenos aluviales-coluviales.



Fotografía 8.45. Perfil del relleno aluvial-coluvial de una nava en Fuente Alberche, donde se aprecian los suelos de gley y los niveles turbosos.

Desde 1980 se han realizado diferentes estudios del contenido paleopalinológico de estas últimas formaciones superficiales en áreas próximas de la Sierra de Gredos, principalmente por Ruiz Zapata y Acaso Deltell (1981a, 1981b, 1983, 1984 y 1988), Atienza Ballano (1993), Andrade Olalla (1994) y Dorado Valiño (1993), para sus partes axiales y vertiente septentrional; y por López-Sáez *et al.* (1991) en el sector meridional. Dentro de la propia CHA se han realizado varios de estos análisis polínicos (Andrade, 1994; Andrade *et al.*, 1990). Ello ha permitido establecer a grandes rasgos cuáles fueron los patrones en la evolución de la cubierta vegetal y el clima para este sector del Sistema Central desde el Pleistoceno superior y, fundamentalmente, durante el Holoceno postglaciar más reciente (Ruiz Zapata *et al.*, 1984 y 1988).

**** Formaciones superficiales periglaciares en la cuenca de Madrid***

Se trata fundamentalmente de recubrimientos samítico-limosos con abundante matriz arcillosa y escaso espesor, que tapizan las laderas en sus partes medias y bajas.

8.3.4. DOMINIO GLACIAR

Únicamente se ha citado la existencia de morfologías y depósitos asociados a procesos glaciares pleistocenos en las dos alineaciones montañosas más elevadas de aquéllas que circundan la CHA: el macizo de La Serrota, y la alineación de las sierras del Cabezo-Centenera-Valle (macizo de Gredos Oriental).

Desde el punto de vista geomorfológico, se trató de un glaciarismo de montaña, con pequeñas acumulaciones de hielo confinadas al relieve (normalmente preexistente). Se encuentra bien representado el subtipo glaciar de circo (también llamado pirenaico), pudiéndose inferir la existencia de algunos glaciares de ladera o intermedios (muy limitados en su desarrollo), e incluso monteras de hielo. Desde el punto de vista geofísico eran glaciares templados, al situarse en montañas no muy altas y latitudes medias, por lo que sería previsible la existencia de circulación de agua líquida por toda la masa glaciar con fenómenos de criocarst.

En ambos casos fue un glaciarismo muy restringido a la parte culminante de las laderas y cumbres, y cuyo desarrollo se ha asociado a diversas etapas dentro del periodo alpino wurmiense, sin descartarse una posible actividad durante una etapa previa rissiense.

** El glaciarismo del macizo de La Serrota*

Schmieder (1915-1953) es el primero en citar el glaciarismo en el macizo de La Serrota; así lo recoge en una breve nota dentro de su descripición de la Sierra de Gredos. Hernández Pacheco (1933) describe las formas asociadas a los procesos glaciares, detallando algunas de ellas un año más tarde (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934). El trabajo de Arenillas y Martínez de Pisón (1976) caracteriza las morfologías y realiza una interpretación evolutiva básica. Para finalizar, Guerra y Sanz Donaire (1985) incluyen datos morfométricos de los glaciares de La Serrota en su análisis comparativo de la glaciomorfología del Sistema Central español.

El macizo completo consta de varios complejos con glaciares de montaña, subtipos de circo, de ladera e incluso de valle. En la vertiente que drena hacia el río Alberche únicamente aparecen dos aparatos: el glaciar de La Cerradilla y el nicho de nivación de Bajohondillo.

La morfología previa, básicamente fluvial (cabeceras torrenciales y gargantas siguiendo líneas de fracturación) con retoques periglaciares (¿rissienses?), junto a la orientación de las depresiones (SE), es la que condiciona la situación y desarrollo de los aparatos glaciares, tanto porque facilita la acumulación y transformación de la nieve a hielo, como porque prepara materiales para ser transportados como derrubios por el hielo.

En la zona culminante del macizo pudo desarrollarse una montera de hielo por acomodación a la fisonomía aplanada de la superficie de cumbres (tipo meseta de hielo). Esta circunstancia ya ha sido citada por otros autores en macizos próximos: Sierra de Béjar-La Nava (Carrasco y Pedraza, 1995), constatándose la existencia de formas de pulido en la culminación del macizo y la conexión de la montera con los circos laterales, que en etapas previas actúan a modo de lenguas de desbordamiento.

- Glaciar de La Cerradilla

El denominado glaciar La Cerradilla o de Cepeda (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934), se sitúa al suroeste de la cumbre de La Serrota (El Santo, 2.295 msnm), en la ladera meridional del

pico anexo al collado de la Honda (2.204 msnm), entre los parajes de El Nevero, Serradillas y Alto de Serradillas (Villatoro, Ávila). Presenta una morfología en circo clásico (paraboloide elíptico truncado) con complejos morrénicos semilunares en posición lateral y frontal donde, al menos, pueden diferenciarse dos arcos (externo e interno).



Fotografía 8.46. Circo y morrenas de La Cerradilla (macizo de La Serrota), desde Cepeda La Mora.

El circo, de forma elíptica en planta, ocupa el paraje denominado El Nevero, coronado por un paredón rocoso de elevada pendiente orientado al ESE, que se extiende en dirección casi meridiana hasta el Canto de la Oración; este escarpe escalonado se ha desarrollado a favor de un sistema de fracturas de dirección NE-SO. El fondo del circo está ocupado por la depresión de La Cerradilla, atravesada por fuertes escalones o rupturas de pendiente, cuya parte superior pulimentada deja ver con frecuencia estrías y bloques erráticos; pueden localizarse restos de morrenas de fondo compuestas por depósitos de *till*, probablemente de tipo subglaciar de fusión y/o acrección. En este cuenco tiene su nacimiento el arroyo de las Serradillas, que da nombre al paraje y, por derivación, al complejo glaciar.

El arco morrénico externo está formado por dos morrenas laterales en *vallum* sigmoidales, colocadas diagonalmente en las laderas de la depresión donde se ubica el circo, sobre la que se elevan entre 45 y 50 m de altura. La morrena izquierda (en sentido de la paleodirección del flujo del hielo) se inicia a los 1.907 msnm con el punto de inflexión a unos 1.892 msnm, donde se alcanza su máximo desarrollo y potencia; la derecha comienza con un ramal transversal de 25 m de altura a 1.827 msnm, para continuar con el tramo lateral propiamente dicho desde los 1.857 msnm hasta los 1.767 msnm; ambas convergen en un tramo frontal en arco, cuya zona exterior más baja se sitúa a 1.725 msnm, y que está disectado por el arroyo Nevero. La depresión elongada que queda entre el margen externo de la morrena y la ladera original del valle fluvial se parece a los denominados "barquillos" (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934). Las morrenas están compuestas de un *till* primario (orto-*till*) de tipo supraglaciar de fusión-sublimación (ablación), muy heterométrico, en el que pueden encontrarse grandes bloques de hasta 100 m^3.

El arco interno, o de retroceso, se compone igualmente de dos morrenas laterales en *vallum* semilunar, que se inician a unos 1.874 msnm y finalizan a 1.787 msnm. Define tras él una pequeña depresión ocupada por áreas encharcadas y turberas.

Los restos del desmantelamiento de los frentes morrénicos se encuentran aguas abajo del arroyo de forma dispersa. Hernández Pacheco y Vidal Box (1934) citan la presencia desdibujada de un tercer arco morrénico frontal semilunar más externo aún, cuyo punto más bajo, en la intersección con el arroyo, se situaría a 1.687 msnm.

En conjunto se interpretan como morfologías y depósitos asociados a un glaciar de montaña, subtipo de circo o pirenaico, en el que la masa de hielo tenía una forma subelíptica. Presentaba la particularidad de tener un pequeño nicho de nivación o glaciar incipiente (cabecera del Aº Nevero) asociado al lateral derecho del circo glaciar, del que estaba separado por un umbral (con bloques erráticos) marcado por la cuerda de Cerro Pelado; ésta, y no la existencia de una

disfluencia o derrame como indicaron autores previos (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934), es la causa de la fuerte inflexión que presenta la morrena lateral externa derecha en su parte superior, en la que podrían encontrarse restos de *till* de deformación.

Por lo que respecta a la evolución del complejo, parece que pueden reconocerse al menos tres etapas en lo que se refiere a los fenómenos glaciares:

a) Fase de máxima extensión del hielo en el circo, alcanzando cotas en el valle preexistente de 1.687 msnm; estabilización muy breve en ese máximo, que no permite una acumulación importante de *till*, por lo que el arco más externo no está casi marcado. Finaliza con un rápido retroceso de la masa de hielo, sin ninguna estabilización que desarrolle arcos intermedios de retroceso.

b) Fase de estabilización prolongada ("*optimum glaciar*" de Hernández Pacheco, 1933), alcanzando el hielo glaciar cotas de 1725 msnm; puede coincidir con el máximo desarrollo y eficiencia de la meseta de hielo desbordante de La Serrota, ya que la notable acumulación de *till* en la morrena externa requiere un área de alimentación muy superior al circo del propio glaciar. El nicho de nivación del Aº Nevero es funcional, llegando a desarrollar procesos glaciares incipientes y una morrena de *nevé* lateral izquierda, anexa a la derecha del circo glaciar. Finaliza igualmente con un retroceso rápido en el que la masa de hielo presentaría barreras de *seracs* en los escalonamientos de la depresión.

c) Fase de estabilización finiglaciar breve, restringiéndose el circo a una pequeña acumulación de tipo nicho de nivación con el frente de ablación a 1.787 msnm. Se produce la desconexión definitiva de la meseta de La Serrota, quedando como única cuenca de acumulación el propio circo, por lo que la transformación nieve-hielo no llega a completarse.

Hernández Pacheco (1933) sitúa la cota de los campos de neviza a partir de los 1.900 msnm, argumentando que no debió variar en las etapas de retroceso, debiéndose las diferencias en el desarrollo del glaciar únicamente al déficit de precipitaciones.

- Nicho de nivación de Bajohondillo

El denominado glaciar Sur o de Bajohondillo (Hernández Pacheco, 1933) se sitúa al E-SE de la cumbre El Santo, al sureste de La Honda (1.864 msnm), ocupando la cabecera del arroyo de Bajohondillo (Villatoro, Ávila), que le da nombre. Se compone únicamente de un valle elongado con terminación en circo a modo de anfiteatro (cilindro parabólico combinado con un paraboloide elíptico truncado), en cuyas laderas se localizan morfologías en colinas discontinuas y dispersas de *till* glaciar, con una cresta semilunar bien diferenciada a unos 1.677 msnm.



Fotografía 8.47. Valle de Bajohondillo, en cuya cabecera se sitúa el nicho de nivación.

En opinión de Arenillas y Martínez de Pisón (1976), la morfología de nicho, de fondo relativamente plano pero carente de morrenas, puede deberse a una sobrealimentación por la convergencia de los dos collados ventosos que tiene sobre la cabecera (paraje de La Honda).

Podría corresponder únicamente a un nicho de nivación o glaciar de circo incipiente, aunque de confirmarse la naturaleza glaciar de las degradadas acumulaciones de bloques a 1677 msnm, se trataría de un glaciar de valle con escaso desarrollo; su frente de ablación estaría relacionado con la etapa de máximo desarrollo del glaciar de La Cerradilla, alcanzando una cota semejante a éste, y 50 metros inferior a la de su etapa de estabilización prolongada. Hernández Pacheco (1933) atribuye estos restos a otra glaciación antigua más desarrollada.

**** Procesos glaciares en las sierras del Cabezo-Centenera-Valle***

Comprende la vertiente septentrional de la cuerda divisoria entre las cuencas de los ríos Alberche y Tormes desde el Cerro Borreguero (1.860 msnm) al puerto del Arenal (1.815 msnm), y entre los ríos Alberche y Tiétar desde el puerto del Arenal al de Casillas.

Pedraza y Fernández (1981b) definen, para el sector más occidental de la alineación, la existencia de diferentes morfologías correspondientes a los circos de antiguos nichos de nivación o *névé* (circos glaciares embrionarios), situados en las cabeceras de algunos arroyos: Vaciazurrones-Dehesa, Navarenas, Garganta Honda, Boquerón del Horco, y Pedro Maza. Igualmente cartografían la existencia de cuencas de recepción torrencial penetrando en nichos de nivación en el puerto del Arenal y el collado del Boquerón; estas cabeceras, normalmente asociadas a la erosión remontante de torrentes afluentes del río Tiétar, degradan los escarpes de coronación de los circos de *névé*, dividiéndolos en dos ramales (Navarenas) o eliminando un lateral (Boquerón del Horco). Igualmente comentan la existencia de ordenaciones de los depósitos glacio-periglaciares en la garganta de Navarenas, que podrían asociarse a antiguas crestas morrénicas; la dualidad entre los depósitos de ladera más groseros y los de fondo de valle más finos correspondería a las antiguas morrenas laterales y de fondo respectivamente.

También se han cartografiado en el presente estudio varias morfologías convergentes con las de circos de *névé* como los ya citados; éstos se localizan en otra serie de cabeceras torrenciales en la vertiente septentrional de la sierra del Valle. Destacan, por presentar coronaciones poco o nada degradadas, las cabeceras de los arroyos: Becedilla (puerto del Arraclán, 1.776 msnm), Lancha Lisa y Lanchamala. Los derrubios periglaciares y fluvio-torrenciales que cubren las laderas y fondo de los circos desdibujan la morfología original no permitiendo diferenciar formas ni depósitos de claro origen glaciar.

**** Formaciones superficiales glaciares***

Están constituidas por aglomerados líticos de bloques y gravas con matriz samo-sefítica, escasamente compactados y sin cemento alguno (Pedraza y Fernández, 1981b). Los bloques tienen dimensiones variables que abarcan desde clastos con diámetros superiores a 2 m a cantos de 0,25 m; las dos modas se sitúan en 1-1,5 m y 0,5-0,25 m; su composición es muy variable, predominando los granitoides y rocas filonianas (cuarzo). La grava presenta una curva polimodal (Fernández, 1976), con modas situadas en intervalos fijos y ligeras inflexiones en su trazado típicas de este tipo de depósitos.

Existen formaciones de mayor concentración en materiales samo-pelíticos y presencia dispersa de bloques y gravas, que podrían considerarse localmente arcosas y litoarcosas.

La desconexión existente entre las formaciones superficiales glaciares y las fluviales u otras donde sea posible establecer criterios de datación, hace que la asignación cronológica de las primeras sea meramente tentativa; estudios previos en áreas circundantes establecen una edad wurmiense (Pleistoceno superior) a tardiglaciar (Holoceno) para todas ellas.

8.3.5. PROCESOS LACUSTRES Y PALUSTRES

Los procesos ligados a la presencia de lámina de agua estable sin flujo direccional neto, fundamentalmente asociados a lagos, lagunas y zonas encharcadas, presentan un desarrollo testomonial en la CHA. Existen zonas anegadas, pero de escasa dimensión y batimetría, no permitiendo actuar agentes como el oleaje y con escasa repercusión geomorfológica.

Por un lado se encuentran las pequeñas lagunas y zonas encharcadas del Sistema Central, todas ellas estacionales y de escasas dimensiones. Dentro de ellas podríamos distinguir:

* Lagunas de divisorias llanas, fundamentalmente ubicadas en la superficie de paramera y cumbres de las sierra de Villafranca. Con morfología subcircular en planta (diámetros decamétricos) y profundidades menores a un metro han sido reaprovechadas como abrevaderos para ganado, trastocando su dinámica y estacionalidad.

* Lagunas y charcas en ombligos glaciares, restringidas a los circos de La Cerradilla y Bajohondillo (principalmente el primero); están prácticamente colmatadas por aportes, evolucionando a turberas.

* Lagunas y lavajos en áreas semiendorreicas de las superficies de piedemonte, fundamentalmente zonas llanas o sobreexcavadas; sirva como ejemplo la laguna de Los Lavajos (Estación de Zarzalejo-Peralejos), de la que ya existe una referencia en Prado (1864), quien dice que tiene media hectárea de superficie y que los años muy secos se queda sin agua.



Fotografía 8.48. Laguna de Los Lavajos, en Estación de Zarzalejo-Peralejos.

* Navas de encharcamiento estacional; extensamente representadas en las sierras de Gredos y Guadarrama, constituyen depresiones vinculadas con la intensa fracturación y/o meteorización del substrato; de ahí su morfología alargada en planta cuando se asocian a un sistema de fracturas (Navaluenga) o subcircular cuando confluyen varios de ellos (Navarredondilla); sufren encharcamiento estacional (invierno-primavera) con lámina de agua centimétrica a decimétrica.

En la cuenca de Madrid las zonas encharcadas se restringen a pequeños espacios vinculados con la dinamica fluvial, destacando:

* Pozas y bodones que permanecen con agua cuando los cauces en los que se sitúan sufren el estiaje estival.

* Lagunas semilunares (*oxbow lakes*) en estrangulamientos de meandros, como la existente en el meandro de El Santo (curva de La Isla), o en acortamientos retenidas en los surcos entre crestas de meandro (*scrolls*).
* Charcas y lavajos vinculadas a surgencias de aguas subterráneas, en ocasiones muy mineralizadas; por ejemplo las charcas de El Salobral.

**** Formaciones superficiales palustres***

Son depósitos muy restringidos espacialmente a los rellenos de áreas encharcadas o con lámina de agua libre. En general se trata de finas alternancias de arenas, limos y arcillas ricas en materia orgánica (niveles turbosos) con laminaciones subhorizontales, fuertemente bioturbadas; no presentan compactación aunque pueden estar cementadas o teñidas por óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso.



Fotografía 8.49. Perfil del relleno de una nava en las inmediaciones de Las Navas del Marqués.

8.3.6. PROCESOS EÓLICOS

Los procesos eólicos, aunque tienen un campo de acción universal, tienen una restringida distribución espacial en cuanto a sus efectos (formas y procesos) perceptibles en la CHA. Tan sólo son efectivos allí donde el régimen de vientos es persistente y actúa sobre materiales finos y escasamente coherentes (sueltos y secos). Por ello, su acción sólo se deja sentir en dos ámbitos de la CHA:

* Puertos, collados, pasos y vaguadas de las divisorias principales, que concentran la mayor circulación de vientos, como aluden algunos de sus topónimos (Arrebatacapas); su acción geomórfica fundamental es indirecta, puesto que la fuerte deflación que ejerce el viento sobre la cubierta nival adelgaza su espesor, permitiendo la penetración del frente de helada hasta mayores profundidades y el desarrollo de procesos periglaciares (ver apartado 8.3.3); así ocurre en el puerto de La Paramera (Molina y Pellitero, 1982).

* Llanuras aluviales arenosas y limosas, bien en conos aluviales, *glacis* con recubrimiento, o llanuras de inundación y barras fluviales; la removilización de arena por deflación produce pequeños ombligos en los mantos arenosos; la abrasión por el transporte algunas facetas en los clastos; y la sedimentación genera pequeñas rizaduras (*ripples*) y megarizaduras transversas de cresta recta y ondulada, que nunca sobrepasan alturas decimétricas y amplitudes métricas.

Intercalados en los depósitos aluviales del arroyo Berciana (afluente del Alberche por su margen izquierda), existen cuerpos fluviales (barras arenosas) con signos de removilización eólica subactual, como es la presencia de laminaciones cruzadas planares de alto ángulo (superior a 35°) y granos rayados y picados por atrición. La datación mediante luminiscencia (ver apartado 4.2.1) realizada en uno de estos niveles ofreció un valor para la dosis equivalente (D_e) de 66,31 ± 4,44 Gy; la dosis total resultó 5,03 ± 0,30 Gy/Ka; por ello, la edad estimada es de 13,18 ± 1,17 Ka (12,6 ± 0,7 Ka). Esta edad corresponde al tránsito entre las etapas Allerød y Dryas reciente (*Younger Dryas*; Tardiglaciar wurmiense, Pleistoceno superior) de la cronología climática europea; en este periodo se produce una acción eólica periglaciar muy acusada a nivel de toda Europa occidental en general, y del centro peninsular en particular (Díez y Bateman, 1998; Bateman y Díez, 1999; Bateman y Díez, 2001).

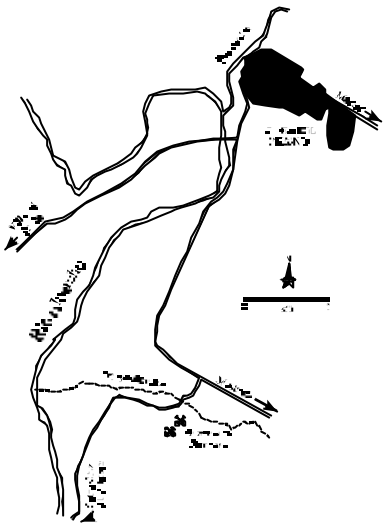


Figura 8.3. Esquema de situación de las Areneras del arroyo Berciana, en las proximidades de Aldea del Fresno, donde se han estudiado los depósitos de removilización eólica.

8.3.7. DOMINIO POLIGÉNICO

Bajo este epígrafe se agrupan todos los productos geomorfológicos (formas y depósitos) en cuya génesis se combinan, convergen o se suceden varios tipos de procesos geomorfológicos de los anteriormente enumerados. En general se trata de elementos de evolución compleja, bien por su antigüedad o por su difícil asignación genética.

Clásicamente se han incluido en este dominio los *glacis*, vertientes prolongadas de muy suave inclinación que suponen la transición entre zonas más inclinadas y llanuras *s.s.*; así, este término francés (derivado del latín *glacies*, hielo), inicialmente morfográfico, adquiere un significado genético (poligénico) y evolutivo (asociado a las superficies erosivas). Aunque se supone la actuación conjunta de varios procesos geomorfológicos en su génesis, siempre se ha dado un papel preponderante a la arroyada difusa, con redes en derrame y de posición variable.

Existen en la CHA diferentes tipos de superficies de *glacis*, clasificadas según su posición (contexto), naturaleza subsuperficial, evolución o morfología:

* Por su posición geomorfológica:
  - G. estructurales (de frente y revés), asociados a los relieves monoclinales en cuesta que forman los materiales mesozoicos en la zona de Valdemorillo.
  - G. encajado, circundado por elevaciones en ambos sentidos, como las vertientes septentrionales de la fosa del Alberche medio o del Burguillo.

* Por su naturaleza:
  - G. de denudación, erosión, ablación o sin depósito, fundamentalmente en los piedemontes del Sistema Central (*pediments*) y las culminaciones de las superficies de campiña en la cuenca de Madrid (sector de Navalcarnero).
  - G. de acumulación, depósito o con recubrimiento, principalmente al pie de zonas escarpadas, en la confluencia de varios conos de deyección (*glacis*-cono de la llanura del río Alberche), o enlazando con terrazas fluviales (*glacis*-terraza de la D.A.F.A.).
  - G. mixtos, con erosión en su parte superior y depósito en la inferior, con relación de continuidad morfológica entre ambos; son muy característicos de las superficies de sustitución de las campiñas (zona de Villamanta), propias del encajamiento de la red fluvial.

* Por su morfología:
  - G. progresivo, que varía su pendiente (en rangos bajos) a lo largo de su desarrollo, adquiriendo perfiles cóncavos o convexos.
  - G. no progresivo, que mantiene su pendiente, adoptando un perfil rectilíneo.
  - G. escalonados, que están articulados en sectores separados por pequeños cambios de pendiente, como la vertiente meridional de la fosa de Garganta del Villar.

* Por su evolución:
  - G. superpuestos, en el que un *glacis* de depósito fosiliza un *glacis* previo (cubierto), como el piedemonte de la sierra de la Paramera en S. Juan del Molinillo.
  - G. disectado, o incidido por la red fluvial, por lo que se ve interrumpido por valles, muy frecuentes en las campiñas de Villamanta.



Fotografía 8.50. *Glacis* erosivo en las inmediaciones de Sta. María de la Alameda.

**** Formaciones superficiales poligénicas***

Constituyen recubrimientos de escaso espesor, normalmente localizados al pie de elevaciones o fondos de depresión con perfil longitudinal de *glacis*, genéticamente asociados a la actuación conjunta de procesos periglaciares, gravitacionales y fluviales de arroyada difusa; por ello, no es extraño que estos depósitos enlacen mediante cambio lateral de facies o interdigitaciones con otras formaciones superficiales típicas de estos procesos, generando los denominados *glacis*-terrazas o conos coalescentes-*glacis*.

En general están formados por granulometrías finas samítico-pelíticas con pasadas de gravas y algún canto disperso, presentando una laminación subhorizontal característica, únicamente interrumpida por morfologías canaliformes plano-cóncavas poco marcadas. Puede contener niveles con abundante matriz alternantes con otros samíticos más lavados.

En algunas zonas de la CHA se han reconocido dos niveles de formaciones superficiales poligénicas asociadas a depósitos fluviales (*glacis* terraza; Centeno *et al.*, 1990a); esta distinción parte más de un criterio geomorfológico que petrológico, ya que los depósitos son semejantes en ambos.

8.4. MORFOGÉNESIS COMPLEJA: TIPOS DE RELIEVES

La conjunción o sucesión de diversos procesos geomorfológicos de la morfogénesis básica, condicionados por los principales factores geomórficos (estructura geológica, clima y litología), condiciona la aparición de conjuntos de formas a escala meso y macroscópica que se denominan genéricamente tipos de relieves.

8.4.1. RELIEVES ESTRUCTURALES

La mayor parte del relieve de la CHA parte de su configuración morfoestructural, sobre todo en lo que se refiere al Sistema Central, donde la tectoestructura adquiere un papel preponderante. En general se trata de formas penioriginales (escarpes siguiendo líneas de falla), sólo en ocasiones originales o primitivas (planos de falla formando escarpes o laderas); aunque también pueden encontrarse formas derivadas, como las cuestas monoclinales (Valdemorillo) o las plataformas de Méntrida-Santa Olalla.

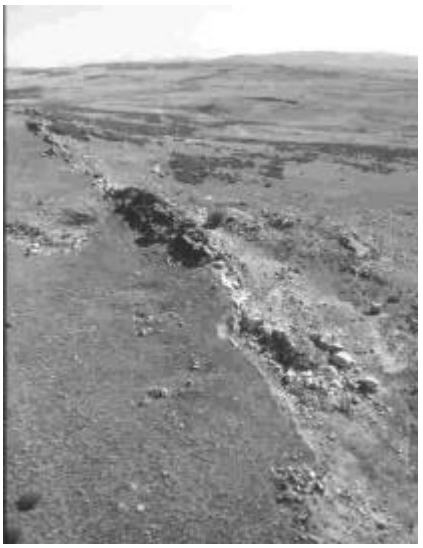
Entre las formas estructurales de fracturación características del Sistema Central, dentro de la morfoestructura general (ver apartado 8.2.1), se encuentran los escarpes de falla (normalmente atenuados por erosión o relleno), basculamientos, cambios de pendiente y alineaciones morfotectónicas. Desde el punto de vista configuracional se ajusta a las clásicas cadenas con estilo germánico.

Dentro de las formas de plegamiento, en general simples autóctonas iso- o monoclinales, predominan las plataformas estructurales inclinadas, cuestas y crestas (a veces asociadas en *chevrons*), desarrolladas en materiales mesozoicos (sector de Valdemorillo) o paleógenos (pseudocuestas de Nombela-Garciotún); algunas de ellas se benefician de la resistencia diferencial de niveles con silicificaciones secundarias dentro de las series paleógenas. Configuracionalmente se ajustan al denominado estilo sajónico. Entre las formas atectónicas o con origen tectónico muy atenuado se localizan plataformas estructurales horizontales, hombreras, mesas y cerros.

Otro conjunto de formas estructurales, o mixtas lito-estructurales, lo constituyen los diques y filones subverticales, que por su erosión diferencial respecto a la roca encajante forman crestones y cresterías denominados sierros (filones de cuarzo) y riscos (diques de granitoides porfídicos). Excelentes ejemplos de este tipo de morfologías se pueden encontrar sobre la superficie de la paramera en el macizo de La Cañada y en las culminaciones de la sierra de la Paramera. También se encuentran relieves asociados a diques que, por su composición o grado de meteorización, actúan justo al contrario, dando relieves negativos en forma de depresiones y vaguadas.









Fotografías 8.51 a 8.54. Relieves estructurales asociados a diques y filones verticalizados: Risco del Sol (arriba-izquierda); sierros en La Cañada (abajo-izquierda y arriba-derecha) y Paredes de Escalona (abajo-derecha).

8.4.2. RELIEVES LITOLÓGICOS

Existen tres conjuntos petrológicos en la CHA que generan modelados litológicos característicos: las rocas ígneas plutónicas (modelados graníticos), las rocas sedimentarias carbonáticas (modelados cársticos), y las rocas sedimentarias detríticas arcillo-arenosas (modelados acarcavados).

**** Relieves graníticos***

Se trata de una asociación de formas derivadas y penioriginales, debidas a la acción de procesos de modelado (fundamentalmente meteorización, periglaciarismo y arroyada) sobre rocas plutónicas, principalmente granitoideas. En general se consideran modelados diferenciales, consecuencia de una meteorización y desmantelamiento erosivo selectivos.

Dentro la asociación de formas existen unas morfologías más comunes, como son: crestones y crestas, domos o *bornhardt*, berrocales, pedrizas, lanchares y *tors*, y los mantos de arenización (ver apartado 7.3.2). También infinidad de morfologías menores o de detalle (microformas): pilancones, aros de piedra, tafonis, pavimentos, acanaladuras, pideras caballeras, pendientes invertidas, agrietamientos pseudopoligonales...

















Fotografías 8.55 a 8.62. Formas graníticas mayores: domos graníticos (Cebreros y Villanueva de Ávila), lanchares (Burgohondo), pavimentos (Cadalso de los Vidrios), berrocales (Burgohondo), *tors* (Valsordo) y piedras caballeras (Navaluenga).

Los relieves graníticos de la CHA, al menos en su sector oriental, han sido objeto de estudios específicos (Centeno, 1988) por su singularidad e importante desarrollo. Es de reseñar la notable presencia de *inselbergs* graníticos, de cuya articulación se pueden inferir interesantes secuencias genético-evolutivas. Localmente existen formas asociadas a litologías graníticas particulares, residuales por su diferente textura o composición mineralógica, como la sienita de la cueva de Maragato y los granitoides porfídicos de la sierra de la Paramera.

**** Relieves cársticos***

Quedan restringidos a los materiales de naturaleza carbonática, en particular las dolomías, areniscas dolomíticas y calizas cretácicas que orlan los materiales del Sistema Central en su sector Perales-Quijorna; de forma anecdótica aparecen en las intercalaciones carbonáticas (mármoles) de los materiales metamórficos paraderivados del Sistema Central.

El desarrollo de la carstificación en la CHA está muy restringido por varios motivos: heterogeneidad litológica con abundantes tramos detríticos intercalados, escaso tiempo de exposición de los relieves afectados y la rápida incisión de la red fluvial que disecta las formas y las fosiliza. Las formas exocársticas se limitan a pavimentos y valles fluviocársticos (cañones); las endocársticas a pequeñas cavidades decamétricas subhorizontales constituidas por tubos freáticos actualmente inactivos en redes intrincadas controladas por los planos de estratificación y el diaclasado.

**** Relieves acarcavados***

Estos modelados en malpaís o *badlands*, son característicos de sectores en los que las litologías detríticas samítico-pelíticas presentan elevadas pendientes y se encuentran desprovistas de cubierta vegetal. En su génesis interviene la escorrentía superficial concentrada (regueros o *gullies*) y la acción subsuperficial (sufusión o *piping*).

Dentro de la CHA son característicos de los sectores arcósicos de la cuenca de Madrid (campiñas) y subcuencas marginales del Sistema Central, alcanzando un notable desarrollo en la vertiente meridional del valle del Alberche en la D.A.F.A. Puntualmente se pueden localizar micromorfologías características de estos relieves, como acanaladuras, surcos, chimeneas de hadas, microarcos y tubos de sufusión colapsados.

8.4.3. RELIEVES CLIMÁTICOS

No existe ningun sector de la CHA con modelado característico de un ambiente climático único y determinado, puesto que, como se discutirá más adelante, la cuenca es el resultado de una compleja evolución geomorfológica por la que se han sucedido diferentes climas. De ahí que no puedan reconocerse relieves climáticos propiamente dichos, aunque sí algunos elementos característicos (que no exclusivos) de los mismos, como: los restos glaciares y rasgos periglaciares de zonas climáticas de alta montaña; los *pediments* e *inselbergs* asociados a sucesiones biclimáticas de zonas intertropicales sabana húmeda-semiárida; y los *glacis* de arroyada propios de climas templados mediterráneos.

**** Las rampas del Sistema Central como relieves climáticos***

Las rampas situadas en el piedemonte de las elevaciones principales del Sistema Central se conforman como *glacis* erosivos sobre substratos cristalinos (*pediments*). En principio se atribuyó su génesis a un arrasamiento (pedimentación) finiterciario en un clima árido o semiárido (Birot, 1937), ya que fueron asimiladas a las llanuras del suroeste de EE.UU. de Norteamérica. Con posterioridad se han propuesto hipótesis de "doble planación" (biclimáticas o policlimáticas), según las cuales son el resultado de un primer proceso de pedimentación en clima de sabana y formación del *etchplain*, y una segunda etapa en clima semiárido con morfogénesis atenuada en el que se remodela el relieve anterior.

**** Los relieves residuales de tipo inselberg en la CHA***

Se trata de montes de configuración dómica que clásicamente fueron atribuidos a morfogénesis bajo climas áridos/semiáridos o climas tropicales con una estación seca. Más recientemente se han asociado a la doble planación, con una primera etapa de pedimentación de sabana y formación de un relieve grabado (*etch*), y una segunda con el lavado del manto de meteorización (etchplanación) dejando al descubierto los relieves positivos (*inselbergs*).

Este tipo de relieves también han sido objeto de estudios específicos para el sector oriental de la CHA (Sanz, 1987). Respecto a su ubicación pueden diferenciarse relieves residuales de resistencia litológica, de posición (alejada de la incisión fluvial) y tecto-erosivos. Por su geometría y vinculación con modelados graníticos se distinguen:

- Cónicos, con el cambio de pendiente basal (*nick*) muy claro, diaclasado curvo en lanchares y ortogonal en *tors*.
- Troncocónicos (de cumbre plana), sin diaclasado predominante.
- Culminados en cresta, con *nick* nítido y fuerte pendiente en la cima.
- Dómicos o dorsos de ballena, diferenciados por el diaclasado curvo.

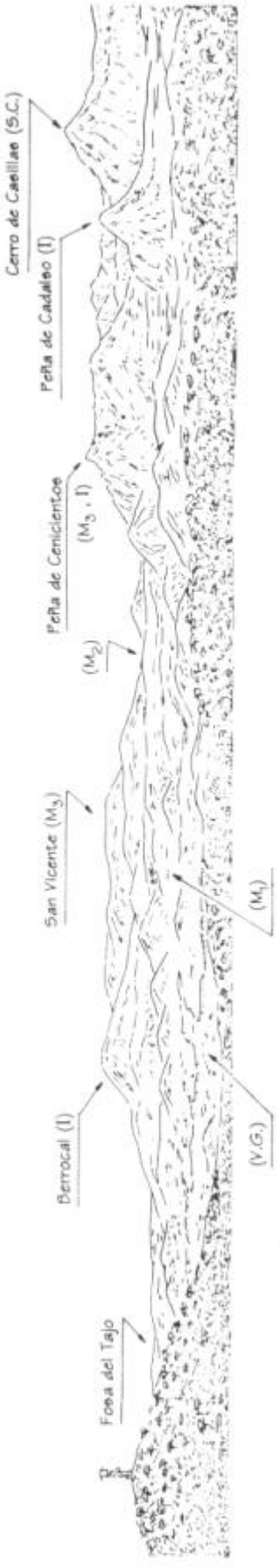


Figura 8.4. Esquema de la vista panorámica de un tramo del piedemonte en la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama, correspondiente a la rampa de Cadalso de los Vidrios-Cenicientos. El punto de observación está en las proximidades de la urbanización El Encinar del Alberche (PK 34 de la carretera C-507), a unos 700 m de cota absoluta, sobre la rampa de El Rincón en el nivel M_2.

En el esquema pueden observarse una serie de superficies y relieves residuales que, desde las zonas más elevadas a las más deprimidas, son: Cerro de Casillas, resto de la superficie tipo penillanura definiendo las cumbres (S.C.), ligeramente escindido de la terminación oriental de la Sierra del Valle; Sierra de San Vicente y culminación de la Peña de Cenicientos, que representan niveles de paramera (M_3) correspondientes a la superficie tipo penillanura ya muy degradada y aislada del macizo fundamental, resultando casi *inselbergs*; Berrocal y Peña de Cadalso, relieves residuales tipo *inselbergs* (segunda generación) de la superficie M_3 sobre la base de *etchplain* (representado aquí por el dorso-peana de la Peña de Cadalso); superficies de piedemonte M_2 y M_1 (rampas de Cadalso-Cenicientos-Almorox) con sus correspondientes relieves residuales (tercera y cuarta generación), consecuencia del proceso de pedimentación seimiárida a partir del nivel de etchplanación; y vertientes de transición hacia los cauces fluviales con algunos domos de exhumación reciente (quinta generación de relieves residuales). Al fondo se observan los relieves alomados en la subfosa del Alberche, ya dentro de la fosa del Tajo (Pedraza *et al*., 1996a).

En función de sus etapas de generación, relacionándolos con las superficies erosivas de tipo *pediment*, y tras una primera generación de relieves de tipo *monadnock*, pueden distinguirse:

- Segunda generación de relieves residuales; *inselbergs* cónicos, de cumbre plana, de culminación en crestas, y dómicos; restos de una llanura heredada (*pediment* de sabana) formada por arroyada difusa o concentrada.





Fotografías 8.62 y 8.63. Peñas de Cadalso (izquierda) y de Cenicientos (derecha)

- Tercera generación; *inselbergs* cónicos, de cumbre plana y dómicos.











Fotografías 8.65 a 8.69. Relieves residuales de tercera generación: Chapinería, La Rinconada, El Cazador, Navaluenga y San Juan.

- Cuarta generación; *inselbergs* dómicos y dorsos de ballena en la superficie de sustitución del *pediment*, por exhumación actual tras un grabado desde el Pleistoceno superior mediante arroyada difusa o concentrada.





Fotografías 8.70 y 8.71. Domos de El Yelmo (embalse de San Juan; izquierda) y de Cadalso de los Vidrios (derecha).

Existen otra serie de *inselbergs* de posición intermedia entre dos superficies o en retazos más bajos de superficie.

8.5. MORFOEVOLUCIÓN

8.5.1. LOS MODELOS EVOLUTIVOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Pueden definirse hasta cinco conjuntos de modelos genético-evolutivos sobre el Sistema Central en el desarrollo histórico de las ideas sobre el origen de su relieve:

a) Hipótesis del relieve residual paleozoico
b) Teorías sobre relieves tectónicos monofásicos
c) Modelos de escalera de piedemonte clásica
d) Modelos de evolución bicíclica
e) Modelos de escalera de piedemonte con desnivelación final

**** Las hipótesis del relieve residual paleozoico***

Hasta finales del siglo XIX los planteamientos genético-evolutivos sobre el Sistema Central eran tremendamente simplistas, apareciendo en cortes y perfiles a modo de protuberancia respecto a las dos mesetas circundantes. Los propios postulados de Torrubia (1754), contrarios a las deducciones de Feijoo, estaban en la línea de no suponer evolución ninguna para el relieve tras el tercer día de la Creación (ver apartado 8.1.2).

La primera referencia explícita al origen del Sistema Central data de las obras de Macpherson (1879, 1880 y 1901), donde se describe como "*restos de la Cordillera Hercínica*" no reducidos por la erosión y que, junto a otras zonas de la Meseta, fueron elevados en la vertical por los impulsos reflejos de los mismos movimientos que formaron las cordilleras Béticas. De esta forma, algunos autores comentaron la existencia de cabos y golfos durante la transgresión marina cretácica, debidos a la existencia de las elevaciones montañosas del Sistema Central.

Esta hipótesis es seguida por Fernández Navarro (1915) al explicar la geología del valle de Lozoya y por Carandell (1914) al describir los afloramientos de las calizas cristalinas.

**** Teorías sobre relieves tectónicos monofásicos***

Los diferentes autores que comienzan la descripción detallada del Sistema Central y sus bordes ya hacen constar la presencia de formas de plegamiento en las orlas mesozoicas de las sierras, deduciendo que su elevación debía ser, al menos parcialmente, posterior al Cretácico (Penck, 1894).

Prado (1864) al citar la "*Posibilidad de la existencia del terreno eoceno o inferior en esta cuenca*" [Tajo], atribuye los materiales suprayacentes y concordantes con las orlas cretácicas plegadas a esa edad, suponiendo una única fase tectónica eocena de levantamiento de la "*cordillera Carpeto-Vetónica*", y ratificando la inexistencia de movimientos posteriores al encontrar el "*terreno terciario*" básicamente horizontal.

En la misma línea, Fischer (1894) llega a la conclusión, a partir del análisis de las fracturas, de la existencia de movimientos verticales recientes y la escasa influencia de los orógenos paleozoicos en el relieve actual.

Desde ese momento, casi todos los autores consideran el Sistema Central como un relieve tectónico básicamente alpino, a modo de gran *horst* (Hernández Pacheco, 1912; Schmieder, 1915-1953) o *block mountain* (Carandell, 1928; Vidal Box, 1937). El punto de partida de estos relieves sería, bien una penillanura finicretácica cuyos restos (no erosionados) serían los piedemontes actuales (Schmieder, 1915-1953), bien la reactivación de unas elevaciones residuales (atribuidas a una fase póstuma hercínica; Hernández Pacheco, 1923) que servían como divisoria mesetaria.

El modelo tectónico supone una única fase alpina de reactivación, secuencia continua de compresiones y distensiones que generarían elevaciones y hundimientos, respectivamente; el relieve de la Meseta se generaría en la compresión eocena, seguida por una descompresión que hundiría los flancos generando las cuencas.

**** Modelos de escalera de piedemonte clásica***

El reconocimiento de la existencia de varias fases orogénicas dentro del terciario, atribuidas a las etapas Sávica y Kimérica (Schröeder, 1930-1948), desvelaba la existencia de una tectónica de impulsos acelerados en la génesis del Sistema Central. Por otra parte, en el primer cuarto de siglo se progresa en el reconocimiento de superficies erosivas, tanto fosilizadas como contemporáneas a la elevación del macizo: pretriásica (Fischer, 1894), intracretácica (Hernández Pacheco, 1923), postcretácica (Schmieder, 1915-1953), postoligocena y postpóntica (Stickel, 1930).

Ambas circunstancias llevaron a Schwenzner (1936-1943) a postular el primer modelo genético-evolutivo para el Sistema Central basado en la escalera de piedemonte (*piedmonttreppe*) de Penck (1924-1953-1972). La secuencia evolutiva tendría las siguientes etapas (Pedraza, 1994c):

1) Arrasamiento de los relieves previos, generando una penillanura intraterciaria (oligo-miocena) equivalente a la superficie erosiva postcretácica (Schmieder, 1915-1953); esta penillanura sería la generatriz del relieve, actuando como la superficie primaria (*primärrumpf*) de Penck (1924-1953-1972).

2) Elevación de un bloque central, a modo de "gran divisoria castellana", por desnivelación de la superficie primaria debida a un primer impulso tectónico (fases Sávica y Estaírica).

3) Arrasamiento parcial de los "flancos" del relieve principal durante el Mioceno, generando una primera llanura de piedemonte (*piedmontfläche*) o superficie pre-pontiense.

4) Nueva elevación por efecto de la fase tectónica Rodánica (Mioceno superior) del bloque principal, agudizando la "dovela central" que queda como superficie de cumbres (*dachfläche*), y de la primera llanura de piedemonte, que constituye un primer escalón de meseta (*mesetafläche*) ó M_3.

5) Arrasamiento parcial de los flancos del relieve principal durante el Plioceno inferior, generando una segunda llanura de piedemonte o superficie pliocena inferior.

6) Nueva elevación del conjunto por efecto de la fase tectónica Rodánica II, que incrementa la altura de la superficie de cumbres y del primer escalón de meseta, y eleva la segunda llanura de piedemonte hasta convertirla en un segundo escalón de meseta (M_2) o rampa superior.

7) Arrasamiento de los "flancos" del relieve principal y la "cuenca terciaria" durante el Plioceno superior, generando una tercera llanura de piedemonte, o superficie pliocena superior.

8) Nueva elevación del conjunto debido a la fase tectónica Valáquica, que agudiza el relieve de la superficie de cumbres y los dos primeros escalones de meseta, y eleva la tercera llanura de piedemonte hasta convertirla en el tercer escalón de meseta (M_1) o rampa inferior (campiñas divisorias en la cuenca).

9) Encajamiento de la red fluvial a lo largo del Cuaternario.

Tal y como indica Pedraza (1994c), en este modelo no se define si la evolución es policíclica (desnivelación-calma y arrasamiento parcial- nueva desnivelación o reactivación), o se ajusta más al modelo de domo en expansión (desnivelaciones continuas de intensidad creciente).

**** Modelos de evolución bicíclica***

Se trata de modelos propuestos a mediados del siglo XX (Solé Sabarís *et al.*, 1952; Birot y Solé Sabarís, 1954) con dos ciclos de arrasamiento (bicíclicos), uno pre-paroximal y otro post-paroximal. La secuencia evolutiva tendría las siguientes etapas:

1) Arrasamiento generalizado de los relieves previos durante el Eoceno inferior, formando una penillanura policíclica (poligénica) y heterócrona: finaliza su formación antes en los sectores orientales (pretriásica en Somosierra) que en los occidentales (precenomaniense en Segovia y eocena en Salamanca); de ahí que los sedimentos correlativos abarquen del Pérmico al Paleógeno (fundamentalmente cretácicos y paleógenos). Esta penillanura sólo aparecería en el relieve actual allí donde ha sufrido exhumaciones locales recientes, sin repercusión morfológica significativa.

2) Reactivación tectónica finioligocena (fase Sávica), con la elevación de bloques principales y creacción de divisorias entre las cuencas de Duero y Tajo ("primera divisoria castellana"). Esta reactivación se potencia en el Mioceno medio, coincidiendo con la fase Estaírica.

3) Arrasamiento intramioceno completo del relieve, generando una penillanura (en su concepto davisiano) finimiocena (Tortoniense a Pontiense), considerada fundamental por ser generalizada, y cuyos depósitos asociados son los sedimentos miocenos medios y superiores

prepontienses (ciclo arcósico). Esta superficie se considera base de los relieves actuales (generatriz).

4) Reactivación tectónica finimiocena (fase Rodánica), que desnivela la penillanura fundamental formando bloques elevados cuya culminación es la superficie de cumbres ("nueva divisoria castellana").

5) Arrasamiento localizado en el piedemonte (Plioceno), que forma las rampas o peanas bajo un clima árido (*pediments*), con sus correspondientes relieves residuales de tipo *inselberg*; los sedimentos correlativos son las rañas. Retroceso paralelo de las superficies de falla entre los bloques hasta generar las actuales laderas.

6) Reajustes tectónicos asociados a la fase Valáquica (Plioceno superior) que producen pequeños rejuvenecimientos del relieve, seguidos de arrasamientos locales en el piedemonte.

7) Encajamiento de la red hidrográfica.

**** Modelos de escalera de piedemonte con desnivelación final***

Postulan hipótesis mixtas entre los modelos de escalera de piedemonte clásica y la evolución bicíclica, partiendo con una evolución semejante a los primeros pero que se concluye con el desarrollo final de bloques en las zonas axiales. Se generan básicamente a finales de la década de 1970 e inicios de los años 80 en el marco del Departamento de Geodinámica de la UCM, fundamentalmente asociados a las tesis doctorales de Pedraza (1978) y Garzón (1980).

Como antecedentes de los mismos cabe citar los trabajos llevados a cabo durante la década de 1970 por Vaudour (1977) y Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal (1978) en los que comienzan a considerarse los depósitos correlativos de las cuencas y su composición mineralógica para la interpretación morfogenética del macizo.

Los estudios sedimentológicos y edáficos realizados por Vaudour (1977) en la región de Madrid, llegan a las siguientes conclusiones respecto a la evolución:

a) Formación de pedimentos de biasilitización bajo un clima de sabana durante todo el Mioceno; se produce una lenta subsidencia de la cuenca, alternando con momentos de mayor inestabilidad.

b) Reactivación de fallas tardihercínicas (fase Rodánica, ponto-plioceno), con dislocación de la superficie fundamental miocena, y la enérgica elevación de la Cordillera Central; formación de facies de bloques pliocenas.

c) Elevación de la superficie fini-miocena y formación de las rañas y costras calcáreas (superficie villafranquiense).

Por su parte, Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal (1978) explican la evolución de las condiciones de modelado, principalmente a través de los datos y la morfología de perfiles de alteración y mineralogía de arcillas.

- Modelo con desnivelación final

El modelo propuesto por Pedraza (1978), posteriormente recogido y matizado en numerosas publicaciones (Garzón *et al.*, 1982; Pedraza 1989a, 1989b, 1994b y 1994c; Pedraza *et al.*, 1996), se decanta por una dinámica tectónica de impulsos continuos de intensidad creciente ("domo en expansión") que desarrolla una escalera de piedemonte, cuya "resolución final" son levantamientos y hundimientos de las zonas axiales.

Podrían establecerse las siguientes etapas, muchas de ellas con sucesión de continuidad e incluso simultáneas:

1) Arrasamiento preparoximal que genera una penillanura poligénica heterócrona, cuyos sedimentos correlativos son los depósitos del ciclo prearcósico. Paralelamente se genera un relieve grabado (*etch*) subterráneo (Büdel, 1957).

2) Desnivelación tectónica de abombamiento generalizado de la Meseta durante el Paleógeno, definiendo las ondulaciones generales que separan divisorias (restos de la penillanura poligénica) y depresiones.

3) Inicio de la etchplanación (lavado y exhumación de relieves grabados) y sedimentación arcósica coetáneas, generando depósitos del Oligoceno inferior.

4) Desnivelaciones continuas mediante sucesivos impulsos que agudizan las diferencias topográficas entre divisorias y depresiones subsidentes.

5) Continúa el proceso de etchplanación, afectando sólo a los bordes del macizo (etchplanación parcial) donde se elaboran los piedemontes en un clima intertropical de sabana seca espinosa (*pediment* de sabana), simultáneo a la sedimentación del ciclo arcósico.

6) Tectónica de bloques selectiva que afecta sobre todo a las zonas axiales, agudizando las antiguas divisorias, que se desnivelan en dos superficies (cumbres y paramera), respecto a las depresiones y fosas intermontañosas. También se desnivelan los piedemontes, dejando colgado el nivel de etchplanación, que se consolida como una exhumación parcial de los bordes.

7) Cambio en el régimen de denudación a condiciones semiáridas, iniciándose una reelaboración de los piedemontes (como *pediments s.s.*), e incluso una exhumación de la antigua penillanura al ser desmontados los depósitos de cobertera del ciclo arcósico.

8) Formación de rampas y campiñas por un proceso mixto tecto-erosivo, con evolución del clima hacia condiciones similares a las actuales; consolidación de la red fluvial e inicio de la sedimentación del ciclo postarcósico (rañas y depósitos coetáneos).

9) Reajustes tectónicos finales y consolidación de la escalera de piedemonte con los últimos niveles del piedemonte en el macizo (M_2 y M_1) y la cuenca (campiñas y páramos).

10) Incisión de las artesas fluviales en las cuenca y piedemontes.

11) Desnivelación neotectónica cada vez más selectiva, sectorial, heterogénea y en ocasiones con inversión de tendencias previas.

12) Progresión del encajamiento fluvial con la exhumación de relieves menores (Pedraza, 1984) y consolidación de las llanuras de aterrazamiento. Fenómenos de reajuste tectónico locales que condicionan el trazado de la red y etapas de subsidencia aluvial.

El modelo reconoce e insiste en la progresiva polarización geográfica de todos los fenómenos, en especial de las etapas de reactivación tectónica, lo que da lugar a evoluciones individualizadas sectoriales que hacen poco válidas las generalizaciones, sobre todo en las etapas finales del modelo.

- Modelo con exhumaciones de piedemontes

El modelo propuesto por Garzón (1980), posteriormente presentado en otras publicaciones (Garzón *et al.*, 1982 y 1991), coincide en algunos de sus rasgos evolutivos con los modelos de escalera de piedemonte, pero con especial aplicación de las propuestas de Büdel (1957). Sin embargo, difiere del modelo de Pedraza en el reconocimiento de la coexistencia de superficies derivadas de la morfogénesis reciente (ciclo arcósico), con otras prepaleógenas en parte exhumadas por el desmantelamiento de la cobertera prearcósica y arcósica. A grandes rasgos podría establecerse un esquema evolutivo con las siguientes etapas:

1) Durante el Mesozoico se labra una superficie generalizada (M_3); con anterioridad a las facies terrígenas cretácicas se forma un relieve grabado (*etch*) a partir de frentes de alteración intensa con suelos caoliníticos, cuya culminación subaérea es una superficie inferior a la generalizada (M_2).

2) Lavado del relieve grabado (etchplanación) durante la sedimentación de las facies terrígenas del Cretácico, dejando exhumados relieves residuales con culminación plana sobre una superficie de lavado finicretácica.

3) Depósito de la unidad basal del Terciario (Paleoceno; primera secuencia deposicional o siliciclástica), con procesos de silicificación y caolinitización en pequeñas zonas deprimidas; la desnivelación entre bloques comienza a delimitar las cuencas.

4) Fracturación y desnivelación de bloques; inicio del ciclo prearcósico, con una fase de alteración en clima semiárido y nueva formación de un relieve grabado subsuperficial, esta vez con alteraciones monmorilloníticas y attapulgíticas.

5) Etapa más activa de fracturación y desnivelación (fase Pirenaica); lavado de la superficie grabada y comienzo del ciclo arcósico (Oligoceno), con la sedimentación del conglomerado poligénico.

6) Depósito de los conjuntos arcósicos (segunda secuencia deposicional) favorecido por los hundimientos de las fosas, y que llegan a cubrir buena parte de las superficies de lavado previas más bajas y sus relieves residuales; tan sólo dejan al descubierto los niveles de cumbres y las superficies altas, que continuarían retrabajándose.

7) Finalización del ciclo arcósico, con la constitución de una superficie de colmatación finiterciaria.

8) Exhumación de parte de las superficies de lavado por erosión de materiales del ciclo arcósico, asociada a una desnivelación pliocena que exagera los relieves; depósito de las rañas.

9) Remodelado de las fosas tras su encajamiento con los últimos movimientos (fase Rodánica); formación de *glacis* por hundimiento relativo de las cuencas marginales; consolidación y encajamiento de la red actual.

Como consecuencia, muchos de los relieves residuales (*inselbergs*) ubicados en las rampas tendrían una historia evolutiva más compleja, ya que podrían haberse generado como relieves residuales en el ciclo prearcósico (cretácico bajo un clima cálido-húmedo), fosilizarse durante el ciclo arcósico, y exhumarse parcial o totalmente en las etapas recientes. De esta forma, esta hipótesis supone que la superficie fundamental de la meseta y sus bordes se han generado por un proceso de etchplanación finicretácica y posteriormente, a lo largo del Terciario, ha sido remodelada hasta transformarse en una penillanura.

**** Otros modelos e interpretaciones locales***

Con posterioridad a la publicación de los modelos de escalera de piedemonte con desnivelación final, se han propuesto diferentes modelos locales o interpretaciones tectónico-evolutivas, fundamentalmente apoyadas en los anteriores modelos globales. Destacamos aquí algunos de los propuestos para las inmediaciones de la CHA.

- Interpretación tecto-evolutiva para la fosa del Burguillo

Con datos procedentes del sector suroriental del macizo de Gredos (fosa del Burguillo), Vázquez (1986) concluye la presencia de dos fases tectónicas principales en la evolución del relieve, ambas diferenciadas en el tiempo y sus características. La primera corresponde a movimentos horizontales con deformación por cizalla (de edad prearcósica, oligocena), que compartimentan el macizo de Gredos en sus grandes dominios (fosas romboidales). La segunda fase corresponde a una verdadera etapa constructiva del relieve, en bloques alternativamente deprimidos y levantados; su edad puede plantearse desde el Oligoceno hasta el Plioceno.

Para el caso particular de la fosa del Burguillo se presenta una hipótesis genética con las siguientes etapas:

1) Formación general de la fosa, con un basculamiento hacia el sur debido a la presencia de una zona de intensa deformación.

2) Desnivelación de la superficie de paramera (M_3), o bien formación de una superficie intermedia, para generar los niveles elevados del interior de la fosa (M_2, cubiertos por berrocales), que enrasan con las culminaciones de los relieves residuales del fondo.

3) Formación de una superficie M_1 por lavado de la superficie grabada en M_2, con exhumación de los relieves residuales, de forma simultánea o posterior con el desarrollo del ciclo arcósico o postmiocena (probablemente plio-cuaternaria).

4) Movimientos tectónicos póstumos de formación de la fosa, con edad finimiocena, probablemente pliocenos e incluso pleistocenos.

3) Encajamiento del cauce principal.

- Matizaciones evolutivas para el Guadarrama occidental

Centeno (1988), en base al estudio de las formas graníticas del sector occidental de la CHA, muestra el papel relevante de la incisión fluvial cuaternaria en los cambios morfológicos de las superficies del piedemonte, clásicamente consideradas relictas.

Estos cambios se deberían principalmente a la exposición de formas residuales mediante lavado de un manto de alteración y la modificación del frente de alteración mediante una meteorización de edad cuaternaria. Se trataría de un umbral micromorfológico de formación de mantos de alteración que, sin embargo, ha determinado buena parte de la evolución del relieve durante el encajamiento y la linealización de la red fluvial, proceso con significado megageomorfológico regional. Dicha incisión comenzaría a partir del *pediment* inferior (M_1), que puede considerarse un referente cronológico (Plioceno) en cualquiera de los modelos evolutivos.

8.5.2. LOS MODELOS EVOLUTIVOS DE LA CUENCA DE MADRID

A diferencia con el Sistema Central, no se han establecido distintos modelos geomorfológicos evolutivos para el conjunto de la cuenca de Madrid, al menos enunciados explícitamente como tales. Sí que puede reconstruirse una secuencia evolutiva de acontecimientos desde el Mioceno superior a partir de diversas publicaciones (Pérez-González, 1994) y en consonancia con los modelos evolutivos establecidos para los sistemas montañosos limitantes (Sistema Central y Montes de Toledo, principalmente).

Al final del relleno sedimentario mioceno, el hipotético sediplano de colmatación estaría representado en las zonas centrales de la Cuenca por los depósitos fluviales de las series rojas de la mesa de Ocaña y por la construcción de la segunda superficie poligénica del Páramo, cuyo depósito correlativo es la costra laminar bandeada. La planicie resultante es la denominada "superficie multipoligenética del páramo calizo de la Alcarria", cuya edad puede establecerse en el Plioceno superior.

Los últimos momentos de relleno del ciclo arcósico tienen su etapa final en el Plioceno superior, coincidiendo con la instauración de condiciones climáticas mediterráneas con estaciones hídricas y térmicas contrastadas (Pérez-González, 1994). Con ello se inicia la disección de la cuenca que señala el principio del exorreismo, favorecido por el descenso de los niveles de base regionales como consecuencia del doble juego isostático de movimientos verticales positivos y basculamiento hacia el SSO de la Meseta. En este momento del Plioceno superior se depositan las rañas en los piedemontes de Somosierra, Ayllón y la Sierra de San Vicente.

Durante el Plio-Pleistoceno y Pleistoceno inferior se reelaboran, encajadas en las planicies anteriores, otra serie de superficies erosivas, que enlazan altitudinalmente con los niveles de meseta correspondientes al piedemonte inferior del Sistema Central (M_1, atribuido al Plioceno).

Para el caso del sector noroccidental corresponden con la denominada "planicie de meseta de Fuencarral-Navalcarnero" (Schwenzner, 1936- 1943), que enrasaría las culminaciones de las actuales divisorias entre los ríos Jarama, Manzanares, Guadarrama y Alberche. Sería equivalente a las "rampas areno-feldespáticas" de Vaudour (1979), a las que atribuye una edad Villafranquiense medio-superior (Plio-Pleistoceno). En realidad, tal y como se ha detectado en algunas divisorias (Manzanares-Guadarrama; Pérez González, 1990), no se trata de una única superficie sino de dos o más niveles encajados unos en otros, y labrados sobre miocenos

detríticos; su génesis sería coetánea a las primeras terrazas del sistema Jarama-Henares y por tanto de edad Pleistoceno inferior antiguo.

Durante el Pleistoceno inferior terminal y en el tránsito al Pleistoceno medio se terminan de elaborar las superficies divisorias más bajas (rampa de Navalcarnero y Villanueva de la Cañada-Sevilla la Nueva, 680-660 m), y se desarrollan los *glacis* de enlace entre las mismas y los sistemas de aterrazamiento (*glacis* de Carabanchel Alto).

En el tránsito Pleistoceno inferior-medio se inicia el desarrollo de los sistemas de terrazas mixtos glacio-eustáticos en los principales ríos del sector occidental (Manzanares, Guadarrama, Aulencia y Perales), mientras que los ríos centrales y orientales (Jarama y Henares) habían iniciado sus completos sistemas (con hasta 22 niveles de terraza) en el Pleistoceno inferior. La dinámica de estos sistemas es de progresivo desmantelamiento de las superficies previas por el descenso continuado de los niveles de base regionales, interrumpido por periodos de relativa estabilidad durante los cuales se forman los niveles de terrazas aluviales (Pérez-González, 1994).

Únicamente cabe destacar un periodo de inestabilidad neotectónica (Pleistoceno medio pleno-Pleistoceno superior antiguo) posterior al depósito de los niveles de terraza correspondientes a +50 m, coincidente con fenómenos de hundimiento e inversión de terrazas en los valles del Manzanares y Jarama, y con la formación de la terraza compleja de +27-28 m del rio Jarama en Majadahonda (Pérez González, 1990); también coincide con subsidencias diferenciales en el río Alberche (Pedraza, 1976). Esta dinámica fluvial ha continuado hasta el Holoceno y la actualidad.

**** Evolución geomorfológica de la cuenca de Madrid en la CHA***

Dentro de la zona noroccidental de la cuenca de Madrid, el sector correspondiente a la CHA tiene marcada su planicie culminante en la superficie de Villanueva de la Cañada-Brunete-Sevilla la Nueva (divisoria Perales-Guadarrama, 680 a 660 msnm), elaborada sobre materiales detríticos aragonienses; equivaldría a la rampa granítico-metamórfica situada al este de Navalagamella (700-690 msnm). Se le atribuye una edad Pleistoceno inferior, siendo equivalente a la formación del *glacis* de Carabanchel en la cuenca del río Manzanares.

Encajada en la anterior superficie se localiza la rampa de Navalcarnero, que separa el río Alberche del Guadarrama. Su construcción es aún más reciente que otras superficies divisorias (Guadarrama-Manzanares), como puede deducirse de su clara relación de continuidad con la primera terraza del río Guadarrama (+90-94 m), de edad Pleistoceno inferior avanzado.

A partir del Pleistoceno medio se desarrollan los sistemas de terrazas, principalmente los del río Alberche, Perales, Quijorna y algunos de sus afluentes. Hacia el Pleistoceno medio pleno, y coincidiendo con el depósito +54-56 m del río Perales se detectan los hundimientos que corresponden al periodo de inestabilidad tectónica referido a nivel de cuenca.

8.5.3. LOS MODELOS EVOLUTIVOS PARA LAS CUENCAS INTERNAS Y MARGINALES

Los modelos evolutivos propuestos para las cuencas internas y marginales están íntimamente ligados a los propuestos para el Sistema Central, en el cual se integran o solapan (ver apartado 8.5.1). No existen propuestas generales para todas las cuencas y subcuencas, aunque sí se han publicado modelos específicos para algunas de ellas ubicadas dentro de la CHA: depresión Aldea del Fresno-Almorox (Pedraza, 1976 y 1978) y fosa de Garganta del Villar (Díez *et al.*, 1996).

** Depresión de Aldea del Fresno-Almorox*

Partiendo de la configuración geomorfológica general del borde nororiental de la depresión, descrita por Pedraza (1976 y 1978), su evolución geomorfológica comienzaría a partir de la superficie del *pediment* inferior (M_1), probablemente una simple desnivelación de éste en el Plioceno medio-superior a favor de fracturas. Hasta este momento temporal, la evolución geomorfológica de los piedemontes serranos se explican mediante el modelo propuesto por Pedraza (1978).

A partir de dicho nivel culminante se desarrollaron durante el Pleistoceno tres superficies de encajamiento con perfil de *glacis* suavemente inclinadas hacia los cauces; éstas toman formas de: vertientes *glacis* escalonadas pliocuaternarias (620-540 m), *glacis* simples de ladera (540-500 m) de edad Pleistoceno medio-superior, y *glacis* de ladera-conos de edad Pleistoceno superior e íntimamente ligados a los sistemas de terrazas.

Simultáneamente comienza a desarrollarse el sistema de terrazas del río Alberche, con siete niveles en total, y que puede subdividirse en vegas altas y bajas, correspondientes a dos fases mayores de aluvionamiento y a cuatro menores respectivamente. En la primera fase mayor de aluvionamiento, de edad Pleistoceno inferior, se encuentran definidos los niveles T_7 (+40) y T_6 (+35); en la segunda, Pleistoceno medio, los niveles T_5 (+30), T_4 (+25), y, cuando es erosivo, T_3 (+16-18). Las cuatro fases menores definen los niveles T_3 (sedimentario), T_2 (+8-10) y T_1 (+4-6), de edad Pleistoceno superior-Holoceno, así como el aluvial actual.

** Fosa de Garganta del Villar*

Partiendo de los datos geomorfológicos y de la interpretación sedimentológica de los depósitos, y enmarcando éstos en los modelos vigentes sobre la evolución morfoestructural del Sistema Central, en Diez *et al*. (1996) distinguimos una serie de etapas evolutivas desde inicios del Cenozoico:

1- Ciclo de arrasamiento pre-paroximal. A finales del Cretácico superior e inicios del Paleógeno, la zona estaba configurada por una amplia penillanura ligeramente basculada hacia el este. Esta llanura, debida a una amplia superposición de procesos erosivos heterócronos, presentaba un manto de meteorización de espesor desigual, más potente allí donde los materiales ígneo-metamórficos se encontraban más tectonizados; en profundidad, este manto definiría un relieve grabado (*etch*). Las zonas más deprimidas dentro de la penillanura fueron localmente rellenas por materiales del ciclo prearcósico (Pedraza, 1978), correlacionables con los descritos en Duero y Tajo como T_{11}, T_{12} y T_{21} (Fernández *et al.*, 1989), Amblés (Garzón *et al.*, 1981) y Campo Arañuelo (Martín Escorza, 1990). Actualmente podemos encontrar restos de este manto de meteorización en la zona oriental de la fosa, allí donde no está cubierto por sedimentos ni tampoco ha sido desmantelado; esta zona de arenización de los granitoides, composicional y granulométricamente similar a las arcosas oligocenas, se diferencia de ellas por la ausencia de

matriz. Entre El Cubillo y Los Prados de las Arrieras presenta un espesor cercano a 1,5 m, en contacto irregular con el substrato no alterado, y está siendo barrido por la arroyada, formando unos *glacis* erosivos algo tendidos hacia el oeste y disectados por amplias vaguadas. En algunos puntos de intensa meteorización se han llegado a desarrollar regueros y pequeñas cárcavas. Posibles restos de estos materiales de la formación T_{21} afectados por la silcretización generalizada (Fernández *et al.*, op. cit.) que dio tránsito al depósito de T_{22} (facies N.R.G.C.) se encuentran en los fragmentos de silcretas de Prados de los Molinos.

2- Abombamiento generalizado de la Meseta. Los primeros impulsos de la orogenia alpina producen un abombamiento generalizado de la superficie, definiendo a grandes rasgos una divisoria central en la Meseta. En detalle, dentro de esta gran cúpula podrían diferenciarse ondulaciones de menor rango, definiendo pequeñas depresiones en las que pudieron preservarse los materiales del ciclo prearcósico. El régimen general sería distensivo SO-NE, dando lugar a fracturas de dirección NO-SE y buzamientos próximos a 40° (correlacionable con la fase Extremadura de Martín, 1990). Una de estas depresiones menores, de dirección ONO-ENE en el interior de la divisoria, correspondería a la actual posición de la fosa, con una prolongación oriental a través del corredor de Navalacruz. En ella se reelaboraron durante esta fase los materiales del ciclo prearcósico (silíceo) y los mantos de alteración.

3- Etchplanación parcial y relleno de las depresiones. Durante el Oligoceno, la erosión de las elevaciones que configuraban las divisorias conlleva una removilización del manto de meteorización y los materiales prearcósicos, y la aparición en superficie de los antiguos relieves grabados. Estos materiales, de naturaleza arcósica (N.R.G.C.), rellenaron las depresiones interiores y periféricas, constituyendo el inicio del ciclo arcósico (Pedraza, 1978), que denominamos I (correlacionable con la formación T_{22} de Fernández *et al.*, *op. cit*.). En las divisorias secundarias que bordeaban la depresión de Garganta-Navalacruz, se inicia el desmantelamiento del perfil de alteración y los materiales prearcósicos mediante pequeños torrentes que, en su desembocadura a la depresión, generan un sistema de abanicos aluviales coalescentes. Durante un tiempo, la depresión Garganta-Navalacruz funciona como una pequeña cuenca endorreica con una notable subsidencia y sin apenas relación de distalidad en las facies, dado que el área fuente de la depresión está en sus propios bordes. Los relieves circundantes de las divisorias tienden a suavizarse adoptando perfiles tendidos y la depresión llega a colmatarse.

4- Desnivelación conjunta del macizo. Las principales fases tectónicas, en impulsos continuos de intensidad creciente entre el Oligoceno y el Mioceno superior, elevan el macizo en su conjunto respecto a las grandes fosas circundantes (Duero y Tajo), mientras que apenas afecta a la reactivación de las fracturas en el interior del macizo. De esta forma, el conjunto formado por la depresión y sus divisorias circundantes se eleva como un todo uno hasta una cota próxima a los 1.500 m; los suaves relieves circundantes de las depresiones intermontanas no se reactivan diferencialmente respecto a la depresión, motivo por el cual no se produce en ésta la sedimentación de materiales durante el resto del ciclo arcósico (que denominamos «ciclo arcósico II»).

5- Desnivelación selectiva de bloques axiales. Tras las etapas orogénicas paroximales, se producen una serie de movimientos en la vertical tardíos que conllevan una desnivelación de bloques en el interior del macizo. Estos movimientos podrían corresponder a fases neotectónicas pliocenas e incluso del Pleistoceno inferior. Así la divisoria norte de la depresión se eleva casi 400 m respecto a la sur a través de un sistema de fallas inversas en relevo que sigue la dirección de una marcada banda de cizalla hercínica E-O. De esta forma se configura la alineación Sierra de Villafranca-La Serrota, y parte de los materiales oligocenos que ocupaban el borde Norte de la

depresión son cabalgados y reelaborados desde los bloques elevados al fondo de la depresión. Paralelamente también se produce el rejuego de las fracturas de dirección NNE-SSO, como el sistema Pto. de Menga-Pto del Pico, aislando la fosa de Garganta del Villar del corredor de Navalacruz. La fosa de Garganta, así configurada, está ocupada por un sistema de abanicos aluviales coalescentes drenados por una corriente longitudinal muy enérgica con barras de gravas y arenas. La subsidencia diferencial entre la zona occidental de la fosa frente a su extremo oriental (separadas ambas por el rejuego de la falla del Aº de las Serradillas), genera una acumulación preferente de materiales conglomeráticos en la primera, mientras que en la segunda se produce el lavado de la cubierta sedimentaria paleógena. En la ladera meridional, mientras tanto, se desarrolla un extenso *glacis* erosivo aprovechando el basculamento estructural de la divisoria sur, marcadamente disimétrico. Algo parecido sucede en las áreas inter-abanico del borde septentrional de la fosa allí donde afloran materiales paleógenos, que tienden a formar un *glacis* mixto, erosivo cerca del *nick*, donde desmantela los sedimentos, y con un exiguo depósito hacia su enlace con el centro de la fosa.



Fotografía 8.72. *Glacis* erosivo escalonado de la vertiente septentrional de la fosa de Garganta del Villar.

6- Incisión fluvial y desnivelación del *glacis*. Un descenso generalizado del nivel de base durante el Cuaternario produce una incisión del sistema fluvial en sus depósitos y en el propio *glacis*, que queda desnivelado e incluso relegado a replanos aislados en el margen septentrional. Paralelamente se sigue produciendo la exhumación de substrato tanto en el borde meridional como en la zona oriental de la depresión. En este momento quizás se produjera la captura de la corriente que drenaba la fosa mediante la erosión remontante de un afluente del arroyo del Puerto, motivo por el cual el actual río Alberche no recorre la fosa en su totalidad. No se descarta la posible influencia neotectónica en el proceso, ya que el amplio codo de captura se genera a favor de la falla del Aº de las Serradillas, que debió rejugar en las fases póstumas.

7- Etapa de subsidencia aluvial y formación de conos de deyección. La existencia de una cierta subsidencia en la zona occidental de la fosa, ha permitido la acumulación y preservación del relleno superior pleistoceno y holoceno, caracterizado por el desarrollo de una amplia llanura de inundación de un río marcadamente meandriforme. Durante los periodos fríos pleistocenos las divisorias sufrieron intensos fenómenos periglaciares, que tuvieron su reflejo en las áreas encharcadas de la llanura de inundación con la formación de morfologías de hinchamiento por cuña de hielo (tipo hidrolacolito y céspedes almohadillados). Durante el máximo glaciar en esta zona, que todos los autores relacionan con la fase alpina würmiense, las cumbres de La Serrota se ven ocupadas por extensos mantos nivales, formándose pequeños glaciares de circo y nichos de nivación, como los de Serradillas y Bajondillo. Por la progresiva jerarquización de la red en el borde septentrional, y en menor medida en el meridional, los torrentes que llegan a la fosa arrastran gran cantidad de materiales que se disponen en elongados conos de deyección. Aunque no muy bien definidas, pueden distinguirse tres fases deposicionales superpuestas en los conos: la primera genera los abanicos de mayor extensión, cuyos depósitos están interdigitados con los de la llanura; la segunda y tercera representan una agradación progradante conservativa, generándose conos no telescópicos. Cuando estos conos son ligeramente telescópicos, como es el caso del procedente del Aº Gil, condicionan sobremanera la disposición en planta del canal principal (río Alberche), que pasa a tener índices de sinuosidad menores de 1,2.

Figura 8.5. Bloque diagrama con la configuración geomorfológica general de la fosa de Garganta del Villar, entre las alineaciones de La Serrota y Romarcos-Aliagas Blancas.

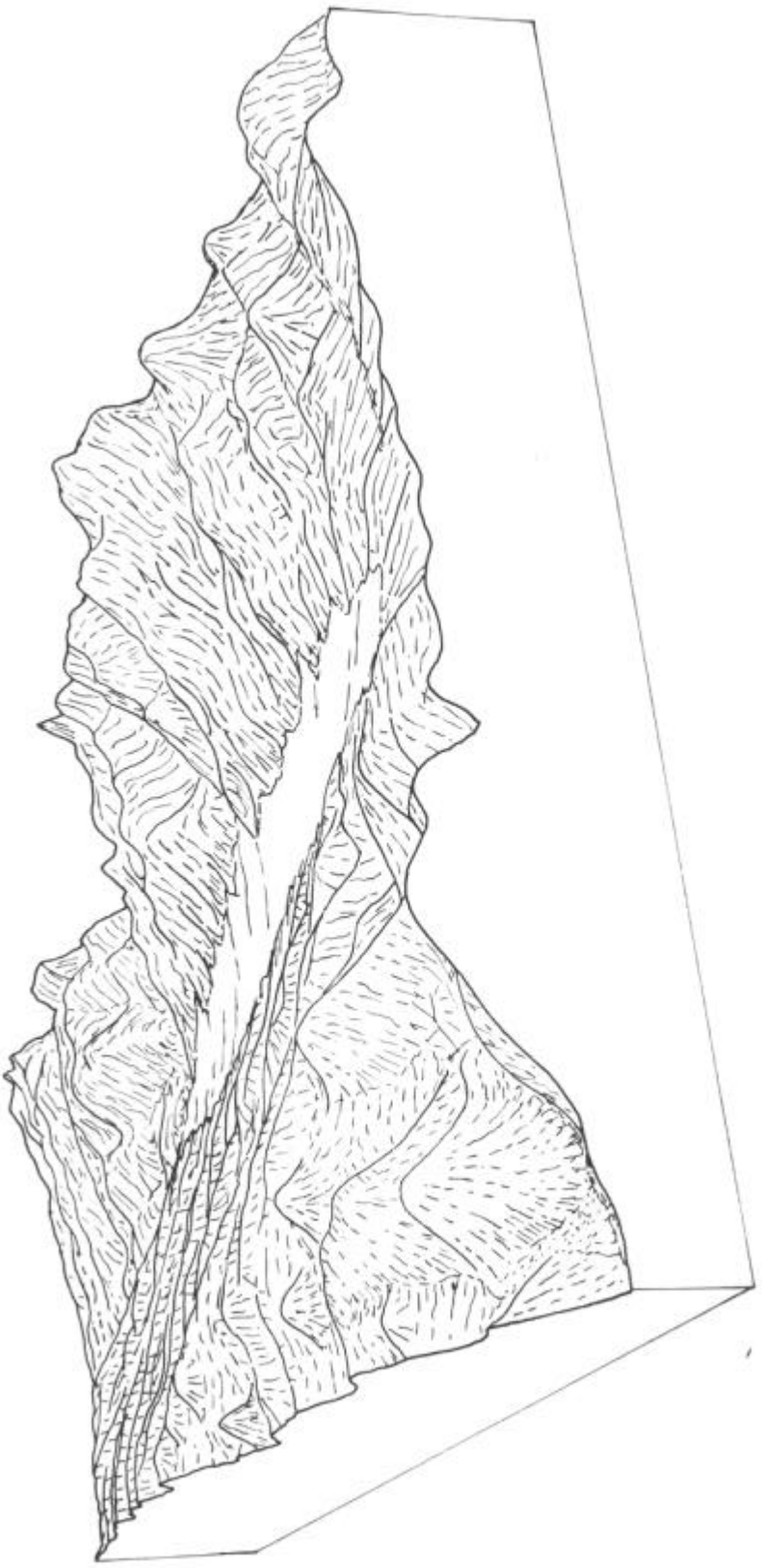
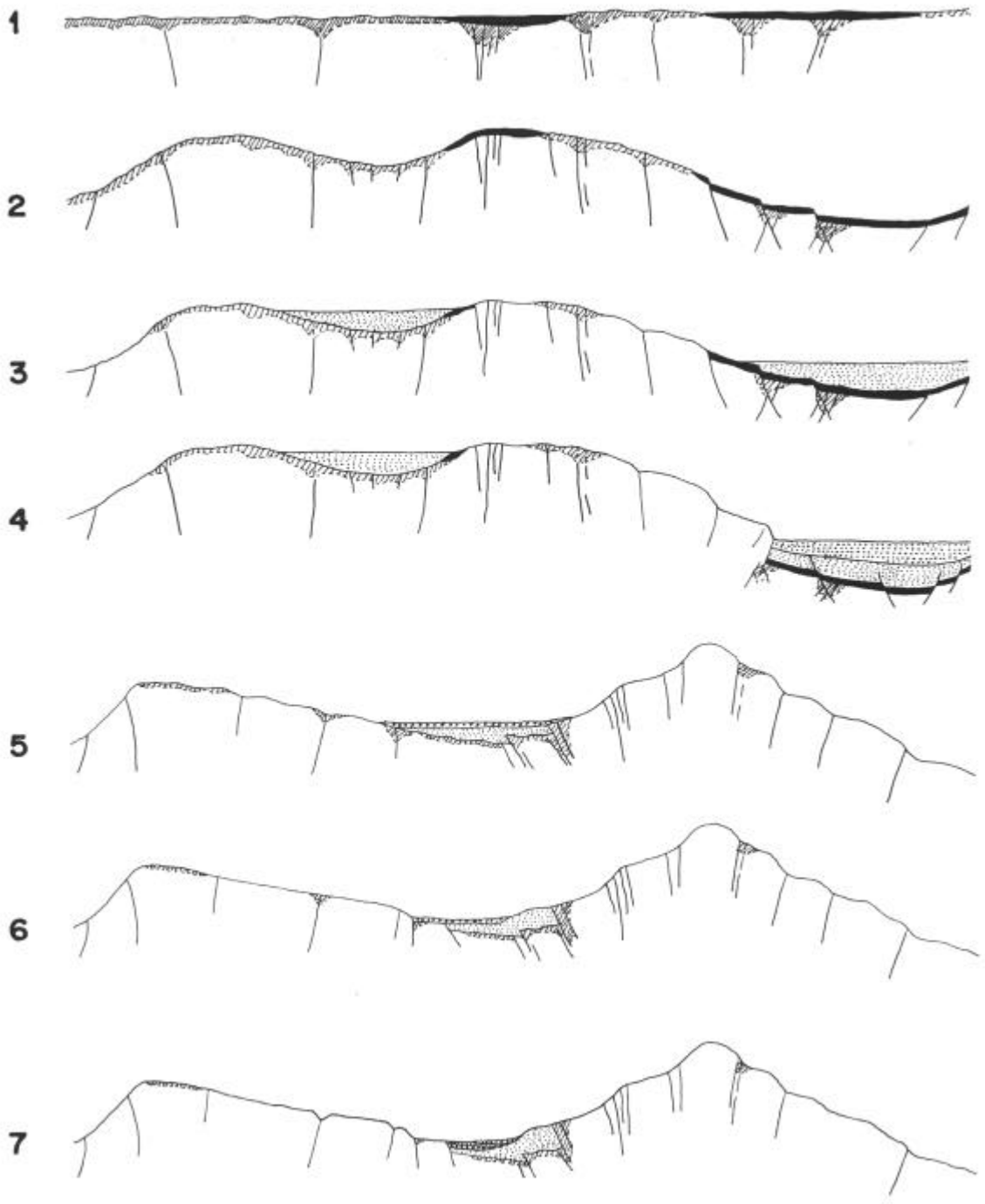


Figura 8.6. Evolución geomorfológica de la Fosa de Garganta del Villar. Las siete etapas representadas (1-7), se corresponden con las descritas en el texto (Díez et al., 1996).



9. CONTEXTO CLIMÁTICO

9.1. MARCO CLIMÁTICO GENERAL

La CHA se encuentra inmersa en el centro de la península Ibérica, situada en latitudes medias y próxima al mar Mediterráneo, y por tanto comprendida dentro de la zona templada en la gran región climática mediterránea, un tipo extratropical. Así, la característica generalizada en la zona es la existencia de un periodo seco pronunciado durante la época estival (condicionado por la actividad del anticiclón de las Azores), en el que la evapotranspiración supera la precipitación (no compensada), de al menos dos meses de duración. Además, una notable irregularidad de las precipitaciones, con valores anuales medios entre 400 y 1.500 mm, y polarizadas durante el otoño y la primavera. Por su situación latitudinal constituye una frontera entre la franja de circulación de los vientos del oeste (*westernlies*) y la banda de altas presiones subtropicales.

9.2. CONDICIONANTES CLIMÁTICOS

Sin embargo, su posición interior (alejada más de 300 km de las costas marinas), la condición montañosa del relieve de buena parte de la cuenca y su disposición respecto a las perturbaciones atlánticas, complican sus características climáticas.

El alejamiento de las masas marinas circundantes (Mediterráneo, Cantábrico y Atlántico) tiene como consecuencia la continentalización del clima por ausencia del efecto amortiguador del océano, con aumento de la oscilación térmica (tanto anual, por las bajas temperaturas invernales, como diaria) y enfriamientos nocturnos que conducen a fenómenos locales de inversión térmica; efectos potenciados por la elevada altitud media de la zona, que constituye en conjunto una meseta. La oscilación térmica anual alcanza en varias zonas los 36° C, que ascienden a 40° C en el curso bajo del valle de los ríos Perales y Alberche; las temperaturas medias máximas en el mes más cálido (julio) se aproximan a los 25° C, frente a las medias mínimas del mes más frío (diciembre) que se sitúan en torno a los 5° C; mientras que entre 20 a 100 días al año se superan los 30° C, en más de 80 días se sitúa en 0° C o por debajo de esta temperatura (hasta 180 días en La Serrota).

El efecto de la magnitud y disposición de las elevaciones del Sistema Central sobre el clima se manifiesta en un cuádruple sentido:

a) Induciendo la lógica gradación térmica altitudinal, con una disminución de la temperatura exponencialmente con el aumento de la altitud. Dicho gradiente fue modelizado para la Sierra de Guadarrama por Centeno (1983) a partir de ocho estaciones de ambas vertientes, obteniendo conclusiones como la disminución del gradiente con la altitud y sus mayores valores en la vertiente meridional. Esta gradación a veces se ve alterada por fenómenos de inversión térmica debidos al estancamiento en capas bajas de masas de aire enfriadas durante la noche en situaciones meteorológicas de gran estabilidad atmosférica. Otras veces lo que se produce es un calentamiento repentino de masas de aire bajas por radiación desde la superficie del terreno, incitando fenómenos convectivos estivales (tormentas). También tiene sus repercusiones en las precipitaciones en forma de nieve, que oscilan entre 0-5 días de media anual para el sector suroriental y los 30-60 días en el

sector del nacimiento.

Figura 9.1. Situación de las estaciones meteorológicas de la CHA y áreas circundantes.

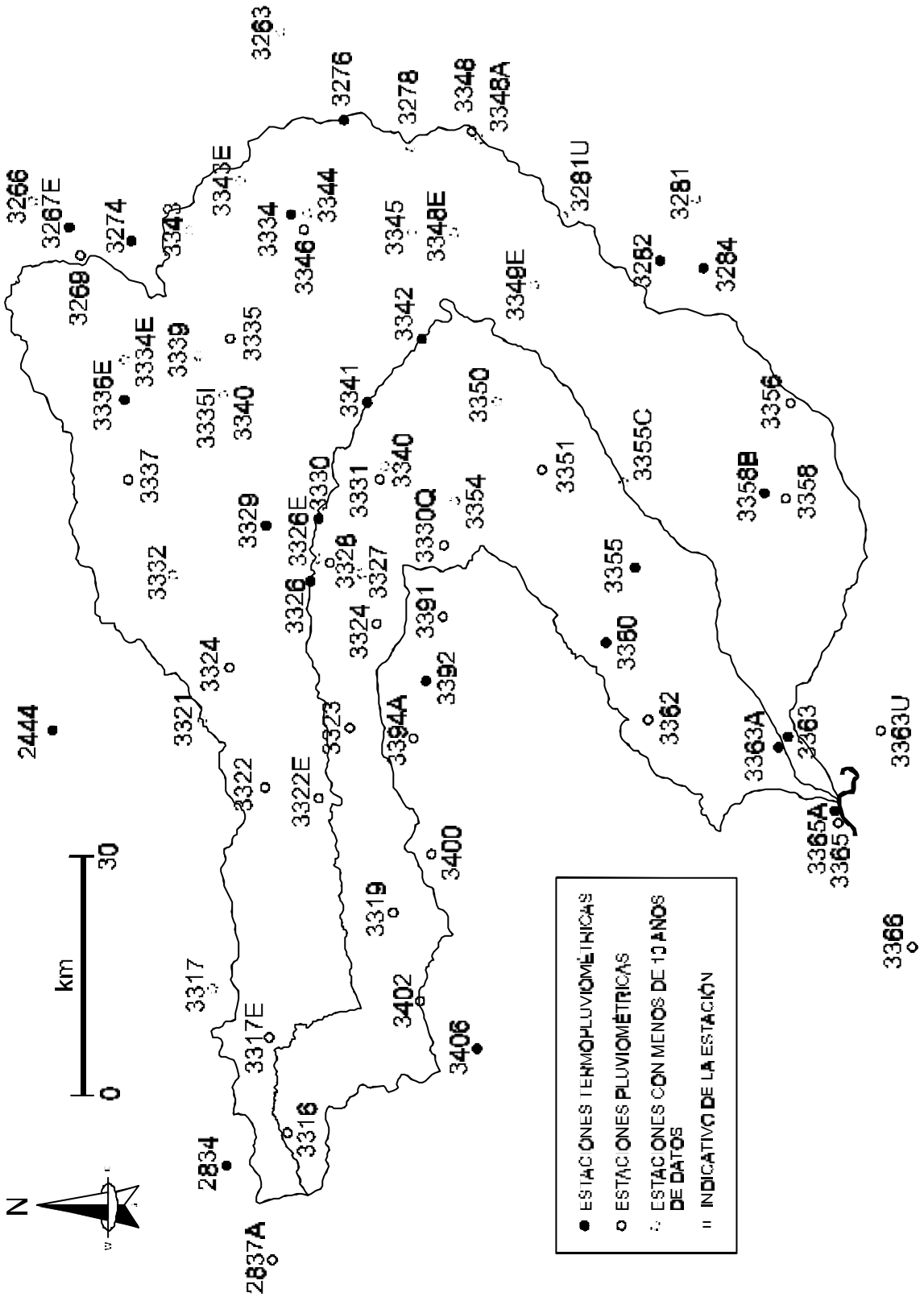


Tabla 9.1. Relación de las estaciones meteorológicas del INM en la CHA y sus proximidades.

INDICATIVO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	PROVINCIA	X_{UTM}	Y_{UTM}
3326	Presa de Burguillo	Ávila	43157	402535
3329	Cebreros	Ávila	42752	402715
3330	El Tiemblo- Central Puente Nuevo-	Ávila	42627	402440
3334	Navalagamella- Medialdea-	Ávila	41402	382950
3336E	Las Navas del Marqués- Fábrica-	Ávila	42207	403520
3341	Presa de San Juan	Madrid	41842	402220
3342	Villa del Prado- Picadas-	Madrid	41457	401945
3358B	Santa Olalla- Higueruela-	Toledo	42537	400320
3360	Pelahustán	Toledo	43557	401035
3363	Cazalegas- Vivero-	Toledo	44237	400055
3363A	Cazalegas- Campo Riego-	Toledo	44237	400055
3365E	Talavera de la Reina- San Isidro-	Toledo	44957	395735
3366	Calera y Chozas	Toledo	45842	395250
2834	Navacepedilla de Corneja	Ávila	51107	402910
3392	La Adrada F El Castañarejo	Ávila	43727	401825
3406	El Hornillo	Ávila	50617	401500
3267E	Embalse La Jarosa	Madrid	40657	403945
3274	San Lorenzo Escorial- Monast.-	Madrid	40852	403520
3276	Brunete- La Pellejera-	Madrid	35717	402320
3282	Las Ventas de Retamosa	Toledo	40642	400920
3284	Camarena	Toledo	40717	400535
2444	Ávila- Observatorio-	Ávila	44152	403920
3316	San Martín de la Vega del Alberche	Ávila	50927	402550
3317E	Cepeda La Mora	Ávila	50257	402735
3319	Serranillos	Ávila	45442	402015
3322	Navalmoral de la Sierra	Ávila	44552	402735
3322E	Burgohondo	Ávila	44712	402500
3323	Navaluenga Trampalones C. F.	Ávila	43852	402335
3324	Barranco Las Juntas C.F.	Ávila	43412	402205
3326E	Cebreros Charco del Cura	Ávila	43007	402525
3328	El Tiemblo	Ávila	43007	402455
3337	Navalperal de Pinares	Ávila	42437	403540
3330Q	Rozas Puerto Real- Barjondo-	Madrid	42937	401700
3331	San Martín de Valdeiglesias - Toros-	Madrid	42637	402050
3335	Robledo de Chavela	Madrid	41422	403005
3346	Navalagamella- Molinillos	Madrid	40907	402315
3348	Navalcarnero - Las Vegas-	Madrid	40507	401815
3351	Almorox	Toledo	42327	401400
3358	Santa Olalla	Toledo	42537	400125
3355	Nombela	Toledo	43017	400920
3356	Val de Santo Domingo	Toledo	41937	400050
3362	Real de San Vicente	Toledo	44127	400810
3363U	La Pueblanueva- Santa María-	Toledo	44327	395735
3365	Talavera Reina - IRYDA-	Toledo	44957	395735
2837A	Piedrahita de la Sierra- S.N.	Toledo	51942	402750
3391	Sotillo de la Adrada	Ávila	43452	401735

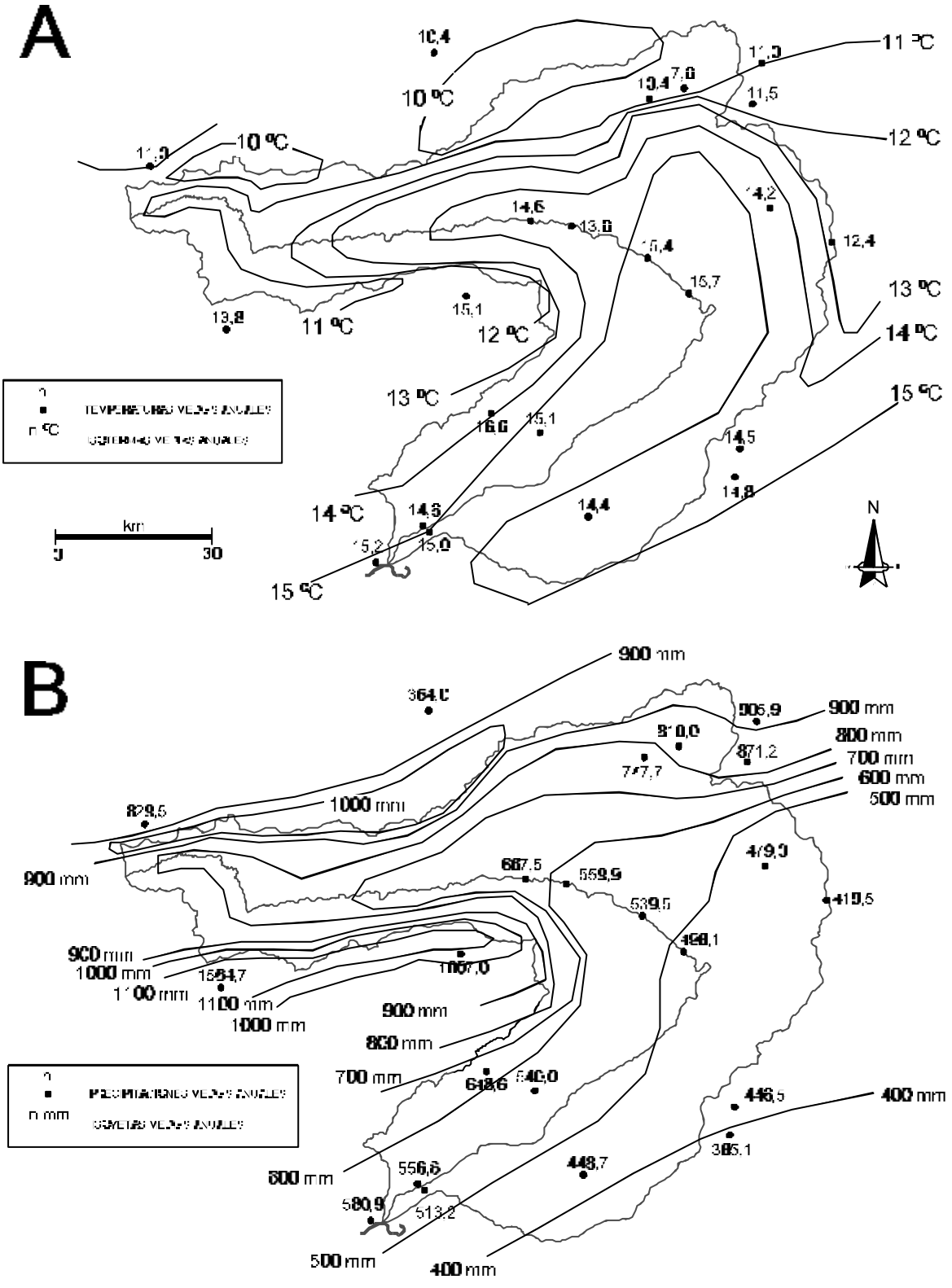
3394A	Piedralaves	Ávila	44157	401905
3400	Mijares	Ávila	45017	401750
3402	Puerto del Pico	Ávila	50042	401915
3269	Valle de los Caídos	Madrid	40842	403850

b) Produciendo una disimetría térmica entre sus vertientes por la diferente recepción de radiación solar (fundamentalmente en invierno), al disponerse en orientaciones norteadas (umbrías) y meridionales (solanas); la termicidad es mayor en las elevaciones perfectamente orientadas en dirección E-O. Esta situación se complica, si cabe, en la CHA, puesto que los notables cambios de dirección del valle principal (básicamente O-E, NO-SE ó NE-SO) y sus afluentes, crean un mosaico de orientaciones de laderas con diferentes condiciones de insolación. El sector del nacimiento del río Alberche presenta temperaturas medias anuales en laderas de umbría entre 6 y 8° C, frente a los 15-18° C de las laderas de solana en el sector meridional (COPLACO, 1980). Una recopilación de las temperaturas medias mensuales y anuales para las diferentes estaciones meteorológicas queda recogida en la Tabla 9.2 y la Figura 9.2 A.

Tabla 9.2. Datos de temperaturas (ºC) medias mensuales y media anual (T) de las estaciones meteorológicas termopluviométricas de la CHA y su entorno inmediato.

INDICATIVO	E	F	MR	AB	MY	JN	JL	AG	S	O	N	D	*T*
2444	3,2	4,0	5,7	7,6	11,5	16,1	19,8	19,4	16,5	11,2	6,1	3,4	*10,4*
2834	3,9	4,3	6,3	8,1	11,2	16,1	20,0	21,0	16,9	11,8	7,4	4,6	*11,0*
3267E	3,0	4,0	6,5	7,8	12,2	16,8	21,3	21,3	16,8	11,1	6,7	4,0	*11,0*
3274	6,1	6,8	8,7	10,0	12,9	19,3	23,3	23,3	20,0	14,0	9,9	7,3	*11,5*
3276	4,2	5,2	7,6	9,9	14,1	19,2	23,6	22,9	17,9	12,8	7,4	4,4	*12,4*
3282	6,1	7,6	10,5	12,0	15,8	20,9	24,9	24,6	20,6	14,7	9,9	6,8	*14,5*
3284	5,8	7,2	9,3	12,4	17,0	21,8	26,4	25,6	21,3	16,6	9,0	5,7	*14,8*
3326	6,3	7,9	10,6	12,4	15,6	20,9	24,8	24,4	19,9	15,1	10,0	7,3	*14,6*
3330	5,4	7,1	9,5	11,4	15,2	20,0	23,9	23,1	19,3	13,5	8,8	6,3	*13,6*
3334	5,9	7,7	9,0	13,5	16,1	21,2	25,2	24,1	19,2	15,3	8,8	5,0	*14,2*
3336E	2,8	3,8	6,0	7,5	11,8	16,5	20,1	20,2	16,0	10,3	6,4	3,9	*10,4*
3341	6,7	8,2	11,3	13,2	17,0	22,0	25,7	25,2	21,3	15,5	10,5	7,8	*15,4*
3342	6,2	8,1	11,5	13,4	17,6	23,4	27,4	26,6	22,0	15,4	10,2	7,0	*15,7*
3358B	5,7	7,3	10,0	11,7	15,7	21,3	25,0	24,4	20,7	14,8	9,6	6,7	*14,4*
3360	6,9	8,6	11,9	14,4	18,1	23,5	28,1	27,9	23,8	17,0	11,1	7,5	*16,6*
3363	6,3	7,9	10,6	13,0	17,1	21,9	25,5	24,6	21,0	15,5	10,1	6,7	*15,0*
3363 A	6,7	7,8	9,9	12,7	17,0	20,9	24,8	23,7	20,5	15,7	9,6	6,2	*14,6*
3365 A	6,3	7,7	10,8	13,2	17,3	22,2	25,8	25,2	21,2	15,8	9,9	6,7	*15,2*
3392	6,7	7,0	10,2	13,1	17,4	21,3	25,6	25,6	22,4	16,7	9,4	5,8	*15,1*
3406	6,2	6,8	8,8	12,2	15,4	19,5	23,6	23,5	19,7	15,0	9,2	6,1	*13,8*
Peguerinos	0,3	0,4	2,2	5,8	2,7	15,1	19,6	18,4	14,7	9,5	3,0	0,0	*7,6*
3355	5,4	7,2	8,8	13,2	16,5	21,3	28,5	26,7	21,8	17,0	9,7	4,7	*15,1*

Figura 9.2. Mapas de isotermas (A) e isohietas (B) medias anuales de la CHA.



c) Suponiendo una barrera a la circulación de las perturbaciones de procedencia atlántica (borrascas), produciendo precipitaciones orográficas (que alcanzan hasta los 1.500 mm anuales en La Serrota y sierra del Valle, frente a los 400 mm del sector suroriental), y generando fenómenos de estancamiento en una de las vertientes (nubosidad y precipitaciones) y efecto *föehn* en la otra (aumento de temperatura y cielos despejados). En función de la dirección de procedencia y latitud de circulación de las perturbaciones, ambos efectos se producen en una u otra vertiente: procedencias occidentales con trayectorias altas (40-50° LN) o procedencias noroccidentales producen vientos del NO y originan estancamientos en la ladera septentrional y *föehn* en la meridional (situación más frecuente, en el 30% de las ocasiones); procedencias occidentales con trayectorias bajas (40-30° LN) o procedencias suroccidentales producen vientos del SO y la distribución contraria de los fenómenos (situación menos frecuente, en el 7% de las situaciones). Esta desigualdad entre ambas situaciones genera las diferencias de precipitación entre ambas vertientes (COPLACO, 1980). Como ocurría con la disimetría térmica, la situación en la CHA se complica por la muy diferente orientación de las laderas, que en los tramos O-E del valle presenta laderas con orientaciones meridianas. Una recopilación de las precipitaciones medias mensuales y anuales para las diferentes estaciones meteorológicas queda recogida en la Tabla 9.3 y la Figura 9.2 B.

Tabla 9.3. Datos de precipitaciones (mm) medias mensuales y media anual (TOT) de las estaciones meteorológicas termopluviométricas de la CHA y su entorno inmediato.

INDIC	E	F	MR	AB	MY	JN	JL	AG	S	O	N	D	*TOT*
2444	28,0	24,0	22,0	41,0	37,0	38,0	14,0	18,0	32,0	35,0	40,0	35,0	*364,0*
2834	92,6	84,9	60,7	79,4	89,4	48,4	23,1	24,3	44,8	78,6	98,2	105,0	*829,5*
3267E	106,6	80,3	53,9	74,7	89,0	50,3	17,7	16,6	48,8	106,1	124,1	137,9	*905,9*
3274	82,9	77,7	82,9	86,2	84,3	43,5	17,8	20,0	51,2	94,6	125,8	104,3	*871,2*
3276	42,9	42,4	35,5	42,3	35,1	24,5	13,0	8,9	22,2	41,5	55,6	55,6	*419,5*
3282	49,1	48,6	31,8	45,9	42,1	22,9	8,9	10,5	26,8	44,5	61,8	53,7	*446,5*
3284	33,8	47,6	35,1	35,0	30,5	18,5	6,1	3,4	27,0	40,2	48,2	32,7	*358,1*
3326	71,3	66,9	62,0	69,5	62,6	28,9	12,6	11,8	32,8	68,6	98,5	82,0	*667,5*
3330	66,8	49,0	44,9	51,6	48,3	26,5	11,3	12,0	27,1	52,3	96,3	73,8	*559,9*
3334	63,0	64,0	54,0	34,0	31,0	18,0	7,0	9,0	36,0	54,0	68,0	41,0	*479,0*
3336E	78,8	59,2	51,6	74,8	77,0	41,8	20,5	17,4	30,8	91,4	106,8	97,6	*747,7*
3341	56,1	52,1	53,6	50,5	50,5	27,3	9,1	12,5	31,0	57,5	73,1	66,2	*539,5*
3342	59,5	54,7	40,7	47,9	48,1	28,8	9,6	11,1	30,5	54,9	72,6	66,7	*498,1*
3358B	46,1	41,4	25,0	46,4	45,0	26,6	8,5	8,0	24,9	48,3	61,8	66,8	*448,7*
3360	87,4	66,3	42,7	66,1	61,0	31,9	11,8	11,4	29,4	62,9	83,8	93,9	*648,6*
3363	62,4	59,2	32,2	48,9	47,2	26,1	8,9	10,6	30,3	48,2	69,7	69,6	*513,2*
3363 A	77,2	84,2	43,8	47,2	45,7	29,6	11,1	12,3	37,7	48,1	64,6	55,2	*556,8*
3365 A	77,2	64,6	49,3	53,8	48,9	24,0	6,5	8,9	31,9	55,7	76,9	83,1	*580,9*
3392	143,0	149,0	108,0	74,0	70,0	32,0	7,0	13,0	54,0	107,0	159,0	91,0	*1007,0*
3406	223,1	202,8	150,2	120,1	115,5	67,4	25,0	15,0	78,5	166,6	251,7	148,9	*1564,7*
Peguer.	88,0	82,0	82,0	70,0	68,0	57,0	10,0	17,0	59,0	103,0	98,0	92,0	*810,0*
3355	110,0	52,0	58,0	40,0	67,0	27,0	10,0	12,0	16,0	36,0	59,0	53,0	*540,0*



Fotografía 9.1. Efecto barrera de la Sierra del Valle, con inicio de fenómenos orográfico-convectivos.

d) Protegiendo de las perturbaciones atlánticas y de las fuertes variaciones térmicas (olas de frío) a las zonas deprimidas o situadas tras importantes elevaciones (efecto de sombra), como la sierra de Villafranca tras el Macizo Central de Gredos, y las fosas de Garganta del Villar y Navaluenga (El Burguillo) tras la Sierra del Valle; o concentrando sus acciones en las áreas culminantes (cumbres y parameras), puertos de montaña, collados y pasos.

De todo ello puede deducirse la convergencia de peculiaridades climáticas en los valles y depresiones, que se completan con el encauzamiento que se produce en ellos de los vientos y brisas estivales y el desplazamiento de los núcleos tormentosos a favor de la red hidrográfica secundaria (Centeno, 1988).

Todo este contexto climático se ve modificado localmente por fenómenos microclimáticos debidos a la presencia de masas de agua (embalses que potencian las nieblas y las tormentas convectivas, y disminuyen la oscilación térmica) y bosques (atenuadores de las oscilaciones térmicas).

9.3. CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA

Con vistas a su clasificación climatológica, las estaciones meteorológicas situadas en la CHA y sus proximidades ofrecen unos datos poco representativos: notablemente sesgados por la situación preferencial de las estaciones en zonas topográficamente bajas (núcleos de población o puertos de montaña), con ausencia de estaciones en altura; y series de precipitaciones y temperaturas extremadamente cortas e incompletas. En general los climas son una consecuencia de la alternancia entre el dominio de las masas de aire subpolares marítimas (mP) en invierno y subtropicales marítimas secas (mTs) en verano. El régimen climático corresponde por tanto a un tipo básicamente mediterráneo.

La aplicación del sistema de clasificación climática de Köppen (1918, ref. 1923) a los datos meteorológicos, nos ofrece para la mayor parte de la CHA un clima del tipo Cskag': mesotérmico (templado cálido), lluvioso, con estación seca en el verano (mediterráneo); en general, clima seco y frío, con temperatura media anual menor a 18ºC y temperatura del mes más cálido superior a 18ºC; veranos tórridos, con la temperatura del mes más caluroso superior a 22ºC y más de cuatro meses por encima de 10ºC; la temperatura máxima se alcanza después del solsticio de verano. Tan sólo escapa a esta norma el sector meridional-central (área de Camarena), del tipo Cskag's' que presenta la variación de que la estación lluviosa está adelantada, produciendose en otoño; y el sector septentrional montañoso (La Serrota- Paramera de Ávila- Sierra de Malagón), del tipo Cskbg´, en el que los veranos son templados, con la media del mes más caluroso inferior a 22ºC (Figura 9.3 A).

Por lo que respecta a la clasificación climática de Thornthwaite (1931, ref. 1948), la mayor parte de las

estaciones corresponden al tipo C_1 (seco subhúmedo), con las variantes s_2 (verano más seco que el invierno; exceso de agua moderado en invierno) y s_3 (exceso de agua grande en invierno), siempre mesotérmico con calor estival que supone entre el 48 y 68 % del anual (B'), y con un % de la evapotranspiración potencial del verano respecto a la total del año en torno al 50-55 % (b'). Las estaciones septentrionales y de zonas montañosas corresponden a los tipos $Bs_1B'b'$, $Bs_1C'c'$ y $As_1B'b'$, climas húmedos y perhúmedos con gran falta de agua en verano. Las estaciones más meridionales, al tipo $Cs_2B'b'$, semiárido, con exceso de agua moderado en invierno, aunque siempre mesotérmico.

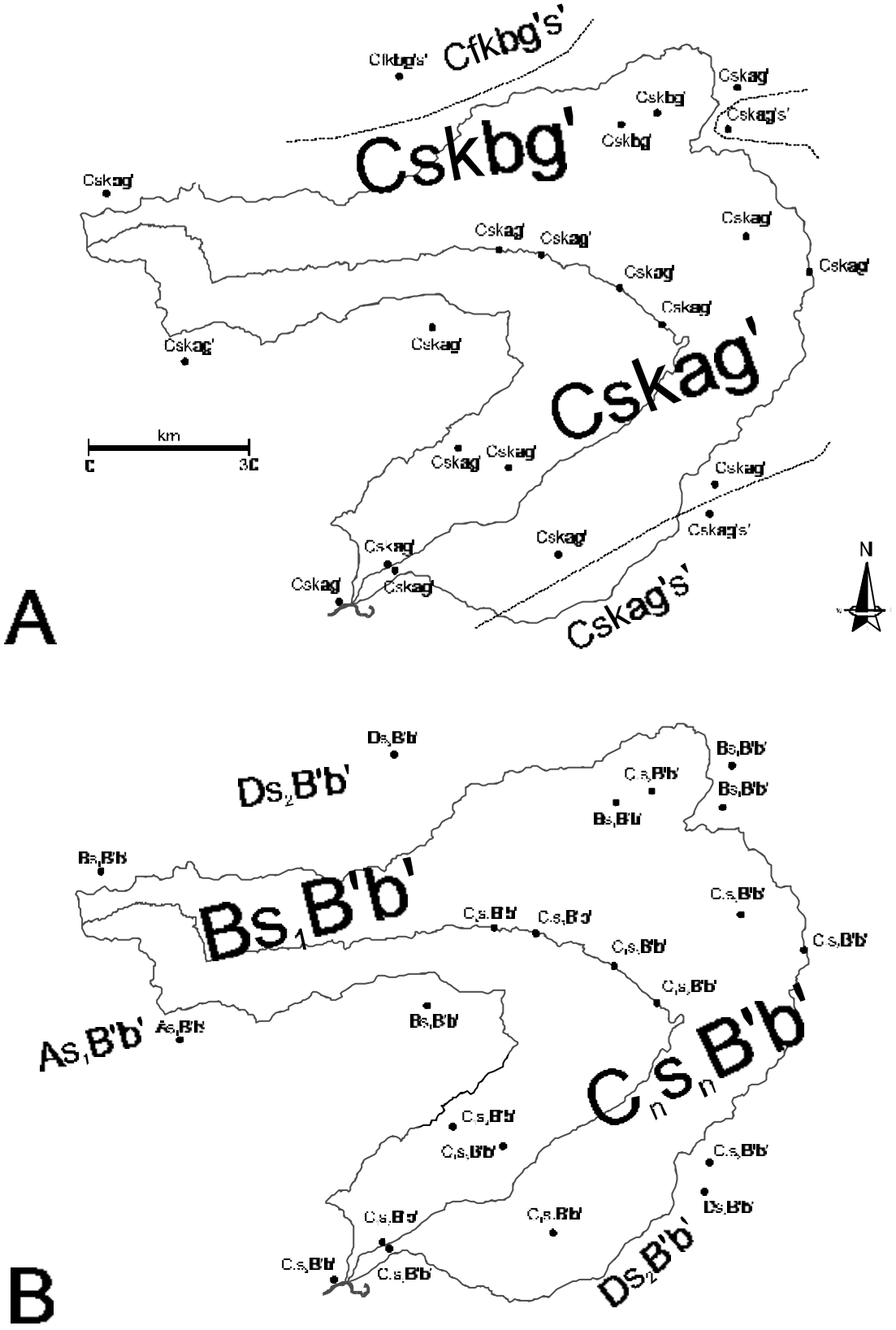
Tabla 9.4. Clasificación climática según Köppen y Thornthwaite para los datos de las estaciones meteorológicas termopluviométricas de la CHA y su entorno inmediato.

ESTACIÓN METEOROLÓGICA		CLASIFICACIÓN	CLASIFICACIÓN
INDICATIVO	**DENOMINACIÓN**	**KÖPPEN**	**THORNTHWAITE**
2444	Ávila- Observatorio	Cfkbg's'	$Ds_2B'b'$
2834	Navacepedilla de Corneja	Cskbg'	$Bs_1B'b'$
3267E	Embalse La Jarosa	Cskag'	$Bs_1B'b'$
3274	S. Lorenzo Escorial–Monast.	Cskag's'	$Bs_1B'b'$
3276	Brunete- La Pellejera-	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3282	Las Ventas de Retamosa	Cskag'	$C_1s_2B'b'$
3284	Camarena	Cskag's'	$Ds_2B'b'$
3326	Presa de Burguillo	Cskag'	$C_2s_1B'b'$
3330	El Tiemblo- Puente Nuevo	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3334	Navalagamella-Medialdea	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3336E	Las Navas del Marqués-Fábrica	Cskbg'	$Bs_1B'b'$
3341	Presa de San Juan	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3342	Villa del Prado- Picadas	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3358B	Santa Olalla- Higueruela	Cskag'	$C_1s_2B'b'$
3360	Pelahustán	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3363	Cazalegas Vivero	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3363 A	Cazalegas- Campo Riego-	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3365 A	Talavera de la Reina- S. Isidro-	Cskag'	$C_1s_3B'b'$
3392	La Adrada- F. El Castañarejo	Cskag'	$Bs_1B'b'$
3406	El Homillo	Cskag'	$As_1B'b'$
	Peguerinos	Cskbg'	$Bs_1C'c'$
3355	Nombela	Cskag'	$C_1s_3B'b'$

Atendiendo a la clasificación agroclimática de Papadakis (ver MAPA, 1983) y el índice climático de potencialidad agrícola de Turc (ver MAPA, 1983), en la CHA están representados los siguientes tipos climáticos:

- Mediterráneo templado fresco, con tipo de verano "trigo menos cálido" y de invierno "trigo cálido", y régimen de humedad "Mediterráneo húmedo"; valores de Turc en secano entre 10 y 20; corresponde a las sierras de Gredos y Guadarrama y sur de las Parameras de Ávila.

Figura 9.3. Mapas de clasificación climática de Köppen (A) y Thornthwaite (B).



Mediterráneo templado, con tipo de verano "maíz" y de invierno "avena fresco" y régimen de humedad "Mediterráneo seco"; valores de índice de Turc en secano inferiores a 10 y hasta próximos a 20 en los valles; corresponde al valle alto del Alberche.

- Mediterráneo templado cálido, con tipo de verano "maíz" y de invierno "avena cálido" y régimen de humedad "Mediterráneo seco"; valores de índice de Turc en secano inferiores entre 10 y 15, y entre 40 y 50 en regadío; corresponde al valle medio del Alberche y los sectores más bajos de la cuenca.

9.4. CARACTERIZACIÓN MORFOCLIMÁTICA

La representación de los datos meteorológicos medios mensuales de las estaciones en los diagramas de clasificación morfoclimática clásicos (regiones morfogenéticas de Peltier 1950, Tabla 9.5; y sistemas de procesos climáticos de Wilson 1969, Tabla 9.6) nos permite detectar de forma cualitativa los regímenes climáticos asociables y la intensidad de los diferentes procesos morfogenéticos en la CHA.

Tabla 9.5. Clasificación morfoclimática de la intensidad de los procesos geomorfológicos según Peltier (1950), para las estaciones meteorológicas termopluviométricas de la CHA y su entorno inmediato. Intensidades: MX = máxima; MD = moderada; MN = mínima. Meteorización: MBM = muy baja meteorización; MQF = meteorización química fuerte; MQM = meteorización química moderada; MQFMH = meteorización física y química moderada con acción del hielo. Dominios: SA = semiárido; SB = sabana; MD = moderado; M = marítimo.

INDIC.	Erosión pluvial	Meteorización física y química	Erosión eólica	Movimientos en masa	Dominios morfoclimáticos
2444	MX	MBM	MX	MN	SA
2834	MX	MQFMH	MD	MD	SB
3267E	MX	MQFMH	MD	MD	MD
3274	MX	MQM	MD	MD	SB
3276	MX	MBM	MX	MN	SA
3282	MX	MBM	MX	MN	SA
3284	MX	MBM	MX	MN	SA
3326	MX	MQM	MX	MN	SB
3330	MX	MQM-MBM	MX	MN	SA
3334	MX	MBM	MX	MN	SA
3336E	MX	MQM-MQFMH	MX	MN	SB
3341	MX	MBM	MX	MN	SA
3342	MX	MBM	MX	MN	SA
3358B	MX	MBM	MX	MN	SA
3360	MX	MQM	MD	MN	SA-SB
3363	MX	MBM	MX	MN	SA
3363A	MX	MBM	MX	MN	SA
3365A	MX	MBM-MQM	MX	MN	SA
3392	MX	MQM	MD	MD	MD
3406	MX	MQF	MN	MX	M
Peguer.	MX	MQFMH	MD	MN	SB

3355	MX	MBM	MX	MN	SA

De acuerdo a la clasificación de Peltier (1950), la intensidad de la erosión pluvial por escorrentía es máxima, mientras que la meteorización, aunque predominantemente muy baja, en algunas zonas es moderada con acción del hielo, e incluso fuerte en su modalidad química en las zonas con mayor precipitación; los procesos eólicos varían desde intensidad mínima (zonas montañosas de alta precipitación) a máxima (sectores meridionales); a la inversa que la ocurrencia de movimientos en masa, que es máxima en zonas montañosas húmedas y mínima en los sectores menos lluviosos. El dominio morfoclimático predominante es el semiárido, seguido por sabana (sectores montañosos) y presencia testimonial de moderado y marítimo en zonas más lluviosas.

Tabla 9.6. Clasificación morfoclimática de la intensidad de los procesos geomorfológicos según Wilson (1969), para las estaciones meteorológicas termopluviométricas de la CHA y su entorno inmediato. Intensidades: MX = máxima; MD = moderada; MN = mínima. Dominios: SA = semiárido; TH = templado húmedo.

INDIC.	Alteración mecánica	Alteración química	Alteración eólica	Movimientos en masa	Erosión pluvial	Dominios morfoclimáticos
2444	MD	MD	MD	MD	MX	SA
2834	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3267E	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3274	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3276	MD	MD	MD	MD	MX	SA
3282	MD	MD	MD	MD	MX	SA
3284	MD	MD	MD	MD	MX	SA
3326	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3330	MD	MD	MD-MN	MD	MX	SA
3334	MD	MD	MD	MD	MX	SA
3336E	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3341	MD	MD	MD-MN	MD	MX	SA
3342	MD	MD	MD-MN	MD	MX	SA
3358B	MD	MD	MD	MD	MX	SA
3360	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3363	MD	MD	MD	MD	MX	SA
3363[a]	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3365[a]	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3392	MD	MD	MN	MD	MX	SA
3406	MD	MD	MN	MD	MD	TH
Peguer.	MD	MD	MN	MD	MX	SA-TH
3355	MD	MD	MD-MN	MD	MX	SA

De acuerdo a la clasificación de Wilson (1969), la intensidad de los procesos de alteración mecánica y química, así como la ocurrencia de movimientos en masa son moderados; la acción eólica es mínima a

media (sectores topográficamente más bajos); la erosión pluvial debida a escorrentía es máxima, excepto en los sectores mas montañosos. El dominio morfoclimático dominante es semiárido, con la excepción de los sectores montañosos más elevados, con régimen templado húmedo.

Los diagramas de termohietas de las estaciones de la CHA presentan una disposición característica de regímenes subtropicales de verano seco (mediterráneo), combinados en ocasiones con regímenes continentales, con gran oscilación térmica anual e invierno riguroso. Predomina la situación entre los sistemas morfoclimáticos semiárido (meses otoñales y primaverales en las estaciones bajas; Pedraza y Sanz, 1989) y templado-humedo (meses invernales y estaciones altas); puntualmente se dan condiciones áridas en los meses estivales de las estaciones más bajas, y periglaciares en los meses invernales de las estaciones altas.

Partiendo de ambos diagramas y las condiciones de temperatura y ombroclima de las series de vegetación de Rivas Martínez (1982), Centeno (1988) propone un modelo para la elaboración de un mapa fito-morfoclimático. Su aplicación al sector oriental de la CHA le permitió distinguir cinco clases, a las que cabe añadir una sexta de aplicación en otros sectores de la cuenca:

- Clase A, CPS templado-húmedo-periglacial, en piso crioromediterráneo.
- Clase B, CPS templado-húmedo *s.s.* en piso oromediterráneo.
- Clase C, CPS templado-húmedo-semiárido, en piso supramediterráneo.
- Clase D, CPS semiárido, en piso meso-supramediterráneo.
- Clase E, CPS semiárido en piso mesomediterráneo.
- Clase F, series de vegetación edafófilas.



Fotografía 9.2. Pluviómetro de la estación meteorológica de San Martín de la Vega del Alberche (indicativo 03316), y observador voluntario del INM tomando datos.

10. SITUACIÓN BIOGEOGRÁFICA: LA VEGETACIÓN

10.1. MARCO BIOGEOGRÁFICO

La CHA, por su situación geográfica, se encuentra comprendida en su totalidad dentro del gran territorio biogeográfico de la "Iberia seca", o región fitocorológica mediterránea. En ella predominan las formas biológicas perennifolias xerofíticas, de hoja plana o acicular, como consecuencia de las precarias condiciones hídricas en que se desenvuelve la vegetación, debido a la irregular distribución de las precipitaciones.

Sin embargo, la presencia de los relieves del Sistema Central le añade elementos florísticos subatlánticos (o carpetano-atlánticos) y boreoalpinos, transicionales hacia la región fitocorológica eurosiberiana ("Iberia húmeda o atlántica"); en esta última predominan las estrategias planocaducifolias, relacionadas con la superación del frío invernal.

Este efecto orográfico de las sierras de Guadarrama y Gredos se manifiesta igualmente en la aparición de una compleja estratificación altitudinal de la vegetación, modelizada mediante diferentes pisos bioclimáticos (Rivas Martínez, 1987) en base a los termoclimas (índice de termicidad, It), distinguiendo de arriba a abajo:

- Crioromediterráneo ($T<4°$; $m<-7°$; $M<0°$; $It<-30$), caracterizado por los pastizales psicoxerófilos.

- Oromediterráneo ($4°\leq T<8°$; $-7°\leq m<-4°$; $0°\ M<2°$; $-30\leq It<60$), con vegetación de matorrales almohadillado-espinosos, piornales; en sus tramos inferiores bosques aciculifolios (pinares).

- Supramediterráneo ($8°\leq T<13°$; $-4°\leq m<-1°$; $2°\leq M<9°$; $60\leq It<210$), caracterizado por la presencia de bosques aciculifolios (pinares y sabinares) y marcescentes (melojares y quejigares).

- Mesomediterráneo ($13°\leq T<17°$; $-1°\leq m<4°$; $9°\leq M<14°$; $210\leq It<350$), con bosques marcescentes (melojares y quejigares) dando paso a bosques esclerófilos (encinares y alcornocales).

A su vez, cada piso puede dividirse en horizontes o subpisos (superior, medio e inferior) en función del valor del It; su aplicación a diferentes estaciones de la CHA pueden verse recogida en la Tabla 10.1.

Tabla 10.1. Horizontes o subpisos bioclimáticos correspondientes a diferentes estaciones meteorológicas comprendidas en la CHA, y parámetros climáticos para su estimación. Alt.= altitud (msnm); N.a.= años correlativos de registro; T= temperatura media anual (ºC); M= temperatura media de las máximas del mes más frío (ºC); m= temperatura media de las mínimas del mes más frío (ºC); Dlh= número de días estadísticamente libre de heladas; P= precipitación media anual (mm); Pv= precipitación media del verano, junio+julio+agosto (mm); Im3= índice de mediterraneidad del verano (julio+agosto+septiembre). Extraído de Rivas Martínez (1987).

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	Alt.	N.a.	T	M	m	It	Dlh	P	Pv	Im3	Horizonte Bioclimático
Peguerinos	1.351	14	8,3	3,3	-3,0	86	143	803	82	4,1	**Supra. sup.**
San Martín de la Vega	1.518	6	7,7	5,8	-3,0	105	122	615	56	5,1	**Supra. sup.**
El Tiemblo	689	12	13,2	9,4	0,5	231	193	648	58	6,6	**Meso. sup.**
Talavera de la Reina	372	44	15,2	11,1	1,3	276	224	573	36	12,1	**Meso. med.**

Este mismo autor ha desarrollado las controvertidas sectorizaciones fitosociológicas en Biogeografía aplicadas a España, resultando una estructura jerárquica de las clasificaciones con los rangos: reino, subreino, región, subregión, superprovincia, provincia, subprovincia, sector, subsector, distrito, subdistrito, célula de paisaje y tesela. Su aplicación a la CHA nos manifiesta que se encuentran representadas las siguientes categorías (Rivas Martínez, 1987; Luceño y Vargas, 1991):

Reino Holártico (*Holarctis*; hemisferio Norte)
* Región Mediterránea (B)
  - Subregión Mediterránea occidental (Ba)
    · Provincia Carpetano-Ibérico-Leonesa (IX)
      Subprovincia Carpetana
        Sector Guadarrámico (26)
          Subsector Guadarramense (26a)
        Sector Bejarano-Gredense (27)
          Subsector Gredense (27a)
          Subsector Paramero-Serrotense (27c)
    · Provincia Luso-Extremadurense (X)
        Sector Toledano-Tagano (34)
          Subsector Talaverano-Placentino (34b)

En resumen, la cuenca se integra en cuatro subsectores fitogeográficos: Gredense (sierra del Valle), Paramero-Serrotense (sierras de Paramera-Serrota y Villafranca), Guadarramense (sierras de Guadarrama y Malagón) y Talaverano-Placentino (cuenca del Tajo occidental).

Atendiendo a la clasificación fitoclimática de España (Allué Andrade, 1990) en la CHA estarían presentes los subtipos fitoclimáticos: X(IX), VIII(VI), VI(IV) y IV. Algunas significaciones fitológicas de estos subtipos aplicables a la CHA son las siguientes:

X(IX) Subtipo fitoclimático de alta montaña que se corresponde siempre con formaciones oroarticoides, siempre crioxéricas no arbóreas, en concreto pastizales psicroxerófilos. En este caso alpinoideos, es decir, con xericidad estival.

VIII(VI) Subtipo fitoclimático de bosques oroborealoides (aciculiperennifolios) transicionales hacia bosques planicaducifolios. Se trata de formaciones aciculifolias en este caso de pino albar (*Pinus sylvestris*).

VI(IV) Son diversos subtipos correspondientes a bosques nemorales, concretamente planicaducifolios marcescentes siempre que no haya condicionantes geomorfológicos y/o edáficos. Se trata de los rebollares que en condiciones naturales dan lugar a bosques densos con ambiente umbroso que facilita la presencia de un cortejo florístico propio. Su degradación conlleva a la instalación de etapas de sustitución que tienen pocas relaciones florísticas con el bosque. En este subtipo también aparecen de forma natural ciertas coníferas debido a condicionantes geomorfológicos o edáficos, como es el caso de *Pinus sylvestris*, *Pinus nigra* y *Pinus pinaster*.

IV Engloban varios subtipos en los que se desarrollan bosques mediterráneos generalmente formados por especies perennifolias xerofíticas. En la CHA nos podemos encontrar dos tipos estructurales (potencialmente) de vegetación arbórea dentro de los subtipos IV:

a) Bosques cerrados de gran cobertura que crean un ambiente propio que facilita la presencia de un cortejo florístico característico; éste es el caso de los encinares.
b) Bosques abiertos, de menor cobertura, con un cierto carácter estepario, constituidos fundamentalmente por coníferas más o menos xerofíticas. Al no crear un ambiente nemoral tan marcado coexisten con las estructuras de vegetación que dinámicamente los sustituyen cuando se degradan; es el caso de buena parte de los pinares de piñonero (*Pinus pinea*) del Hoyo de Pinares y Cebreros por ejemplo, y de los pinares de negral (*Pinus pinaster*) en El Tiemblo, Santa Cruz de Pinares o El Barraco. También dan lugar a agrupaciones mixtas entre ellas y con la encina.

10.2. FITOSOCIOLOGÍA

10.2.1. LAS SERIES DE VEGETACIÓN

Las series de vegetación son unidades geobotánicas sucesionistas y paisajistas, que expresan todo el conjunto de comunidades vegetales o estadios que pueden hallarse en espacios teselares afines como resultado del proceso de la sucesión, lo que incluye tanto los tipos de vegetación representativos de la etapa madura del ecosistema vegetal como las comunidades iniciales o subseriales que las reemplazan (Rivas Martínez, 1987). Existen series climatófilas (controladas por el clima y las precipitaciones) y edafófilas (controladas por aportes hídricos subsuperficiales), y en su nomenclatura intervienen factores ecológicos, geográficos y bioclimáticos.

Enmarcando las series de vegetación representadas en la CHA dentro de sus pisos bioclimáticos, podríamos reconocer (Figuras 10.1):

**** Series climatófilas***

E) Piso crioromediterráneo

Ea) Series de los pastizales psicroxerófilos crioromediterráneos

12b) Serie crioromediterránea bejarano-gredense silicícola de *Festuca indigesta, Agrostio rupestris-Armerieto bigerrensis sigmetum*.

F) Piso oromediterráneo

Fa) Series de los pinares, enebrales y piornales silicícolas oromediterráneos

13a) Serie oromediterránea guadarrámica silicícola del enebro rastrero (*Juniperus nana*), *Junipero nanae-Cytiseto purgantis sigmetum*.

13b) Serie oromediterránea gredense centro-oriental silicícola del piorno serrano (*Cytisus purgans*), *Cytiso purgantis-Echinosparteto barnadesii sigmetum*.

G) Piso supramediterráneo

Gb) Series de los melojares supramediterráneos

18a) Serie supramediterránea carpetano-ibérico-leonesa y alcarreña subhúmeda silicícola del roble melojo (*Quercus pyrenaica*), *Luzulo forsteri-Querceto pyrenaicae sigmetum*.

18a) Faciación típica o subhúmeda

Ge) Series de los encinares supramediterráneos

24a) Serie supra-mesomediterránea guadarrámica ibérico-soriana, celtibérico-alcarreña y leonesa silicícola de la encina (*Quercus rotundifolia*), *Junipero oxycedri-Querceto rotundifoliae sigmetum*.

24a) Faciación típica o supramediterránea

24ab) Faciación mesomediterránea con *Retama sphaerocarpa*.

H) Piso mesomediterráneo

Ha) Series de los melojares y quejigares mesomediterráneos

18h) Serie mesomediterránea luso-extremadurense húmeda del roble melojo (*Quercus pyrenaica*), *Arbuto-Querceto pyrenaicae sigmetum*.

Hc) Series de los encinares mesomediterráneos

22b) Serie mesomediterránea manchega y aragonesa basófila de la encina (*Quercus rotundifolia*), *Bupleuro rigidi-Querceto rotundifoliae sigmetum*.

22b) Faciación típica

24c) Serie mesomediterránea luso-extremadurense silicícola de la encina (*Quercus rotundifolia*). *Pyro bourgaeanae-Querceto rotundifoliae sigmetum*.

24c) Faciación típica

24cc) Faciación mesófila con *Quercus faginea*

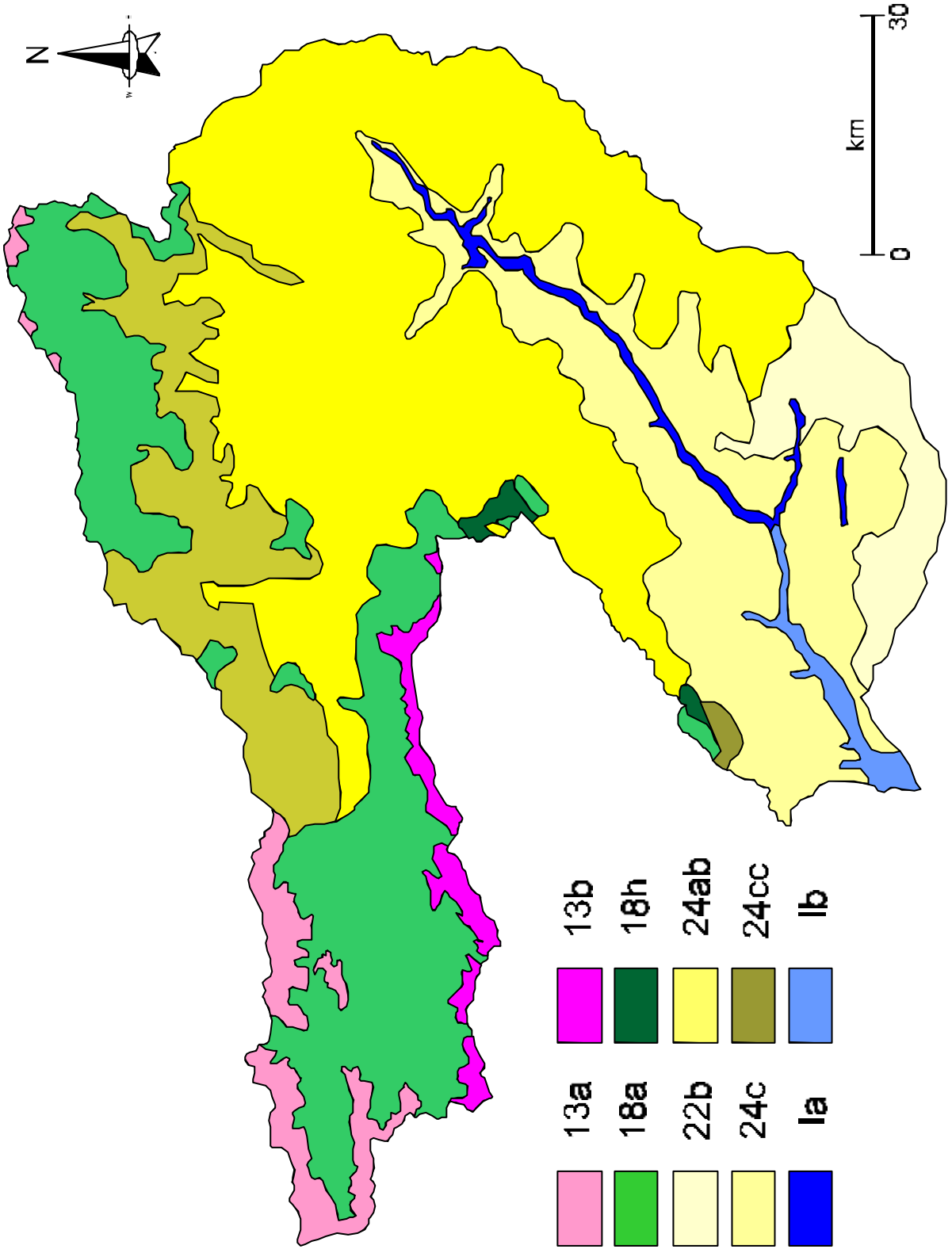
**** Series edafófilas***

I) Geoseries edafófilas mediterráneas

Ia) Geomacroserie riparia silicífila mediterráneo-iberoatlántica (alisedas).

Ib) Geoserie riparia silicífila supramediterránea carpetana (fresnedas).

Figura 10.1. Mapa de distribución de las series de vegetación de Rivas Martínez (1987) en el ámbito de la CHA.



10.2.2. LA VEGETACIÓN POTENCIAL EN LA CHA

Asociadas a estas series de vegetación, Rivas-Martínez (1987) cita las especies arbóreas y arbustivas que se suponen que podrían constituir la vegetación potencial de cada zona. Para las series representadas en la CHA, serían:

13a Pinares, piornales y enebrales rastreros
13b Enebrales rastreros y piornales
18a Robledales de melojos
18h Robledales de melojos
22b Encinares
24ab Encinares
24c Encinares
24cc Encinares con quejigos
Ia Alisedas
Ib Fresnedas

Si atendemos únicamente a las condiciones ambientales de la estación (régimen térmico e hídrico, suelos y geomorfología, etc.), el máximo biótico de la CHA estaría protagonizado en su mayoría por agrupaciones vegetales arbóreas. El espectro de comunidades vegetales integrantes de los sistemas ecológicos terminales de la sucesión estaría formado básicamente por:

1. Pastizales psicroxerófilos de alta montaña
2. Pinares de silvestre con piornales y enebrales rastreros
3. Rebollares de *Quercus pyrenaica*
4. Pinares de negral (*Pinus pinaster*)
5. Encinares
6. Pinares de piñonero (*Pinus pinea*)
7. Formaciones arbóreas singulares y bosques ribereños

10.3. PRINCIPALES FORMACIONES VEGETALES ACTUALES DE LA CHA

Atendiendo a la subdivisión de los pisos bioclimáticos y subtipos fitoclimáticos, y en consonancia con las series de vegetación, podríamos diferenciar una serie de formaciones vegetales, caracterizadas por la presencia de diversos taxones bioindicadores.

10.3.1. PASTIZALES DE ALTA MONTAÑA

Localizados únicamente en las zonas culminantes de las alineaciones montañosas de la sierra de Gredos, que superan los 2.200 msnm de altitud, en el piso bioclimático crioromediterráneo (subtipo fitoclimático X(IX)). Factores como la nieve, insolación, oscilación térmica o viento impiden el desarrollo de la vegetación forestal arbórea o arbustiva continua.

Así, en función de la geomorfología, de la innivación y de la persistencia de la nieve alternan los siguientes tipos de pastizales a modo de mosaico:

a) Pastizales psicroxerófilos amacollados climácicos dominados por cañuela (*Festuca indigesta s.a.*) y desarrollados sobre litosuelos (*Festucetalia indigestae: Minuartio-Festucion indigestae, Teesdaliopsio-Luzulion caespitosae, Ptilotrichion purpurae*).
b) Pastizales higrófilos:
    - Cervunales sobre rankers pseudoalpinos (*Nardetalia: Campanulo-Nardion, Plantaginion nivalis*) con *Nardus stricta, Campanula herminii* o *Ranunculus abnormis.*
    - Comunidades turbófilas sobre ranker criptopodzolicos (*Carex sp*. o *Erica tetralix*).
c) Comunidades glerícolas sobre pedregales móviles (*Thaspietea: Linario-Senecion carpetani, Holcion caespitosi*) con especies propias como *Antirrhinum grossi, Conopodium butinoides, Reseda gredensis, Santolina oblongifolia* o *Biscutella gredensis.*

Como especies bioindicadoras destacan: *Agrostis rupestris, Agrostis tileni, Armeria bigerrensis, Festuca summilusitana, Jasione centralis, Luzula caespitosa, Luzula hispanica, Minuartia bigerrensis* y *Silene elegans.*

10.3.2. PINARES DE SILVESTRE CON PIORNALES Y ENEBRALES RASTREROS

El pino silvestre (*Pinus sylvestris*) define el límite de la vegetación forestal arbórea tanto en el sector Guadarrámico de la CHA como en el sector Gredense (tema actualmente en discusión), situándose entre los 1.500 y 2.000 msnm. En las cotas elevadas se trata de sistemas forestales con una cubierta arbórea muy aclarada y con un sotobosque predominantemente de piornales serranos (*Cytisus purgans = C. oromediterraneus = C. balansae*) y enebros rastreros (*Juniperus nana = Juniperus communis* subsp. *nana*). Según descienden en cota, forman sistemas más densos creando unas condiciones nemorales donde ya no tienen tanta cabida los piornos y enebros, y comienza a aparecer una banda ecotónica donde naturalmente se mezcla con los rebollos (*Quercus pyrenaica*).

En el área de *Pinus sylvestris* conviene diferenciar tres sectores, agrupados en dos conjuntos:

- Sector Guadarrámico; donde una buena representación de estos pinares se encuentra en Peguerinos. En este caso, y gracias a su ubicación en Montes de Utilidad Pública, su área se ha extendido, tanto de forma natural como gracias a la gestión forestal, por cotas inferiores que potencialmente corresponderían al rebollo pero que, en ausencia de éste por la tala indiscriminada y pastoreo abusivo, había desaparecido desde tiempos pretéritos.
- Sectores Gredense y Paramero-Serrotense; en estos sectores los pinares han sido muy castigados desde tiempos inmemoriales. El hombre y sus ganados han dado buena cuenta de ellos a través de talas indiscriminadas, incendios, pastizales y sobrepastoreo. Únicamente han llegado hasta nuestros días dos pequeñas masas, que podrían atribuirse a bosques naturales (en discusión), gracias a su ubicación en Montes de Utilidad Pública y que son el Pinar de Hoyocasero y algunos enclaves del Valle de Iruelas. El primero, en sus 150 hectáreas presenta una riqueza florística insólita, como consecuencia de la conjunción del matorral mediterráneo, elementos eurosiberianos e ibéricos de montaña; ello deriva en la presencia de más de 500 especies de plantas superiores (Prieto *et al.*, 1994). Entre las especies aquí definidas, algunas endémicas, destacan (Luceño y Vargas, 1991): *Stemmacantha exaltata, Rubus hoyoqueseranus,*

Senecio coincyi, Pyrola clorantha, Paris quadrifolia, Viburnum lantana, Leuzea rhaponticoides... Actualmente, estos restos de lo que debía ser una superficie más o menos continua por todo el piso oromediterráneo están en jaque, debido al sobrepastoreo de las explotaciones semiintensivas de ganado vacuno.

Como especies arbustivas acompañantes destacan además del piorno serrano y el enebro rastrero, *Genista florida*, *Genista cinerea*, el acebo, brezos (*Erica arborea*), serbales (*S. aucuparia*), arándano y gayuba. En el sector gredense también se desarrolla *Echinospartum barnadesii* subsp. *barnadesii, Populus tremula* y *Betula alba*. Actualmente una gran extensión de su área potencial la dominan los piornales y, donde el fuego no es muy reiterado, aparecen salpicados los enebros rastreros. En las etapas más aclaradas o mezclándose con los matorrales aparecen pastizales de *Festuca indigesta, Festuca elegans* (cervunales), *Nardus stricta* (cervunales), *Hiaracium castellanum* y *Agrestis capillaris* entre otras especies herbáceas.

Por otro lado se han realizado repoblaciones forestales tanto en ubicaciones que potencialmente le corresponden al pino albar, como en otras que pertenecían a *Quercus pyrenaica* antes que desaparecieran ya hace siglos. Se trata de sistemas forestales en proceso de formación y que intentan ser una acción de restauración arbórea. Algunas repoblaciones de gran calidad, teniendo en cuenta la época y los medios de los que se disponía en los años 50-70 del siglo XX, son las ubicadas en las cercanías del Puerto del Pico (Montes de El Colmenar y Orzaduero).

Los piornales están restringidos a las laderas y cumbres situadas entre los 1.600 ó 1.700 y los 2.200 msnm de altitud en las sierras y parameras de Gredos. Corresponden a una etapa madura de matorrales densos (*Pino-Cytision purgantis*) que no lleva dosel arbóreo natural de pinos, aunque pudo tenerlo durante la etapa postglaciar, como se deduce de los diagramas paleopolínicos; su desaparición puede relacionarse con la oceanidad y las altas tasas de precipitacion nival. La especie arbustiva característica es el piorno serrano (*Cytisus purgans* = *C. oromediterraneus* = *C. balansae*), junto con hiniesta (*Genista cinerea* subsp. *cinerascens*); además son bioindicadores *Deschampsia iberica*, *Juniperus nana, Santolina elegans* y *Carduus carpetanus*. Presenta vicariancia geográfica de los dos cambriones espinescentes: *Echinospartum barnadesii* subsp. *barnadesii* y *E. ibericum* subsp. *pulviniformis*. En las etapas aclaradas por el pastoreo y biotopos rupestres son comunes ciertos pastizales psicroxerófilos (*Hieracio castellanae-Plantaginion radicatae*), en los que son frecuentes *Festuca summilusitana, Nardus stricta* y *Koeleria crassipes*.



Fotografía 10.1. Piornal en las proximidades del puerto de la Lancha.

Los enebrales rastreros están restringidos a las laderas y cumbres situadas entre los 1.700 y 2.100 msnm de altitud en las sierras y parameras de Guadarrama. Corresponden a una etapa madura de matorrales densos que pueden llevar dosel arbóreo natural de pinos albares (*Pinus sylvestris* var. *iberica*, *P. uncinata*) bien desarrollado. La especie arbustiva característica es el

enebro rastrero (*Juniperus nana = Juniperus communis* subsp. *nana*); además son bioindicadores: *Deschampsia iberica*, *Juniperus hemisphaerica*, *Cytisus purgans*, *Thymus bracteatus*, *Linaria nivea* y *Conopodium bourgaei*; dos gramíneas típicas son el feo bravo (*Deschampsia flexuosa*), el porrillas (*Arrhenatherum elatius* subsp. *elatius*) y el parásito espárrago de lobo (*Orobanche rapum-genistae*). En las etapas aclaradas por el pastoreo o azotadas por el fuego, el piorno serrano (*Cytisus purgans = C. oromediterraneus*) llega a ser la especie arbustiva exclusiva y dominante, y son comunes ciertos pastizales de *Festuca indigesta*, *Hieracium castellanum* y *Agrostis capillaris*.

10.3.3. MELOJARES O REBOLLARES DE *QUERCUS PYRENAICA*

Se sitúan en las laderas, superficies intermedias de meseta y el piedemonte a alturas entre 800 y 1.600 msnm, con más de 650 mm de precipitación y 100 mm distribuidos durante el verano. En su etapa madura estas formaciones corresponden a bosques densos, bastante sombríos, excelentes creadores de suelos (cambisoles húmicos) pertenecientes a la tradicional familia de las tierras pardas con *mull* forestal (*Quercenion pyrenaicae*). La especie definitoria es el roble melojo o rebollo (*Quercus pyrenaica*), que se acompaña de *Luzula forsteri*, *Physospermum cornubiense* y *Geum sylvaticum*.

Si considerásemos un hipotético rebollar maduro, su estructura podría ser la siguiente:

a) Estrato arbóreo (10 a 15 m de altura, 80-100 % de cobertura): el rebollo o melojo es prácticamente la única especie arbórea, aunque pueden intercalarse, siempre salpicados, el acebo, el fresno, el cerezo silvestre, el arraclán (*Frangula alnus*) o diversos pinos.
b) Estratos nanofanerofítico y arbustivo (1 a 3 m, 10-40 % de cobertura): majuelo, retama negra (*Cytisus scoparius*), retama blanca (*Genista florida*), brezo blanco (*Erica arborea*) y diversas rosáceas espinosas (*Rosa pouzinii*, *Rubus ulmifolius*, etc.), sobre todo en la orla del bosque.
c) Estrato herbáceo y muscinal (5-60 cm, recubrimiento enormemente variable): *Arenaria montana, Hyacinthoides non-scripta, Holcus mollis, Melica uniflora, Festica rubra*, *Luzula forsteri* y *Luzula sylvatica*. El helecho común (*Pteridium aquilinum*) aparece en los claros que deja el arbolado. Los musgos terrícolas en cuanto el suelo del bosque se cubre de una alfombra marchita, desaparecen por completo; sólo se salvan aquéllos que se levantan sobre rocas que afloran en superficie.
d) Estrato lianoide y epifítico: la hiedra, la nueza negra (*Tamus communis*) y la madreselva (*Lonicera periclymenum* subsp. *hispanica*) son las más frecuentes entre las trepadoras. Los epifitos más representativos, siempre en el tramo basal de los troncos, son líquenes y musgos.

El actual área del rebollo en la CHA es muy diferente del que antaño hubo, antes de que el hombre comenzara a dejar notar su acción en el paisaje. Los rebollares que han llegado a nosotros son notablemente distintos a los descritos en párrafos anteriores. Se trata de sistemas forestales muy homogéneos, bastante monoespecíficos y con un grado de antropización muy elevado debido al uso energético (carbón y leñas) que han padecido desde tiempo inmemorial. Los que han llegado a nuestros días han sido gracias a la capacidad de reproducción vegetativa de esta especie (brotes de cepa y raíz). Esta forma de reproducción asexual le ha permitido sobrevivir, pero los rebollares se configuran como montes bajos muy deteriorados y con gran competencia intraespecífica. Actualmente su propagación por semilla es nula debido al intenso pastoreo al que son sometidas y a la nula producción de bellota por el alto grado de

competencia. Las mejores manifestaciones de la especie se ubican en Montes de Utilidad Pública donde la selvicultura actual pretende convertirlos en montes altos estructurales mediante resalveos de conversión, aunque con un futuro bastante incierto.

En su área potencial predominan las etapas de sustitución que son, en primer lugar, los matorrales retamoides o piornales (*Genistion floridae*) con *Cytisus scoparius*, *Genista florida*, *Genista cinerascens* y *Adenocarpus hispanicus*; y en etapas más avanzadas los jarales (*Cistion laurifolii*) con jara estepa (*Cistus laurifolius*), *Lavandula pedunculata*, *Arctostaphylos crassifolia* y *Santolina rosmarinifolia*.

En algunos sectores (límites con la cabecera del valle del Tiétar), los melojares están acompañados de arbustos de hojas planoesclerófilas lustrosas (*Arbutus unedo*, *Viburnum tinus*, *Phillyrea latifolia*, etc.) tanto en las fases aclaradas del bosque como en sus orlas o comunidades sustituyentes; en las etapas de bosque presentan además *Daphne gnidium* y *Teucrium scorodonia*.

Los pastizales son actualmente las formaciones más abundantes (a veces arboladas con rebollos) y la presencia de unos u otros se debe al grado de intervención humana (riegos, abonados e intensidad del pastoreo) y a las posibilidades edáficas. La más extendida son los berceales (*Stipa gigantea*), los cerrillares (*Festuca elegans*), los vallicares (*Agrostis castellana*), majadales (*Poa bulbosa* y *Trifolium* sp.) y pastizales terofíticos con presencia de *Tuberaria guttata* entre otras herbáceas.

10.3.4. PINARES DE NEGRAL (*PINUS PINASTER*)

Esta especie presenta gran plasticidad ecológica: vive con bajas o altas precipitaciones, más o menos repartidas a lo largo del año o con fuertes sequías estivales. Tiene clara preferencia por terrenos sueltos y arenosos, pobres en nutrientes. Asimismo, el potente sistema de enraizamiento de este pino posibilita su instalación en suelos esqueléticos con diferentes rocas ígneas o metamórficas (granitos, gneises, etc.).

Sin duda, es una especie que puede ser dominante en los ecosistemas terminales que configuran la CHA. Son muchas las masas naturales que se distribuyen por El Tiemblo, El Barraco, Santa Cruz de Pinares, San Bartolomé de Pinares, etc. La distribución natural de esta especie viene condicionada por factores geomorfológicos y edáficos (fuertes pendientes, suelos esqueléticos y arenosos). También pueden formar masas mixtas: muchos de los bosques primigénios de la CHA (vertientes y piedemonte de Gredos) estaban formados por bosques de encina y rebollo, con grandiosos pinos y con sotobosque dominado por diversas jaras (*Cistus laurifolius*, *Cistus ladanifer*, etc.) e integrada también por la brecina (*Calluna vulgaris*), el machorio, el cabérnago (*Phillyrea angustifolia*) y diversas genisteas.

Entre las zonas cubiertas por pinares resineros destaca por su interés botánico el enclave del Valle de Iruelas (cuenca del arroyo de la Balsaína), donde acompañan a los negrales más de 600 especies y subespecies de plantas superiores: pinos laricios (*Pinus nigra*) y silvestres, castañares, serbales, arces, acebos, madroños, cornicabras, tejos y enebros centenarios, entre otros (Alcanda, 1991). Todo ello acompañado de un espectacular desarrollo de las formaciones ripícolas, con saucedas ocupando las riberas de los barrancos por encima de los 1.400 msnm, y alisedas con fresnos, cerezos, avellanos, olmos de montaña (*Ulmus glabra*) y abedules, por debajo de esa altura.

Actualmente estos pinares, si bien han desaparecido en muchos lugares, en otros se han extendido enormemente debido a factores antrópicos, a la gestión forestal y a la repoblación forestal. Las primeras grandes repoblaciones son del siglo XIX, como la del Monte el Quintanar (Monte de Utilidad Pública Nº 84) en San Bartolomé de Pinares. Se trata del Monte que cuenta con el proyecto de ordenación de los recursos naturales más antiguo de España (finales del siglo XIX) y donde actualmente se desarrolla al abrigo de los pinos un potente encinar que va pidiendo paso, y cuya evolución natural dará lugar a un sistema forestal mixto con predominio de la encina. Todo ello gracias al proceso restaurador iniciado en el siglo XIX, fundamentalmente, sobre un monte esquelético, cultivado en gran parte y enormemente degradado en aquella época.

10.3.5. ENCINARES

Sin duda, es el sistema forestal más característico de la península Ibérica. Se sitúa en las partes bajas de las laderas, el piedemonte y los relieves de la campiña y vegas, normalmente a altitudes menores de 800 msnm; en lugares con frecuentes inversiones térmicas y laderas soleadas con bajas precipitaciones, pueden llegar a alcanzar los 1.400 msnm.

En su etapa madura, estas formaciones corresponden a bosques densos. La especie definitoria y en ocasiones de manera monoespecífica, es la encina de hoja redondeada o carrasca (*Quercus rotundifolia = Q. ilex* subsp. *ballota = Q. ilex* subsp. *rotundifolia*), que puede ir acompañada de enebro u oxicedro (*Juniperus oxycedrus*), quejigos (*Quercus faginea*), y en ocasiones de alcornoques (*Quercus suber*) o robles melojos o rebollos (*Quercus pyrenaica*); en el sotobosque son características la madreselva (*Lonicera etrusca*) y la peonía (*Paeonia broteroi*).

Las etapas de sustitución son, en primer lugar, las zonas adehesadas y matorrales: piornales, retamares (*Retamion sphaerocarpae*), berceales y jarales. En los primeros, característicos de las zonas más umbrosas y frías, se encuentran *Genista cinerascens*, *Genista florida*, *Cytisus scoparius* subsp. *scoparius* y, en ocasiones *Adenocarpus hispanicus* (*Gesnistion floridae*). Los retamares llevan asociados *Retama sphaerocarpa*, *Cytisus scoparius*, *Genista cinerascens* y *Adenocarpus aureus*. Los berceales están integrados mayoritariamente por *Stipa gigantea* y *Stipa lagascae*. Por último, los jarales pringosos están integrados por *Cistus ladanifer* (y más rara vez *C. laurifolius* o su híbrido *C.x cyprius*), con *Lavandula pedunculata.* En etapas más avanzadas se encuentra un matorral degradado y el cantuesar, con *Cistus ladanifer*, *Lavandula pedunculata* (= *L. stoechas* subsp. *pedunculata*), *Rosmarinus officinalis* y *Helichrysum serotinum*; los pastizales están integrados por *Stipa gigantea*, *Agrostis castellana* y *Poa bulbosa*.

Los encinares de los sectores topográficamente más bajos de la CHA (<500 msnm; vega del Bajo Alberche) presentan junto a las encinas otras especies: piruétano o peral silvestre (*Pyrus bourgaeana*), alcornoques (*Quercus suber*) y quejigos (*Quercus faginea* subsp. *broteroi*); las etapas de sustitución arbustivas son de maquía o garriga, formada por fanerofitos perennifolios como *Quercus coccifera*, *Phillyrea angustifolia*, *Jasminum fruticans*, *Arbustus unedo*, *Rhamnus alaternus*, etc.; las etapas herbáceas presentan especies vivaces y anuales que en ocasiones constituyen majadales: *Poa bulbosa*, *Trifolium glomeratum*, *Trifolium subterraneum*, *Psilurus incurvus*, *Bellis annua*, *Bellis perennis*, *Erodium botrys*, etc.

Por su parte, los encinares del sector meridional (interfluvio con el río Tajo; área de Maqueda) con substratos más básicos, presentan un sotobosque formado por arbustos esclerófilos:

Quercus coccifera, *Rhamnus alaternus* var. *parvifolia*, *Rhamnus lycioides* subsp. *lycioides*, etc.; las etapas extremas de degradación están representadas por los tomillares.

Los actuales encinares están enormemente transformados y artificializados, predominando los montes bajos y los sistemas adehesados. Los primeros han sobrevivido gracias a la capacidad de reproducción vegetativa de la encina y tienen la misma problemática que los rebollares ya comentados. Por otro lado, las dehesas de encinas tienen un uso silvopastoral tras una transformación profunda por parte del hombre. En ellos siempre ha existido una selección de especies, siendo las más perjudicadas el alcornoque, el quejigo y los pinos, conviertiéndose en formaciones monoespecíficas con una riqueza muy baja a nivel estructural. El incremento de la producción de pastos se consiguió así en detrimento de la superficie ocupada por los bosques. En este sentido se puede afirmar que la dehesa es un ecosistema que remotamente alude a su imagen original y en el que la intervención humana es clave para entender lo que representa uno de los paisajes más originales que se pueden contemplar en el contexto de la España mediterránea.

Las dehesas constituyen un elemento de sustitución, hoy por hoy sin regeneración alguna (muchas de ellas jamás se han regenerado, encontrándose en un primer turno de transformación), como consecuencia de la práctica ganadera. Además, es evidente que en un determinado momento se producirá la muerte de los individuos actuales sin que se haya conseguido garantizar la presencia natural de otros nuevos que los sustituyen. Esto es todavía más preocupante dada la elevada coetaneidad del arbolado.

El área de los encinares está hoy en día dominada por los cultivos y las etapas de sustitución. Además de las etapas de sustitución ya comentadas en la CHA se pueden encontrar una de los enebrales (*Juniperus oxycedrus*) más extensos que existen y que se encuentran entre El Barraco y El Tiemblo. Se trata de una formación muy original y de gran valor. De todos modos las etapas de sustitución más extendidas son los matorrales de genisteas y *Retama sphaerocarpa*, los jarales con diversas cistáceas, los dominados por labiadas (*Thymus*, *Lavandula*, etc.) y diversos pastizales del ámbito mediterráneo.

10.3.6. PINARES DE PINO PIÑONERO

Se localizan fundamentalmente en el sector central de la CHA (entorno de San Martín de Valdeiglesias, Valdemaqueda, Cebreros y Hoyo de Pinares), constituyendo sistemas forestales abiertos y de estructura semirregular o irregular en el que la especie definidora es el pino piñonero (*Pinus pinea*). Se trata de una especie típicamente mediterránea de amplia valencia ecológica y que aparece de forma espontánea aprovechando factores geoedáficos en los que tiene escasa competencia (arenizaciones de los granitoides o las arcosas, y las laderas abruptas orientadas al sur). Precisamente en esta última situación es donde aparecen acompañados por una cistácea de flores amarillo pálido (*Halimium commutatum*), típica de los arenales onubenses.

Estos enclaves naturales pueden interpretarse como refugios para el pinar, donde los procesos de explotación natural que impide la edafogénesis favorecen la presencia de esta especie frente al encinar, que domina en las llanuras y relieves ondulados circundantes. Si bien han desaparecido algunas de sus formaciones naturales, su capacidad de adaptación, su facilidad de regeneración y su resistencia al pastoreo le han permitido colonizar nuevos territorios de manera muy exitosa. Efectivamente, en el grupo de montes de Hoyo de Pinares y Cebreros, el

pino piñonero ha conseguido colonizar, y sigue colonizando, extensas áreas que eran cultivadas de centeno o estaban ocupadas por viñedos.



Fotografía 10.2. Formación vegetal dominada por pino piñonero en las inmediaciones de El Hoyo de Pinares.

Pinus pinea forma masas mixtas con el pino negral (*Pinus pinaster*) y la encina. Su cortejo florístico presenta un buen número de especies que aparecen igualmente en otros pinares: *Lavandula stoechas, Retama sphaerocarpa, Juniperus oxycedrus, Cistus salvifolius, Cistus ladanifer, Adenocarpus complicatus* y *Halimium umbellatum*; junto con otras especies herbáceas, como *Xolantha guttata (Tuberaria guttata), Aira elegans, Briza maxima, Anthoxantum odoratum*, etc.

El valor estético y paisajístico de estos pinares es extraordinario. La componente horizontal de sus amplias y aparasoladas copas densamente cubiertas, contrastan con la verticalidad de sus fustes y el relieve circundante configurado por abruptas laderas.

10.3.7. SOTOS Y RIBERAS

Constituyen formaciones vegetales características de las proximidades de masas de agua superficial (ríos, arroyos, lagunas ...), subsuperficial (acuíferos libres superficiales en llanuras aluviales y navas) o de ascenso de flujos subterráneos profundos. Existe una característica seriación de las especies arbóreas y arbustivas en bandas en torno a la lámina o punto de descarga de agua, aunque intensamente alterada por la mano del hombre, que ha actuado sobre la diversidad original de estas formaciones en favor de monocultivos.

En el sector correspondiente a los tramos fluviales de las sierras y piedemontes, la vegetación ripícola es prácticamente testimonial, dado lo restringido o inexistente de la llanura aluvial en las gargantas, salvo llanuras de depósito aluvial (conos y abanicos; ver Valle de Iruelas). La especie más común son los sauces (bardaguera, *Salix atrocinerea*; blanco, *Salix salvifolia*), que se presenta fundamentalmente en forma arbustiva, junto con alisos (*Alnus glutinosa*), avellanos (*Corylus avellana*), fresnos (*Fraxinus angustifolia*), chopos (*Populus sp.*), álamos negros (*Populus nigra*), olmos de montaña (*Ulmus glabra*) y cerezos (*Prunus avium*). En el sotobosque son frecuentes los helechos (*Athyrium filix-femina* y *Osmunda regalis*), cárices (*Carex paniculata* subsp. *lusitanica* y *Carex remota*) y prunela (*Prunella vulgaris*). Próximo a la lámina de agua y entre los bloques y cantos es frecuente reconocer macollas de la cárice de Reuter (*Carex elata* subsp. *reuteriana*), junto con pampanillos (*Hypericum undulatum*), menta de caballo (*Mentha longifolia*), galio de Brotero (*Galium broterianum*) y nabo del diablo (*Oenanthe crocata*).

En la parte alta de las gargantas aparecen algunos ejemplares aislados de abedul (*Betula alba*; García Arribas *et al.*, 1992), que tan sólo constituyen bosquetes en el alto Alberche (Luceño y Vargas, 1991); a veces se entremezcla con chopo o álamo temblón (*Populus tremula*). En estas circunstancias presentan en el sotobosque: *Veronica officialis, Polygonatum verticillatum, Listera ovata, Ceratocapnos claviculata, Pyrola minor, Lysimachia nemorum* ...

Los tramos fluviales bajos, donde se encuentran adecuadamente desarrolladas las vegas y llanuras de inundación, es donde mejor desarrollo adquieren las formaciones riparias, pudiéndose reconocer la disposición en bandas paralelas de las diferentes especies arbóreas a medida que nos alejamos del cauce: sauces, alisos, fresnos y chopos, olmos y vegetación climácica. Muchos de estos bosques han desaparecido mayoritariamente por el cultivo agrícola; posteriormente se han introducido (en este siglo y en la mayoría de los casos sobre terrenos cultivados con anterioridad) diversas plantaciones de chopos, generalmente clones de *Populus* x *euroamericana*. Los sectores más meridionales (bajo Alberche) con aguas muy mineralizadas e incluso con afloramientos de aguas subterráneas profundas con altas conductividades, se encuentran tarayales (*Tamarix sp.*) junto a las saucedas.

En las charcas y márgenes de zonas temporalmente inundadas de las zonas altas son frecuentes: el poleo cervuno (*Preslia cerviana*), los juncos (*Juncus tenageia* subsp. *perpusillus, J. bufonius, J. pygmaeus* ...), el linillo humilde (*Radiola linoides*), musgos esfagnos (*Sphagnum sp.*), cárices (*Carex sp.*), rosolí (*Drosera rotundifolia*), *Antinoria agrostidea*, isóete con velo (*Isoetes velatum*), etc. Las charcas de las zonas topográficamente más bajas (encinares) y las láminas de algunos embalses están pobladas por la hierba lagunera (*Ranunculus peltatus*), juncia negra (*Cyperus fuscus*), ludwigia de pantano (*Ludwigia palustris*) y glino (*Glinus lotoides*).

Por último, las navas y zonas estacionalmente encharcadas o con aguas subsuperficiales, están pobladas por freatofitas, entre las que destacan las fresnedas (fundamentalmente *Fraxinus angustifolia*), más o menos adehesadas y entremezcladas con la vegetación climácica (sobre todo robles y encinas). Como sotobosque se encuentran muchas de las especies arbustivas y herbáceas citadas para las riberas fluviales.

10.3.8. OTRAS FORMACIONES ARBÓREAS SINGULARES

Comentaremos brevemente la presencia de tres especies arbóreas, concretamente el castaño, el pino laricio y el tejo, que no forman extensiones considerables pero que aparecen de manera dispersa o formando rodales de diversa extensión en los pinares y rebollares fundamentalmente.

La presencia de castaños (*Castanea sativa*) en la CHA prácticamente queda restringida a ejemplares aislados y a la presencia del castañar de El Tiemblo, de origen un tanto incierto. Su cortejo florístico es similar al del melojar, aunque con algunas especies raras en otros medios (Luceño y Vargas, 1991): paradisea de Portugal (*Paradisea lusitanica*), nido de pájaro (*Neottia nidus-avis*) y espuela de caballero (*Delphinium fissum* subsp. *sordidum*); en las proximidades de Rozas de Puerto Real (Madrid) se han encontrado interesantes especies, entre las que destaca la yerba del tabaco (*Pulmonaria longifolia*).

El pino laricio (*Pinus nigra* sbsp. *salzmanii*) forma núcleos relícticos en las cumbres de la CHA, donde ocupan una banda altitudinal entre 1.100-1.900 msnm como vestigio de lo que debió ser un verdadero piso forestal en el límite superior de estas laderas. Aparece mezclado

con el pino resinero o formando rodales en los montes de El Tiemblo, Valle de Iruelas, Navalacruz, El Barraco, etc. También mezclado con *Pinus sylvestris* en un collado cercano a Cabeza Líjar (Peguerinos). Se trata de una especie espontánea en franca regresión y con cierto peligro de desaparecer debido al envejecimiento de los escasos núcleos de pinar supervivientes, donde es difícil encontrar alguna regeneración. Constituyen formaciones muy claras de gran valor estético debido al porte de sus ejemplares, algunos de cerca de 400 años (es la especie más longeva de todas las existentes en la CHA) y de enormes dimensiones (alguno con diámetros superiores a 2 m y altura mayor de 40 m). Generalmente aparecen dispersos entre los bloques graníticos que configuran las partes altas de las laderas y las cumbres.

Las tejedas (*Taxus baccata*) tienen su mejor representación en el Valle de Iruelas donde aparece de forma dispersa o en pequeños rodales ubicándose preferentemente en orientaciones de umbría o buscando la protección de umbría de los valles. Generalmente se desarrolla en suelos frescos y profundos donde el tejo encuentra mejores condiciones. También es bastante típica su presencia en grietas o fisuras de roca y al pie de cantiles donde a veces vive en condiciones de intensa iluminación.

11. USOS DEL SUELO: EVOLUCIÓN HISTÓRICA

La ancestral presencia del hombre en el entorno de la CHA ha motivado transformaciones antrópicas en la cubierta vegetal desde tiempos prehistóricos, permitiéndonos afirmar que no existe ningún sector totalmente natural. Dichas transformaciones abarcan desde tenues intervenciones en la vegetación (clareos, adehesados, entresacas, etc.) a intensos cambios en los usos y especies (deforestación, reforestaciones, incendios, monocultivos, urbanización, etc.). El resultado es el actual mosaico de vegetación seminatural y aprovechamientos humanos que constituye buena parte de la CHA.

Quizás las primeras intervenciones humanas consistieron en entresacas y clareos de leña a partir de las masas boscosas (melojares y encinares) o arbustivas (piornales y jarales), como material de construcción o combustible (madera y carbón vegetal). Sus consecuencias sobre la cubierta vegetal no son irreversibles, e incluso pueden resultar beneficiosas para su desarrollo cuando se aplicaban a masas espesas y cerradas.

La eliminación sistemática o selectiva (límites de fincas) de pies arbóreos en las formaciones de encinar, fresneda o robledal dio lugar a la aparición de las dehesas, con aprovechamiento mixto forestal-ganadero o agrícola-ganadero. Esta intervención sí que ha tenido importante repercusión en el paisaje de la CHA, ya que las dehesas ocupan amplias extensiones en la misma (sector centro-meridional).

En el extremo se sitúan la deforestación y los incendios, que suponen intensas transformaciones en las comunidades vegetales. Ambas fueron especialmente intensas durante la Edad Media y el Renacimiento, con las políticas que favorecían las actividades ganaderas (Mesta). Son las responsables de las amplias superficies de roquedo o zonas cubiertas por pastizales o matorrales de las series de sustitución correspondientes a los robledales y encinares. También han sido deforestados mediante fuegos amplios sectores del piornal y enebral rastrero, para crear pastizales de montaña estivales. Paralelamente se deforestaban amplias superficies de la cuenca para roturarlas para cultivos de secano, actividad que se ha prolongado hasta la posguerra civil (década de 1950); sólo quedaron exentas las laderas más abruptas y los cotos privados destinados a la caza (El Santo, El Alamín ...).

También supusieron fuertes transformaciones las actividades repobladoras (reforestación principalmente), que comenzaron en tiempos ancestrales, y que han utilizado monográficamente especies de utilidad forestal (diversas especies de pinos). Se tiene noticia de la presencia del pinar de Hoyocasero (*Pinus sylvestris*), desde hace más de 500 años; las repoblaciones o favorecimiento del pino piñonero (*Pinus pinea*) en el área de San Martín de Valdeiglesias, datan igualmente de tiempos ancestrales; otras pueden fecharse a finales del siglo XIX e inicios del XX, como las realizadas en el Valle de Iruelas (*Pinus pinaster*), puertos de Serranillos y El Pico, y cuenca del Gaznata.

Otra actividad ancestral que en las últimas décadas ha tomado un ritmo acelerado es la urbanización, o dedicación de parte del territorio para la construcción de viviendas, edificaciones industriales y vías de comunicación. La influencia del área metropolitana de

Madrid, ha potenciado a partir de la década de 1960 la aparición de amplias superficies dedicadas a segunda residencia estival, bien anexas a los núcleos de población tradicionales o bien como nuevos centros de urbanización.

12. UNIDADES FISIOGRÁFICAS SINTÉTICAS

A la vista de los anteriores apartados, podrían establecerse unas unidades sintéticas que conjugasen los diversos aspectos del medio natural que configuran el paisaje de la cuenca del río Alberche. Dichas unidades tienen un comportamiento supuestamente homogéneo desde el punto de vista de los procesos naturales (abióticos y bióticos) que en ellas se desarrollan, y presentan unas relaciones características con otras unidades circundantes.

Una división básica en muchos de los factores del medio natural es la separación entre la sierra y el llano, evidente pero compleja, puesto que presenta notables interdigitaciones en su expresión cartográfica y excepciones en sus relaciones ecológicas mutuas. No obstante, el peso de la topografía en el clima, de ambos en la hidrología y el desarrollo de suelos, y de todos ellos en la cubierta vegetal, hace que el establecimiento de las unidades fisiográficas para la CHA tenga un hilo conductor eminentemente geomorfológico a pequeña escala; a medida que se profundiza hacia escalas intermedias, los factores bióticos cobran fuerza en el paisaje, pasando la delimitación de unidades a depender de la vegetación natural (fundamentalmente la arbórea) y los usos antrópicos.

A grandes rasgos, podrían establecerse las siguientes unidades, estructuradas jerárquicamente y denominadas acorde a la toponimia local:

I. ***La Sierra*** (sector septentrional de la CHA)

I.1.**Sierras y Macizos** (zona noroccidental); Sª de Villafranca, La Serrota, Sª del Arenal, Sª del Torozo, Sª de la Paramera, Sª de Malagón, Sª del Cabezo, Sª del Valle...

a) *Cumbres, cimas, altos, riscos y picos*; Mojón Cimero, Risco del Sol, Pico Moros, Pico Zapatero...
   - Lanchas y lajas; Lancha Lisa, Lanchamala, Lancha Llana...
   - Pastos y prados; Prado Lareño, Prado Cerrado, Prado de la Tía,...
   - Baldíos; Baldíos de Ávila, Sierra de los Baldíos...

b) *Laderas* (umbrías y solanas); Solana del Toro, Umbrión, Umbría del Cándalo, Umbría del Palancón...
   - Canchas, canchales y cantos; La Cancha, Cancha Manzano, Los Canchales, Canto de la Oración, Canto El Guarro, Canto Gordo...
   - Berrocales y pedrizas; El Berrocal...
   - Majadas; Majadilla, Majamala, Majada del Carrión...
   - Neveros; El Nevero...

c) *Parameras y cuerdas*; La Paramera de Ávila, Paramera de La Cañada, Cuerda de Polvisos, La Cuerda, Cuerda de Aliagas Blancas...

d) *Collados, pasos, portachos y puertos*; Collado Hornillo, Pº de El Pico, Pº de Menga, Pº de Mijares, Pº La Paramera, Pº de Serranillos, Pº de Navalmoral...
   - Cañadas; Cañada de las Serradillas, Cañada Honda...

e) *Gargantas, desfiladeros y vals*; Lanchamala, Navalacruz, Rasquilla, Iruelas...
   - Cuevas, covachos y abrigos; Cueva del Maragato, Las Cuevas...

· Veneros; Venero Claro, Los Veneros...

I.2. **Cerros, Peñas y Cabezos/as** (zona centro-occidental); Cerro de Guisando, Peña Cenicientos, Peña de Cadalso, Cabeza de la Huerta, Cabeza Bermeja...

I.3. **Piedemontes y rampas** (zona centro-oriental)

a) *Pinares*; Pino Romero...
b) *Dehesas y devesas*; Dehesa San Martín, Dehesa Boyal, Dehesa del Rincón...
c) *Navas y fresnedas*; Navaluenga, Navalmoral, S. Juan de la Nava...
d) *Hoyos y hondonadas*; El Hoyo de Pinares, Hoyocasero, Hoyo de la Guija, Hoyos de Miguel Muñoz, Burgohondo...
e) *Quejigales*; Quexigal, El Quejigoso

I.4. **Valles**

a) *Valle del Alberche*
· Alto (depresión de Garganta del Villar)
· Medio (depresión de Navaluenga-El Burguillo)
· Bajo (depresión de S.M. de Valdeiglesias-Cebreros-El Tiemblo)
b) *Valle del Astillero*
c) *Valle de la Majada del Carrión*

II. ***El Llano*** (sector meridional de la CHA)

II.1. **Cuestas** (borde entre sectores); Las Cuestas del Salobral...

a) Salobrales; El Salobral...
b) Enebrales; Los Enebrales...

II.2. **Campiñas** (zona suroriental)

a) *Montes y cotos*; Montes de Alamín, Monte de las Vegas, Monte de Pantadú, Cardiel de los Montes, San Román de los Montes...
b) *Dehesas*; Dehesilla, Dehesa del Cano...
· Chaparrales y carrascales; El Chaparral, Carrascalejo
c) *Secanos y campos*; El Campillo...
· Cárcavas; Cárcabas...
d) *Vals y valles*; Valdemanto, Valdespino, Valquejigoso, Valle Justares...
e) *Páramos y llanos*; Los Llanos, Llanos del Corchuelo...

II.3. **Vegas del Alberche-Perales** (zona centro-meridional); Las Vega, Las Vegas...

a) Altas
· Atalayas, cerros y lomas; Atalaya, La Atalaya, Cerro del Marqués, Cerrillo de la Perdiz, Loma de las Benitas...
· Pedregales y cascajales; Los Cascajales...
b) Bajas, sotos y riberas; Soto del Dómine
· Pobedas o choperas; La Poveda...
· Islas; Isla del Rincón, Isla Redonda...
· Huertas; Huerta de Sandoval...
· Vados; Vado de los Potros, Vado de Campisano, Vado de los Morales...



Fotografía 12.1. Vista panorámica de algunas de las unidades fisiográficas sintéticas del sector meridional de la CHA: en primer plano, secanos y campos de la campiña; en el centro de la imagen, pobedas y huertas de la vega baja del Alberche-Perales; en tonos oscuros, montes y cotos de la campiña y dehesas del piedemonte de la Sierra; y en el horizonte, parameras y cuerdas la sierra de San Vicente.

IV

DESARROLLO Y RESULTADOS

13. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

13.1. El dominio geomorfológico fluvial

13.2. Unidades y elementos geomorfológicos fluviales

14. HIDROLOGÍA FLUVIAL: CRECIDAS Y AVENIDAS

14.1. Análisis hidrológico

14.2. Análisis paleohidrológico: avenidas históricas

14.3. Análisis geomorfológico: condicionantes geomorfológicos de las crecidas fluviales

14.4. Avenidas instantáneas o relámpago

15. APLICACIÓN A LA GESTIÓN DE RIBERAS Y SISTEMAS FLUVIALES

15.1. Riesgo de inundación y gestión de riberas

15.2. Incidencia antrópica sobre la dinámica fluvial

13. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

13.1. EL DOMINIO GEOMORFOLÓGICO FLUVIAL

Existe un amplio conjunto de formas del relieve y depósitos asociados atribuibles por su origen a los procesos fluviales *sensu lato*, esto es, abarcando las acciones de erosión, transporte y sedimentación que se producen en agentes que comprenden desde la arroyada difusa hasta la escorrentía canalizada. Por ello, es perfectamente lícito definir un dominio fluvial para aquellas morfologías y depósitos en cuya génesis han intervenido o intervienen actualmente los procesos fluviales en diversos grados e intensidades.

El dominio fluvial abarca desde macromorfologías como los valles o los sistemas de aterrazamiento, hasta unidades y elementos geomorfológicos de reducidas dimensiones, como una llanura de inundación o una marmita de gigante. Por ello, se hace preciso jerarquizar las formas y depósitos de acuerdo a su desarrollo espacial y grado de permanencia temporal, aun siendo conscientes de la artificialidad de tales divisiones en un conjunto continuo espacio-temporalmente. La primera división parte de la dimensión espacial de las formas, permitiendo diferenciar:

* ***Macroformas***; conjuntos de dimensión decakilométrica a hectokilométrica, alta continuidad espacial, y elevada permanencia temporal (Pedraza y Díez, 1996):

    · **Valles fluviales**; formas de encajamiento o mixtas encajamiento-agradación que, de acuerdo a su sección o perfil transversal, pueden clasificarse en:
        - Simples: vaguadas, vagonadas, barrancos, gargantas y cañones
        - Compuestos confluviales: glacio-fluviales, fluvio-cársticos y tecto-fluviales
        - En artesa: llanuras aluviales encajadas y sistemas de aterrazamiento (vegas)

    · **Llanuras fluviales**; formas de agradación o mixtas agradación-encajamiento, entre las que están representadas únicamente las llanuras aluviales (vegas bajas).

* ***Mesoformas***; conjuntos de dimensión decamétrica a decakilométrica, cierta discontinuidad espacial y media permanencia temporal:

    · **Abanicos aluviales (fluviales y torrenciales)**; formas de agradación situadas en el piedemonte o en variaciones geométricas de los valles fluviales donde se desarrollan.

    · **Cauces fluviales**; formas mixtas erosivo-deposicionales, integradas por dos elementos:
        - Canales fluviales: de estiaje, de avenida o de aguas altas (*bankfull*); rectilíneos, entrelazados, meandriformes, anastomosados y anabranchados
        - Llanuras de inundación o inundables

    · **Superficies individuales de aterrazamiento**; formas de agradación, degradación o mixtas.

* ***Microformas***; elementos de dimensión centimétrica a decamétrica, con escasa continuidad espacial y baja permanencia temporal. En numerosas ocasiones se asocian a la dinámica de crecidas fluviales, por lo que serán puntualmente abordadas en el apartado 14.3.2. Quedarían comprendidas dentro de este apartado las formas elementales en las vertientes y las morfologías elementales en corrientes canalizadas (islas, barras, bancos, escarpes, etc.).

13.2. UNIDADES Y ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS FLUVIALES

13.2.1. LOS VALLES FLUVIALES EN LA CHA

A lo largo de la CHA se encuentran representadas prácticamente todas las modalidades de valles fluviales antes referidas, desde las vaguadas simples hasta los más complejos sistemas de aterrazamiento. Cabría hacer una diferenciación de la tipología de valles según la unidad fisiográfica en la que se desarrollan (ver capítulo 12):

I. *La Sierra*; predominan las gargantas, desfiladeros y vals, cuyos perfiles transversales presentan una característica forma de V (más profundas que anchas) con las laderas de inclinaciones entre 60 y 80º y fondo ocupado por una exigua llanura de inundación; así lo denota la toponimia de las propias corrientes: gargantas de Lanchamala, Navalacruz, Rasquilla, Iruelas... Presentan un marcado carácter lineal en su trazado en planta por el condicionante estructural (bandas de fracturación e intensa meteorización del sustrato) relacionado con las direcciones tardihercínicas reactivadas durante la orogenia alpina. Este control estructural ha sido estudiado por Martín Escorza *et al*. (1992), llegando a la conclusión de la diferente dirección de control predominante según el orden de jerarquización del segmento de corriente: los de menor orden (1, 2 y 3) tienen una mayor frecuencia N-S; los de mayor orden (4 y 5) tienden hacia el O-E; y los de orden máximo (6) muestran orientaciones ENE-OSO. En otras ocasiones, el control estructural no sólo condiciona el trazado del canal, sino también la disposición de las laderas del valle; es el caso de los valles complejos tecto-fluviales que discurren por *grabens* o *semigrabens*, como el propio río Alberche entre San Martín de la Vega y Cepeda la Mora, o a su paso por el *semigraben* de El Burguillo y la depresión S. Martín de Valdeiglesias- El Tiemblo- Cebreros. Incluso es posible encontrar algunos valles con caracteres confluviales glacio-fluviales en áreas de cabecera de los torrentes en la vertiente septentrional de la sierra del Valle y la meridional de La Serrota.





Fotografías 13.1 y 13.2. Gargantas fluviales del río Alberche en el embalse de Las Picadas (izquierda) y el Charco del Negrito (derecha).

II. *El Llano*; predominan las vaguadas y barrancos en segmentos de menor orden (cabeceras) y los valles en artesa con llanuras encajadas o sistemas de aterrazamiento (ver apartado 13.2.2). Puntualmente aparecen otras morfologías de valles, como: cañones (al atravesar la unidad de cuestas en materiales mesozoicos) y gargantas de pequeñas dimensiones en las cabeceras torrenciales y acarcavadas. Los valles en artesa con llanuras encajadas presentan un perfil en U con fondo plano característico, consecuencia de una dinámica mixta erosiva-deposicional; las laderas presentan perfil convexo-cóncavo, y en su fondo únicamente se encuentra una llanura de inundación que adopta un perfil de *glacis*-terraza, enlazando en ocasiones con depósitos coluvionares de las laderas.

Los niveles morfológicos que actúan como referencia para la formación de los valles por encajamiento e incisión fluvial, serían los correspondientes niveles de cumbres y meseta (paramera, piedemontes y depresiones) en la Sierra, y las superficies culminantes de las campiñas y mesas (páramos y llanos) en el Llano. En este último sector, otros autores han situado diferentes niveles de superficies previas al encajamiento fluvial:

- Alférez (1977), para el sistema de terrazas del río Tajo al oeste de Toledo, cita dos niveles, la superficie de Toledo (665 a 675 msnm) y la superficie plio-pleistocena (625 a 630 msnm).

- López Vera y Pedraza (1976), para la cuenca del río Jarama en las proximidades de Madrid, citan superficies culminantes previas al encajamiento divididas en dos conjuntos: las rampas de la Sierra (*pediment* e inferior al *pediment*) y las superficies de la cuenca sedimentaria (Páramos, Madrid y Raña). Las superficies inferior al *pediment* y Madrid serían equivalentes y representarían una fase de transición hacia la implantación de la red hidrográfica, de edad Plioceno medio y superior.

- Lázaro y Asensio (1977) y Pérez-González (1990) apuntan la presencia de diferentes plataformas del piedemonte (750-700 msnm, 700-690 msnm y 690-670 msnm) que actúan como divisorias de la red principal.

Para el caso del llano de la CHA, existen dos niveles de superficies que sirven de culminación y que marcan el inicio del encajamiento de la red fluvial:

- Campiña alta; marca la divisoria entre el sistema Perales-Alberche y el río Guadarrama; su cota de arranque se sitúa en los 670 msnm (cerro Lijar, Villanueva de la Cañada), con máximas en torno a 685 msnm (Navalcarnero), y la mínima a unos 594 msnm (Portillo de Toledo); presenta un recorrido de 63,5 km con una pendiente generalizada de 0,12 % hacia el SO. Se habría desarrollado como un *glacis* mixto erosivo-sedimentario que conserva en algunas zonas culminantes restos de materiales detríticos con fenómenos de rubefacción (taludes del PK 51 de la N-V), ya citados desde antiguo (Sampelayo y Sampelayo, 1933); su edad sería Plioceno superior. Pérez-González (1990) la denomina "superficie de Villanueva de la Cañada-Brunete-Sevilla la Nueva" (680-660 m) y la asigna una edad Pleistoceno inferior (coetánea con la terraza +90-94 m del río Guadarrama), de acuerdo con la opinión de Lázaro y Asensio (1977).
- Campiña baja; marca la divisoria entre los tributarios de los ríos Alberche y Perales, mediante un glacis escalonado cuyo límite superior se sitúa en la base de la campiña superior y el inferior entre los 500-400 msnm; su pendiente oscila entre 1 y 3 %; su

edad sería Plio-Pleistoceno a Pleistoceno inferior. Sería equivalente a la superficie divisoria entre el Alberche y el río Tajo, que se desarrolla desde máximas de 613 msnm (Palos, La Mata), hasta los 375 msnm (desembocadura), con una longitud de 56 km y pendiente general de 0,4 %; su sector culminante, desde Portillo (594 msnm) hasta Cazalegas (452 msnm), presenta un desarrollo de 45,25 km y una pendiente de 0,31 %.

El encajamiento de los sistemas fluviales principales en los materiales sedimentarios de la cuenca de Madrid se produce de forma progresiva, mediante el desarrollo de superficies locales y niveles de transición, similares a los descritos por López Vera y Pedraza (1976) para la cuenca del Jarama. Se trata de superficies erosivas de perfil plano-convexo, a modo de *glacis* de ladera y vertientes-*glacis*, cuya pendiente general (y líneas de escorrentía) se dirige hacia el cauce el río (o arroyo) cuyo valle define la vertiente en la que se desarrolla, y que tienen asociados depósitos coluvionares; se sitúan escalonadas y solapadas unas en otras, articuladas entre sí mediante pequeños escarpes, presentando en planta una característica morfología lobulada. La edad atribuida por dichos autores para la cuenca del Jarama es perfectamente extrapolable a la del río Alberche, por lo que suponen la transición entre fenómenos generalizados en la cuenca de Madrid como la superficie de *pediment* inferior (Plioceno superior), y el desarrollo del sistema de terrazas (Pleistoceno).

Respecto al grado de permanencia y edad de formación de los principales valles fluviales meseteños, se han manifestado ideas contrapuestas: mientras que clásicamente se ha mantenido su carácter cuaternario, aunque con ascendencia neógena, por encontrarse superficies erosivas recientes aún no incididas; algunos trabajos modernos, haciéndose eco de obras antiguas, remontan su origen al Mioceno Medio (Martín-Serrano, 1991b). Para argumentar esta hipótesis se utilizan: el fuerte encajamiento en ciertos sectores (gargantas), los estrechamientos colgados sin que se acusen aumentos locales de la pendiente, la presencia de restos de antiguos aluviones adosados a las gargantas, el doble perfil longitudinal (tramo inferior antiguo remontante y tramo superior reciente), y las coincidencias entre los actuales colectores y las facies apicales de abanicos aluviales neógenos; igualmente se podrían utilizar casos de sobreimposición y antecedencia (epigénesis) en litologías poco erosionables. Por otra parte, es lógico que los principales cauces estén condicionados por la formación de las morfoestructuras alpinas, principalmente durante el Mioceno.

Todos los argumentos esgrimidos en favor de la antigüedad de la red son corroborables en la CHA, por lo que puede afirmarse que la disposición general de la red y los principales valles asociados es previa al exorreismo de la Cuenca del Tajo, y por tanto simultánea a la etapa endorreica y coetánea a su relleno (Martín-Serrano, *op. cit.*). La presencia de facies detríticas mio-pliocenas muy gruesas en las inmediaciones de las actuales salidas de los principales valles fluviales a la cuenca de Madrid, ha sido señalada desde antiguo: Lázaro y Asensio (1977) asocian los afloramientos de este conjunto en los alrededores de Aldea del Fresno, a la "Formación Detrítica de Grandes Bloques (F.D.G.B.)". Pedraza (1978), tras un pormenorizado análisis petrológico y sedimentológico, atribuye los depósitos a "facies de *alluvial fan*", entre las que destacan las subfacies proximales (aglomerados de bloques) y medias; dentro de las principales zonas de salida de abanicos fundamentales destacan el entorno de Chapinería, y de los cerros Quexigal y Berrocal; la salida de los abanicos secundarios se situaría en las proximidades de Aldea del Fresno (actual salida del río Alberche), El Chaparral y Almorox. Esta coincidencia entre los valles actuales y facies detríticas miocenas y pliocenas atribuibles a sectores apicales proximales de la emergencia de abanicos aluviales, corroboraría la hipótesis de la permanencia de las redes fluviales (torrenciales) desde el Neógeno.

Por lo que respecta al perfil longitudinal del río Alberche y su relación con el correspondiente al río Tajo (Figura 13.1), llama la atención que el Alberche es el primer gran tributario que recibe el Tajo dentro del tramo superior de su perfil; tramo que corresponde al desarrollo durante la etapa exorreica (de vaciado). Por lo tanto, aún no ha sido capturado en su desembocadura (Talavera de la Reina) por el tramo inferior remontante, iniciado durante la etapa endorreica, lo que aumentaría notablemente la pendiente por incisión en su tramo medio-bajo, como ha ocurrido en río Zézere y está empezando a ocurrir en el río Alagón. Esto genera una distribución de los relieves disectados por cada corriente en cada etapa que permite explicar cada valle como un mosaico heterócrono en el que la profundización del valle evoluciona aguas arriba en el tiempo, en sentido inverso a los sistemas de aluvionamiento de su fondo (Figura 13.2).



Fotografía 13.3. Salto de agua y cascada producido en el perfil longitudinal del arroyo de la Pizarra al atravesar un dique verticalizado de granitoides porfídicos en el puerto de Arrebatacapas.

** Capturas y erosiones remontantes de los valles de la CHA*

Durante largo tiempo, y al parecer sin origen determinado, se ha especulado sobre la existencia de una captura fluvial del río Alberche por parte del río Perales, y de la captura de la cabecera del río Tormes por erosión remontante del río Alberche. Sin embargo, ambos hechos parecen probadamente descartados desde el punto de vista geomorfológico.

La hipotética captura del río Alberche (de dirección oeste-este) por erosión remontante de un afluente del río Perales (noroeste-sureste), o de un Alberche afluente del río Guadarrama (de dirección noroeste-sureste) por el propio río Perales (suroeste-noreste), ya aparece referida en la literatura científica desde principios de siglo, principalmente asociada a la primera serie del mapa geológico a escala 1:50.000. Kindelán y Hernández-Pacheco (1952) en su memoria del mapa de Navamorcuende (hoja nº 602, página 39) recogen las siguientes consideraciones:

La probable captura o desviación del Alberche en tiempos cuaternarios

Es aparentemente muy anormal el cambio de dirección que sufre el Alberche en Aldea del Fresno, pues hasta aquí el río corre de NW. a SE. con una pendiente más o menos regular de un 4,6 por mil, desembocando, pudiera decirse, en una amplia llanura donde su cauce, hasta entonces rectilíneo, divaga ya trazando amplio meandro. En esta zona el río está a la altitud de 460 metros, iniciándose precisamente aquí el cambio de dirección, que hasta su desembocadura en el Tajo, un recorrido de unos 60 kilómetros, se arrumba hacia el Sudoeste. Al mismo tiempo su pendiente disminuye, no siendo ya más que de un 2 por mil. Precisamente en la prolongación del valle alto del Alberche queda el del arroyo Grande, que de Navalcarnero viene, descendiendo unos 200 metros, en un recorrido de 17 km., y encajándose en el terreno en su zona baja más de 70 m. bajo la llanura superior. Es de suponer que tal valle no se haya formado por tan insignificante cauce, sino que sea el antiguo del Alberche, como ya hemos supuesto, al apreciar el brusco cambio de dirección que el río sufre, el que por lo tanto efectuase, durante el plioceno y comienzos del cuaternario, tal labor erosiva y fuese a verter directamente al Guadarrama, siguiendo tal camino, lo cual explicaría la falta de la cuarta terraza, que como hemos indicado no existe en el valle bajo del río.

Figura 13.1. Evolución de la red de drenaje de la CHA, en perfiles longitudinales simplificados: a) etapa endorreica; b) etapa exorreica; c) situación actual; d) perfil resultante.

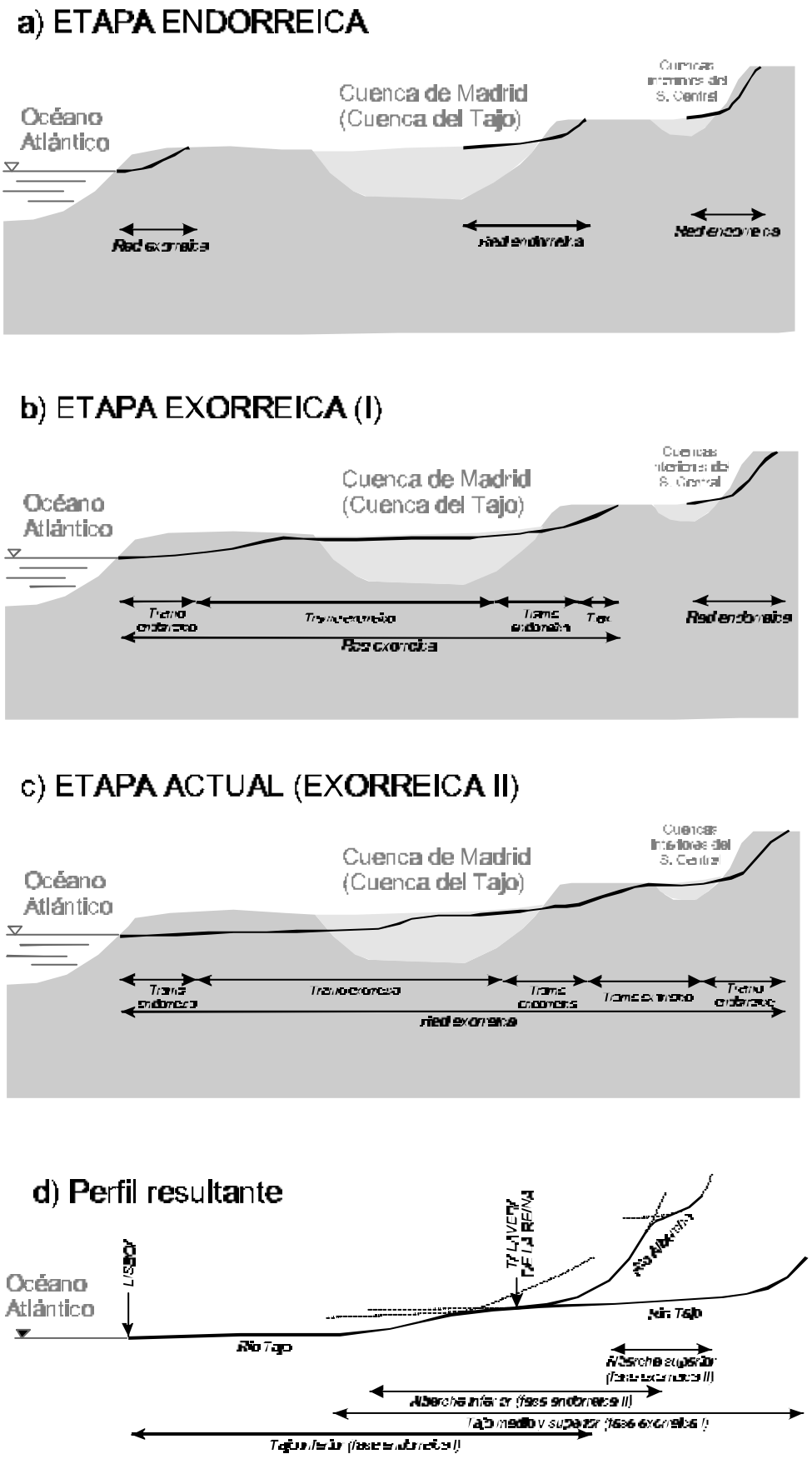
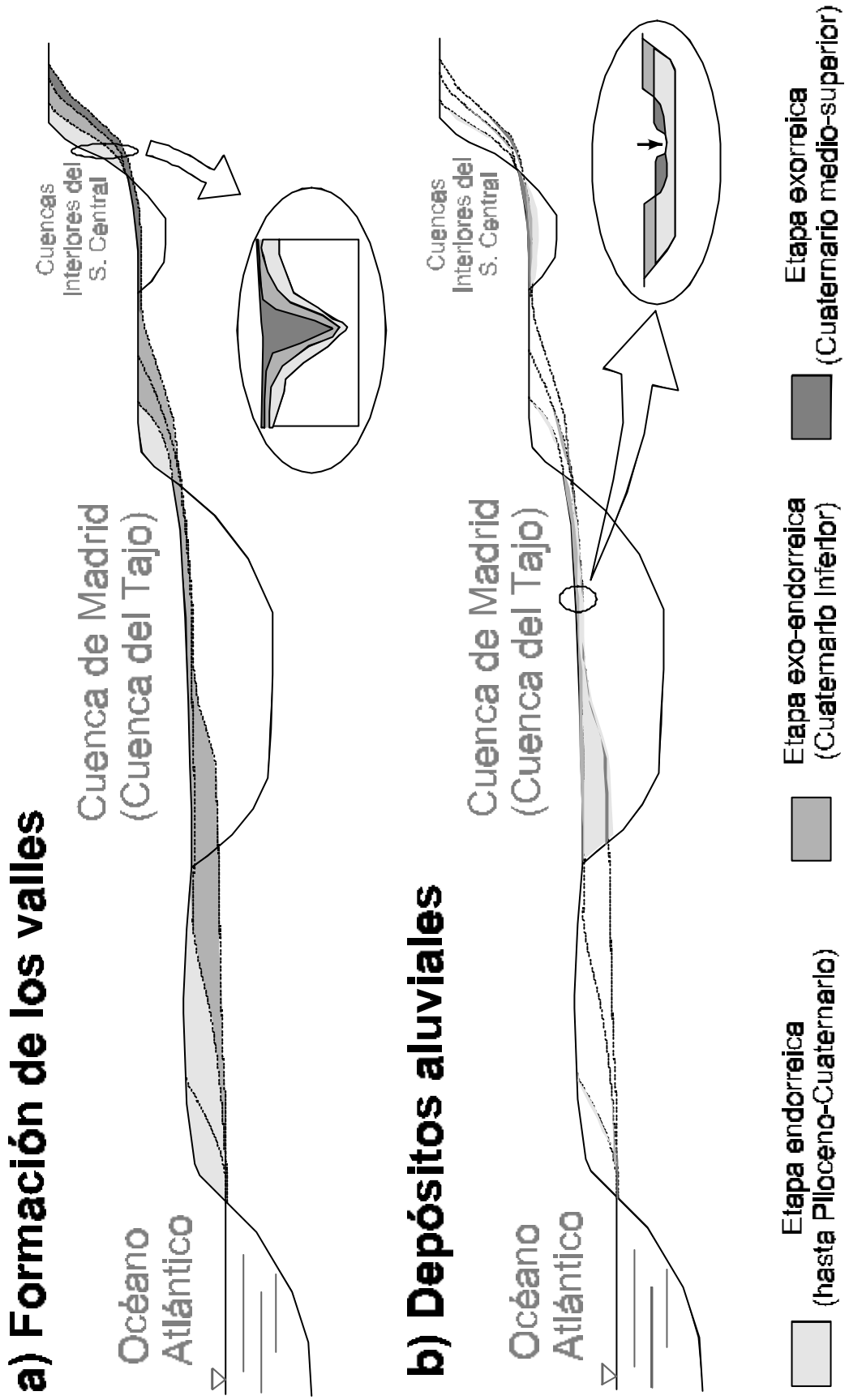


Figura 13.2. Papel de la evolución de la red de drenaje en el encajamiento de los cauces y la formación de valles: a) sectores heterócronos de los valles, formados en las distintas etapas; b) depósitos aluviales formando terrazas o llanuras asociados a cada etapa.



El propio Hernández-Pacheco (1957), en el libro-guía de una excursión del V Congreso Internacional de la INQUA, cita de nuevo:

> *On a longuement discuté du point de vue scientifique cette "sortie" de l'Alberche qui abandonne la montagne et pénètre en plaine. On a pensé à un phenomène de capture fluviale qui aurait eu lieu dans cette zone.* (pág. 51)
>
> ⇓
>
> Se ha discutido largamente desde el punto de vista científico esta "salida" del Alberche que abandona la montaña y entra en el llano. Se ha pensado en un fenómeno de captura fluvial que habría tenido lugar en esta zona.

El mismo autor ya descarta dicha captura, justificando el giro del Alberche por la configuración morfoestructural de la fosa marginal. Igualmente argumenta la elevada altura del interfluvio Alberche-Guadarrama para justificar la imposibilidad de la captura.

> *Le phénomène de changement de direction du fleuve est seulement dû à l'accident tectonique s´étant produit dans cette zone. Ici les deux pentes montagneuses s´affaissent et se déplacent, la continuité de l`alignement montagneux cesse et la rivière quitte ces lieux pour la plaine.*(pag. 51)
>
> ⇓
>
> El fenómeno de cambio de dirección del río es solamente debido al accidente tectónico que se había producido en esta zona. Aquí las dos pendientes montañosas se hunden y se desplazan, la continuidad del alineamiento montañoso cesa y el río abandona estos lugares por la llanura.
>
> *A l´hypothèse de la capture fluviale, qui semble naturelle à première vue, s`oppose l`altitude de la région interfluviale entre l`Alberche et le Guadarrama qui atteint bientôt de 670 à 680 m. sur la ligne de partage des eaux.*(pag. 52)
>
> ⇓
>
> A la hipótesis de la captura fluvial, que parece natural a primera vista, se opone la altitud de la región interfluvial entre el Alberche y el Guadarrama que alcanza pronto de 670 a 680 m sobre la línea divisoria de aguas.

La supuesta captura de la cabecera del Alto Tormes por erosión remontante del río Alberche se ha citado a dos niveles:

- Regional; toda la cuenca alta del río Alberche (hasta la alineación de la depresión de El Burguillo) se supone detraída del valle del alto Tormes.

- Local; implicaría que los torrentes de la cabecera del arroyo de la Gama hubieran hecho retroceder la divisoria de la sierra de Villafranca hacia el oeste, en detrimento del área de drenaje de la garganta Garbanza (afluente del Tormes por su margen derecha). En otra variante, serían los afluentes del río Arenillas los que hubiesen remontado su divisoria con los arroyos Masegoso y Jabalí.

Ambos hechos han sido repetidamente referidos desde mediados del siglo XX hasta documentos oficiales, como el propio plan hidrológico de la cuenca del Tajo (CHT, 1988; MIMAM, 1997). Sin embargo, han sido reiterada y justificamente desmentidos por trabajos desde hace décadas (Pedraza, 1976).

Sí que se han detectado mediante la cartografía geomorfológica por fotointerpretación, fenómenos locales de capturas fluviales en el sector Alberche-Chiquillo-Rasquilla, asociadas a la alineación morfotectónica Menga-Pto. del Pico. A la vista del mapa geomorfológico y con observaciones de campo parece haberse producido una evolución en tres etapas (Figura 13.3):

a) Existencia de una paleored de dirección básica oeste-este, constituída por dos corrientes principales (Paleochiquillo y Paleorasquilla) que presentaban amplios valles de origen tectónico (*semigrabens*), en los que apenas existía encajamiento fluvial.

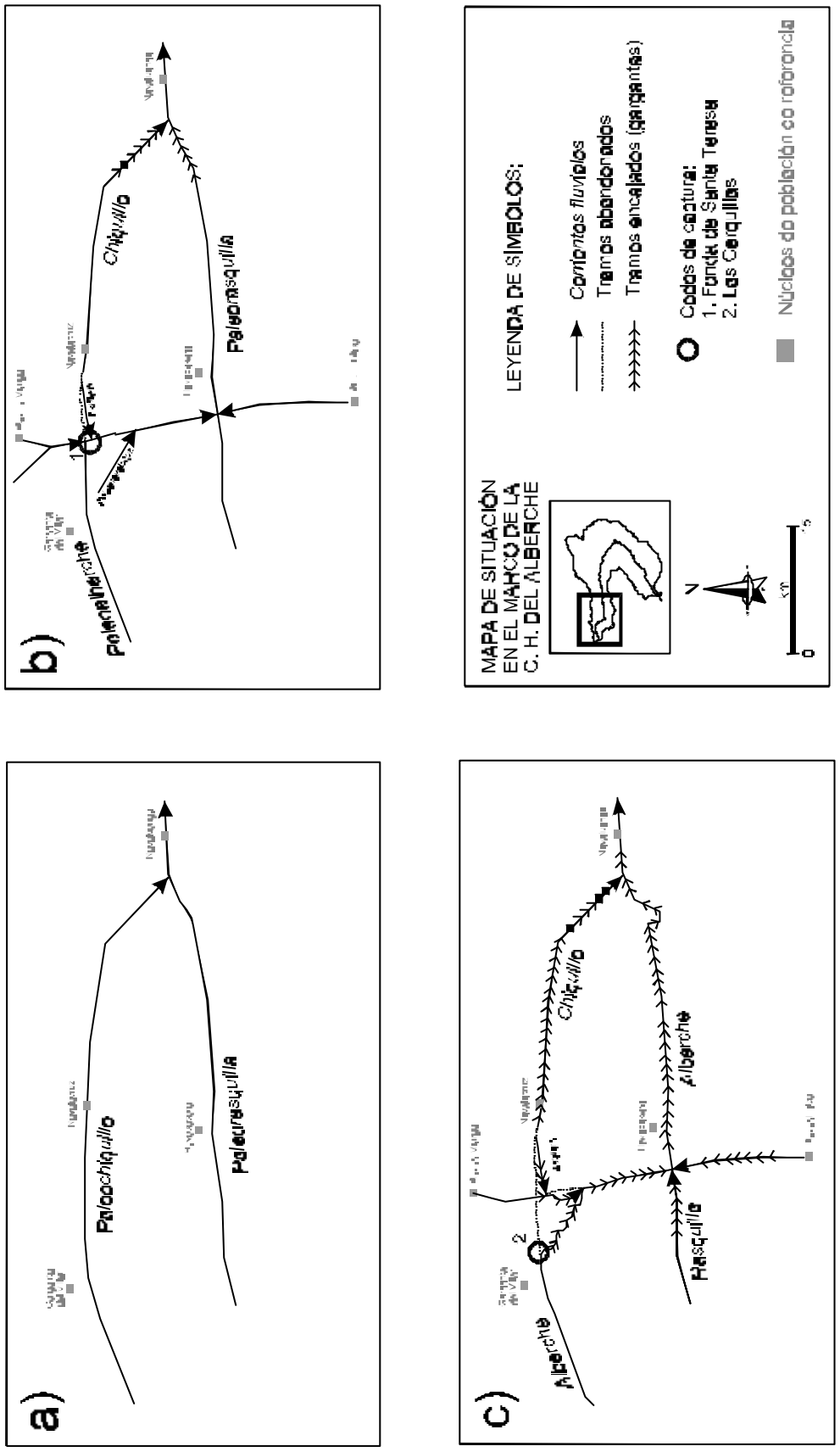
b) Aumento del protagonismo de la alineación Menga-Pto. del Pico, con lo que el Paleochiquillo es capturado por el Paleorasquilla, formando un codo de captura en las inmediaciones de la fonda de Santa Teresa; el antiguo cauce capturado del Paleochiquillo queda ocupado por el Paleoalberche (tramo superior en el mismo sentido) y el río Astillero (tramo medio en sentido opuesto); cobran importancia el arroyo Piquillo y los torrentes de la cabecera del río Tormes, que merman por erosión remontante la cabecera del Rasquilla.

c) El último proceso se produce por la captura del Paleoalberche por un afluente del mismo por su margen derecha (Paleonavalsanz), formando el codo de Las Cerquillas; simultáneamente se produce el proceso de encajamiento de la red formando gargantas, en cuya incisión dejan algunos meandros abandonados (Cerca de la Virgen).

A partir de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 también se pueden observar infinidad de procesos locales de captura: entre el arroyo de La Nava y los afluentes del arroyo Berciana al suroeste de Navalcarnero; en las campiñas del margen derecho del arroyo Manzalvas, al norte del pico Loberas; entre un afluente del Guadarrama y otro del Alberche en Portazgo; del arroyo de La Rotura sobre el arroyo de la Vega del Santo al noreste de Pelahustán; del arroyo de Fondiño por el arroyo de los Charcos al norte del Palacio de Milla (Villanueva de Perales); de un afluente del Alberche a uno del Guadarrama en el sureste del casco urbano de Sevilla la Nueva; y de un afluente del arroyo Palomero por otro del arroyo de Quijorna, al SSO de Quijorna (norte de Los Morales). En otras localizaciones, la captura está próxima a producirse, pudiendo servir de ejemplo sobre la evolución de estos fenómenos, como ocurre al NNO del cerro La Casa, al SSO de Navalagamella.

Igualmente ya aparecen referidos desde antiguo en la bibliografía los fenómenos locales de captura por decapitación de cabeceras entre los arroyos de la Sierra, en muchas ocasiones aprovechando su encajamiento las líneas de fracturación; es el caso del arroyo Valtravieso y las cabeceras de diversos arroyos tributarios del río Cofio (San Miguel de la Cámara y De Pedro, 1960).

Figura 13.3. Etapas en la evolución de la captura fluvial acontecida en el sector Alberche-Chiquillo-Rasquilla, asociada a la alineación morfotectónica Menga-Pto. del Pico.



Un fenómeno erosivo que suele producirse durante el encajamiento es la formación de valles afluentes colgados, con el talweg de la desembocadura a la corriente principal elevada respecto al talweg de ésta. Son especialmente patentes en las gargantas de encajamiento neto (vaso del embalse de Las Picadas), sobre todo en las orillas externas de meandros, donde la erosión por zapado de la ladera ha sido más importante.

Sin embargo son infrecuentes los fragmentos de valle abandonados por estrangulamiento de meandros (*neck cut-off*), principalmente por el carácter rectilíneo y quebrado de la red en la Sierra y la resistencia del substrato (ígneo-metamórfico). Excepciones las constituyen los meandros abandonados de: el arroyo del Barranco antes de desembocar a la presa de Las Picadas; el arroyo Valvedillo al sureste de El Hoyo de Pinares; Puente Becedas en el río Becedas (NE de Cebreros); y el río Cofio bajo Puente Nuevo.





Fotografías 13.4 y 13.5. Llanura aluvial del meandro abandonado del arroyo del Barranco en las inmediaciones del embalse de Las Picadas (izquierda). Torrentes afluentes del río Alberche, colgados en las laderas de la garganta del embalse de Las Picadas (derecha).

13.2.2. LOS SISTEMAS DE ATERRAZAMIENTO EN LA CHA

A lo largo de la CHA pueden reconocerse varios valles en artesa ocupados en su fondo por sistemas de aterrazamiento con desarrollo desigual en función de la entidad de la corriente a la que se asocian. Se podrían distinguir los siguientes sistemas de terrazas:

- Sistema Alberche-Perales; integrado a su vez por los niveles de terraza de ambos antes de la confluencia y el conjunto desarrollado aguas abajo de la confluencia.

- Sistemas de los afluentes del Perales-Alberche (principalmente por su margen izquierda); integrados por los niveles desarrollados en los tributarios de ambos con o sin relación de continuidad con el sistema de los ríos principales; comprende las terrazas de las siguientes corrientes: arroyo de Quijorna, arroyo de Palomero, arroyo Grande (Villamanta), arroyo de Berciana, arroyo Grande (Méntrida), arroyo Marzolva, arroyo de Montrueque, arroyo de Quemada, arroyo de las Vegas, arroyo de la Perra, arroyo de

la Casa, arroyo Grande del Molinillo, arroyo de la Parra, arroyo de Marigarcía, arroyo de San Benito, arroyo de Saucedoso, arroyo de Ventalama, arroyo Guadamora... Pedraza (1978) señala para estos sistemas únicamente la presencia de replanos inferiores: canal actual (R_0), vega actual (R_1; con dos subniveles a +1 y 2 m), y segundo replano (R_2; +7-10 m).

- Sistemas de los afluentes en el interior del macizo; integrados por dos (a lo sumo tres) niveles de terraza desarrollados en los fondos de depresiones y fosas con relleno aluvial y en los ensanchamientos de valles en zonas intramontanas; destacan los sistemas:
    - Arroyos Avellaneda-Tórtolas; cuyo relleno aluvial Pedraza (1978) asimila a la primera fase de aluvionamiento mediante un cono aluvial; Centeno *et al*. (1990a) distinguen dos niveles, a +6-8 m (Pleistoceno superior) y +2-4 m (Pleistoceno superior-Holoceno).
    - Arroyo del Molino de la Presa
    - Río Cofio en Puente Nuevo

  En la mayor parte de las ocasiones el nivel superior enlaza con los depósitos de vertiente formando un *glacis*-terraza con aportes coluvionares.







Fotografías 13.6 13.7 y 13.8. Sistema de aterrazamiento del río Cofio en las inmediaciones de Puente Nuevo: glacis-terraza (arriba-izquierda), segundo nivel de terraza (abajo-izquierda) y aspecto del depósito del segundo nivel (arriba-derecha).

En general se trata de sistemas de escaso desarrollo espacial y vertical, con predominio de los niveles no apareados, asimétricos y superpuestos encajados o escalonados colgados. No existe una asignación genética clara, aunque parecen asociarse en general a fenómenos eustático-climáticos, localmente potenciados o atenuados por movimientos neotectónicos (subsidencia).

Las características geométricas más destacadas de los sistemas de terrazas de los principales ríos en la cuenca de Madrid son: un elevado número de niveles de terraza escalonados (hasta 22 en el sistema Henares-Jarama) desarrollados a lo largo del Cuaternario; y su disimetría respecto al canal actual en sección transversal, y la consiguiente asimetría en su desarrollo cartográfico. En su construcción intervienen cuatro variables clásicas: la neotectónica (Alía, 1960; Pedraza, 1976; Silva *et al.*, 1988a y b; Torres *et al.*, 1995); el eustatismo o glacioeustatismo marino (océano Atlántico); las fluctuaciones climáticas cuaternarias; y los controles lito-estructurales (carstificación y halocinesis; Pérez González, 1971; Pinilla *et al.*, 1995), que a veces amplifican los fenómenos neotectónicos.

Con carácter general, el inicio en la formación de estos sistemas de aterrazamiento del interior de la Meseta Ibérica se ha atribuido a la combinación de procesos morfotectónicos, más concretamente a una fase orogénica tardía que promovió cambios orográficos al final del Plioceno, y de los cambios climáticos de inicios del Cuaternario, que produjeron importantes oscilaciones del nivel de base (Martín-Serrano, 1991b). El nivel de referencia morfoestratigráfico a partir del cual se produce el encajamiento y la formación de los valles que contienen los sistemas de terrazas es una hipotética superficie de enlace entre la culminación de los depósitos de raña del piedemonte serrano y la superficie del páramo sobre los materiales finimiocenos del centro de la cuenca del Tajo. Sin embargo, en la CHA, como en otros tantos sectores, no existen diferencias entre las litofacies de la raña *s.s.* (con cantos característicamente rubefactados) que forma la superficie culminante del relleno sedimentario y otras superficies encajadas en ella (niveles de "rañizo"), lo que incita a pensar que el proceso de inversión de aluvionamiento a encajamiento fue gradual y progresivo. Por lo tanto, el punto de inflexión en la evolución de la cuenca entre el relleno y la disección no tiene por qué implicar ningún tipo de ruptura climática y/o tectónica inmediata; sería suficiente la captura (paso de endorreismo a exorreismo atlántico), que supone un cambio de gradiente de energía del flujo al que se asociaría el avance y encajamiento de los sucesivos mantos aluviales (Martín-Serrano, *op. cit*.).

Sin embargo, el paso del endorreismo al exorreismo no es simultáneo ni en toda la Meseta ni siquiera en todos los sectores de la Cuenca del Tajo, aún más, existen zonas en las que aún no se ha producido (La Mancha), por lo que también es heterócrono el inicio del vaciado y de la formación de los sistemas de terrazas en los diferentes sectores. Podrían definirse distintas fases de alcance por captura de las cuencas interiores y sus subcuencas por el sistema fluvial con su nivel de base en la periferia atlántica. Todo ello se complica cuando la dirección de los valles es muy diversa, ortogonal e incluso de sentido contrario al avance natural de la erosión remontante de captura, como es el caso de la CHA; la consecuencia inmediata es que el fenómeno de inversión se retarda, y llega a las subcuencas de cabecera (fosa de Garganta del Villar) en fases muy tardías, ahora sí, cuaternarias.

Por lo que respecta a los suelos desarrollados sobre las terrazas, Pérez-González (1990) distingue:

- Fersialíticos con horizontes argílicos acintados o en bandas, en las terrazas bajas (+8-10 m).
- Pardos fersialíticos (niveles groseros permeables) o pardos fersialíticos hidromorfos, en las terrazas medias-bajas.
- Pardos fersialíticos vérticos, en las terrazas medias-altas (+40-42 m y +54-56 m).
- Fersialíticos vérticos ligados a horizontes cálcicos, en las terrazas altas (+72-73 m, +80-82 m y +90-94 m).



Fotografía 13.9. Suelos fersialíticos vérticos ligados a horizontes cálcicos, desarrollados en las terrazas altas de las proximidades de Cazalegas.

**** El sistema de aterrazamiento Alberche-Perales***

Constituye el sistema de terrazas fluviales más extenso y completo de toda la CHA. A pesar de su desarrollo y complejidad, apenas ha sido objeto de estudio, a diferencia de los correspondientes a otros ríos de la Cuenca del Tajo (Jarama, Henares, Guadarrama, Manzanares o el propio Tajo), ampliamente analizados en las últimas décadas. Sólo cabe reseñar las referencias contenidas en los trabajos de: Prado (1864); Beckmann (1967); Pedraza (1971 y 1973); Shafic Nammary (1973); Pedraza (1976); Lázaro y Asensio (1977); y Pedraza (1978).

Prado (1864) tan sólo cita la presencia de materiales aluviales en la vega del Alberche y sus afluentes, describiendo someramente sus características:

> "*El aluvion antiguo del Alberche se confunde con el reciente y ambos consisten en arenas sueltas. Es notable que el arroyo de Villamanta, al unirse al de Perales para entrar juntos en el anterior, ofrece en su márgen derecha un aluvion antiguo en asientos horizontales de 20 metros de altura. Es algo terroso y de color rojo mas claro en el centro de cada asiento, con líneas paralelas ó carreras de cantos de cuarzo, aunque apenas tienen mayor tamaño que el del puño.*
>
> *El material de los aluviones antiguos se compone de cantos y guijo, grava y arenas, y en la parte superior de tierra vegetal, todo en capas ó asientos horizontales y bien reglados.*" (Prado, 1864; págs. 200-201).

Hernández-Pacheco (1928) señala la presencia "*en la cuenca del Tajo y sus afluentes principales, de tres terrazas constantes cuyas alturas sobre el río actual podemos fijarlas en valores medios de 12, 30 y 50 metros. Además, una plataforma exterior que se eleva a 100 o más metros. En Talavera de la Reina el río* [Tajo] *corre a 361 metros de altitud. La terraza más clara es la de 7 metros, sobre la que está edificada la ciudad, y que forma la fértil vega de la margen opuesta. En la margen izquierda se distinguen diversos niveles; el más constante es de 30 metros, presentándose en general las terrazas con la característica de las poligénicas de Chaput*".

En la memoria del mapa geológico de Navamorcuende (hoja 602; Kindelán y Hernández-Pacheco, 1952) y Méntrida (hoja 580; Gálvez-Cañero y Jordana, 1950), para un tramo determinado del Alberche definen los siguientes niveles:

- Lecho fluvial actual formado por arenas silíceas lavadas y canturral
- Serie de terrazas a 6-8 m, 20-22 m y 37-40 m sobre el canal actual
- Retazos superiores enmascaradas con las rañas pliocenas a más de 70 m

Pedraza (1971 y 1973), para el tramo Escalona-meridiano de Almorox, establece:

- Nivel de aluviones actuales
- Tres niveles de terrazas a 2-3 m, 15-20 m y 30 m sobre el canal actual
- Depósitos "tipo raña" situados a 475 y 500 msnm

Shafic Nammary (1973), para la confluencia entre el Alberche y el Tajo, define la secuencia:

- Cauce actual
- Conjunto de terrazas a 3-4 m, 12-15 m, 35-40 m y 70-75 m sobre el cauce

Pedraza (1976) distingue diversos niveles de escalonamiento en el entorno de la depresión Aldea del Fresno-Almorox: *pediment* (≈800 msnm), superficie inferior al *pediment* (≈700 msnm; Quejigal, 670 msnm), vertientes *glacis* escalonadas (620-540 msnm), *glacis* superior simple de ladera (540-500 msnm; rañizo, +40-70 m) y tres conjuntos de terrazas (superiores, medias y bajas). Las terrazas superiores, comienzan con un nivel de *glacis*-terraza rubefactado (+40-45 m), dando paso a un nivel generalizado de terraza a +30 m (T_5); las terrazas medias comprenden un nivel a +25 m (T_4) y un *glacis* de ladera (*glacis* inferior); y las terrazas bajas, situadas a +16-18 (T_3), +8-10 m (T_2) y +4-6 m (T_1), sobre el canal actual.

Lázaro y Asensio (1977) señalan como niveles previos al establecimiento del sistema Alberche-Perales, las tres superficies erosivas (S_{II}, S_{III} y S_{IV}) con perfil de *glacis*, desniveladas sobre la red actual que las diseccionó dejándolas colgadas (más de 300 m para S_{II} sobre río Perales). La última de ellas enlazaría con los primeros niveles de terraza (T_1 y T_2) a modo de *glacis* erosivos colgados (+110-120 m y +80-90 m, respectivamente). Bajo ellos, una etapa de aluvionamiento (25 m de potencia) asociada a una etapa de subsidencia comprendería dos ciclos sedimentarios separados por una superficie de erosión, cada uno de ellos integrado por tres unidades litológicas superpuestas; a techo de esta unidad, y enlazando con las laderas, se desarrolló un *glacis* por derrame (T_3) con un endurecimiento ferruginoso y actualmente colgado (+45-50 m). Las terrazas bajas (T_4, T_5 y T_6; +34-36 m, +24-26 m y +14-16 m) son escalonadas aguas arriba de Aldea del Fresno y encajadas aguas abajo; y las inferiores (T_7 y T_8; +8-10 m y +4-6 m) siempre escalonadas. Finalmente señalan la presencia de una llanura aluvial (T_9) sobre el cauce actual (+2 m) en la que se desarrollan *glacis*-cono subactuales, sobre todo en las desembocaduras de los afluentes de la margen izquierda, asociados a una póstuma etapa de subsidencia.

Pedraza (1978) profundiza en las relaciones aluvionamiento-replanos escalonados que configuran el sistema de terrazas, permitiendo definir dos fases mayores de aluvionamiento que definen las vegas altas: la primera con facies de borde (aportes laterales) y de canal longitudinal, de edad Pleistoceno inferior y cuya base de sedimentación se situó entre los +35-40 m sobre el canal actual; la segunda fase de aluvionamiento, con tres tramos, de edad Pleistoceno medio y la base de sedimentación entre los +10-12 m sobre el canal actual. También define otras cuatro fases menores de aluvionamiento que generan las vegas bajas y la sedimentación reciente y actual, datadas como Pleistoceno superior-Holoceno. Por otro lado describe morfográfica y fisiográficamente los niveles escalonados de las vegas, señalando la presencia de ocho replanos (tres de vega baja, dos de transición y tres de vega alta) en el tramo inferior del valle del

Alberche: canal actual (R_0), vega actual (R_1; +1,5-2 m), segundo replano (R_2; +7-9 m); tercer replano (R_3; +12-15 m), cuarto replano (R_4; +20-25 m), quinto replano (R_5; +28-32 m), sexto replano (R_6; +35-40 m), séptimo replano (R_7; +40-50 m), y octavo replano (R_8; +70-90 m).

La cartografía geomorfológica elaborada en el presente trabajo (Anexo I) ha permitido delimitar y correlacionar por primera vez dichos niveles en todo el sistema de terrazas del río Alberche dentro del dominio de la cuenca de Madrid, es decir, desde las proximidades del embalse de Las Picadas hasta su desembocadura. Paralelamente, el levantamiento de columnas y perfiles sedimentológicos en los rellenos aluviales de alguna de las terrazas, y la aplicación de las técnicas de interpretación sedimentológica más modernas (modelos de facies), han posibilitado dilucidar la evolución dinámica de la red fluvial en sus últimos estadios.

En la cartografía se han definido por encima del cauce actual (T_0) seis terrazas principales (T_1 a T_6), dos de las cuales presentan doble nivel (deposicional-erosivo; T_{4d}-T_{4e} y T_{5d}-T_{5e}), totalizando los ocho replanos diferenciados por Pedraza (1978). Su correlación con los niveles y nomenclaturas empleadas por autores previos se encuentran en la Figura 13.4. Esta disposición de los niveles de terraza y sus cotas relativas respecto al cauce es bastante pareja a la descrita para el río Guadarrama en el sector próximo a la cabecera del río Perales (Pérez-González, 1990): +8-10 m; +27-28 m; +40-42 m; +54-56 m; +63-64 m; +72-73 m; +80-82 m; y +90-94 m (Figura 13.5 y 13.6).



Fotografía 13.10. Sistema de terrazas del río Alberche en las inmediaciones del embalse de Cazalegas, donde se aprecian diferentes niveles: canal actual, primer (plantación de chopos), segundo, tercer y cuarto replanos (primer plano); el escarpe entre el segundo y tercer replanos ha sido suavizado por las labores agrícolas.

Figura 13.4. Correlación de los diferentes niveles y unidades descritas en la bibliografía para el sistema de terrazas del Alberche-Perales.

COTA (msnm)	ALTURA (+ m)	KINDELÁN Y HERNÁNDEZ-PACHECO (1952)	PEDRAZA (1971, 1973)	SHAFIC ('973)	PEDRAZA (1976)	LÁZARO Y ASENSIO (1977)	PEDRAZA (1978)
460	0	Lecho fluvial	Aluvión actual	Cauce actual	Canal actual	Canal actual	Canal actual R0 (T0)
462	2		T1	T1		T9 Llanura aluvial	R1 (T1)
464-466	4-6				T1	T8	
468-470	8-10	T1	T2	T2	T2	T7	R2 (T2)
	14-16					T6	R3 (T3)
	16-18				T3		
	24 26 25	T2			T4	T5	R4 (T4)
	30		T3		T5		R5 (T5)
	34-36	T3	¿Rañas?	T3		T4	R6 (T6)
	40-45				Glacis terraza inferior		R7 (T7)
	45-50	¿Rañas pliocenas?				T? Glacis ferruginoso	
500-540	40-70				Rañizo		
				T4	Glacis superior simple de ladera		R8 (Glacis mixto)
540-550	80-90				Vertientes-glacis escalonadas	T2 Glacis	
570-580	110-120					T1 Glacis	
620	160						
700	240				Superficie inferior pediment (P0)	S IV	
800	> 340				Pediment	S III	
860	400					S II	

Figura 13.5. Esquema de los niveles de terraza del sistema Alberche-Perales, su carácter (erosivo, sedimentario o mixto), las fases de aluvionamiento (1-5) y las variantes espaciales localizadas en el segundo y tercer nivel de terraza (A y B).

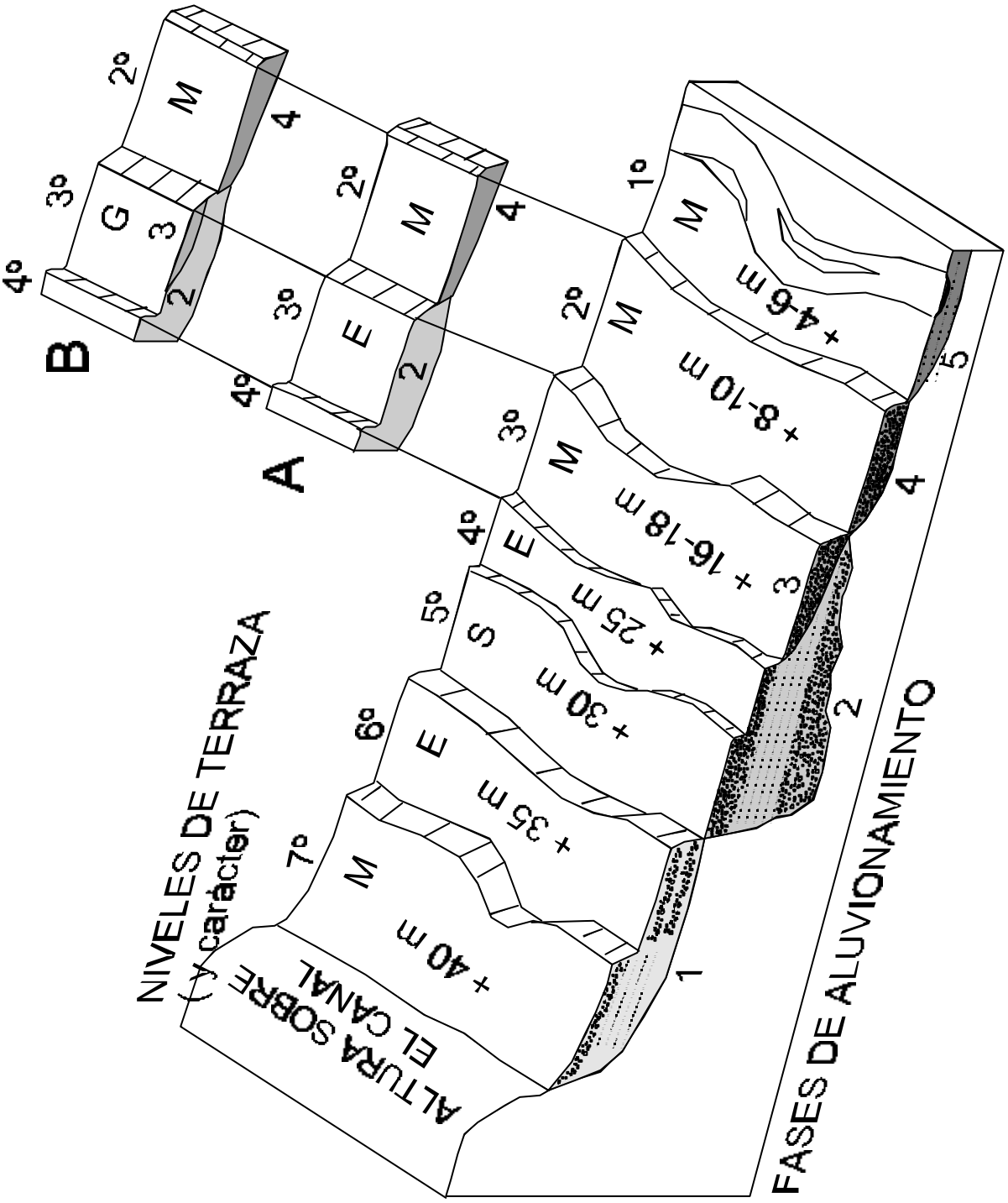
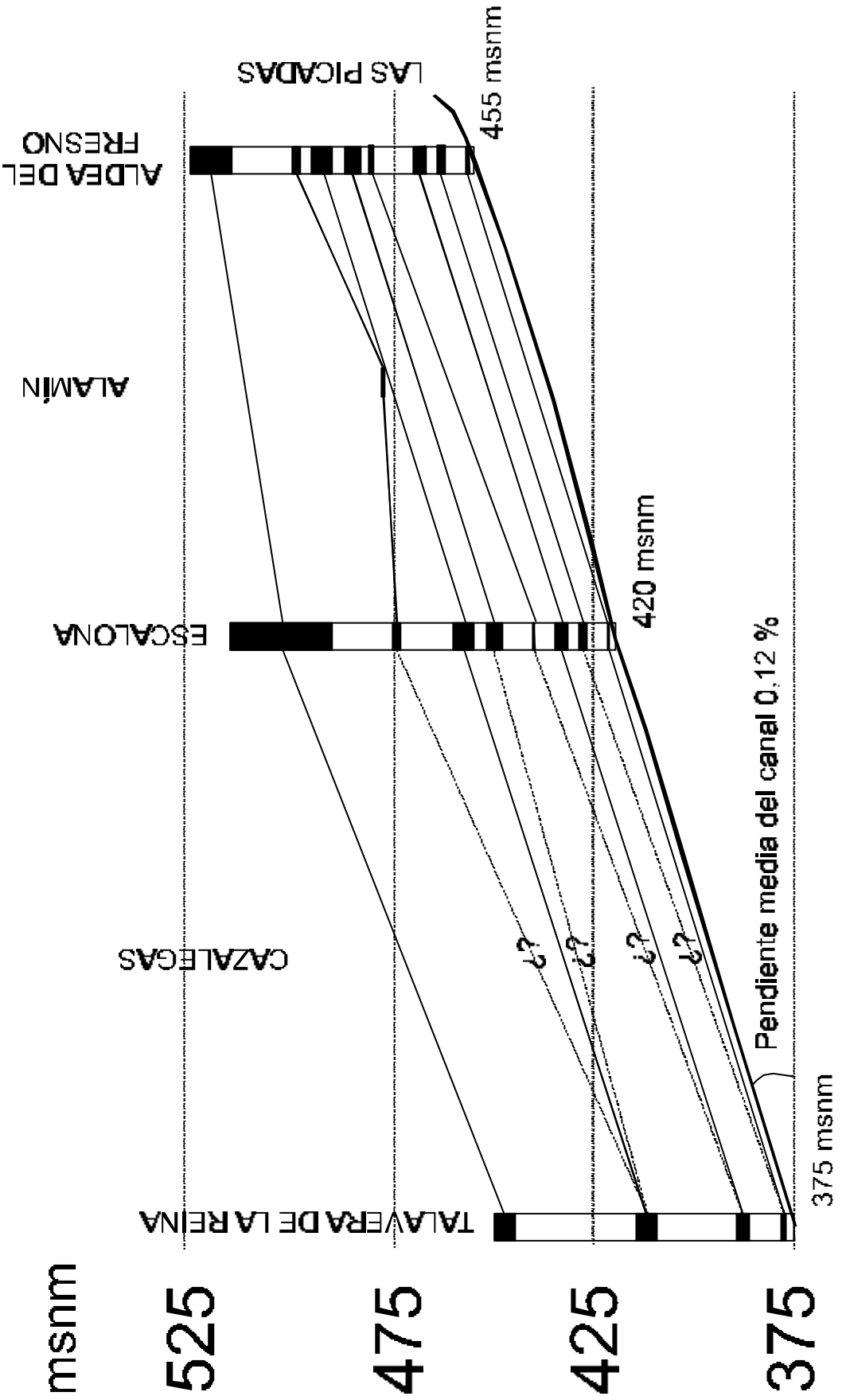


Figura 13.6. Ensayo de correlación de los niveles de terraza del sistema Alberche-Perales desde el embalse de Las Picadas hasta la desembocadura en Talavera de la Reina.

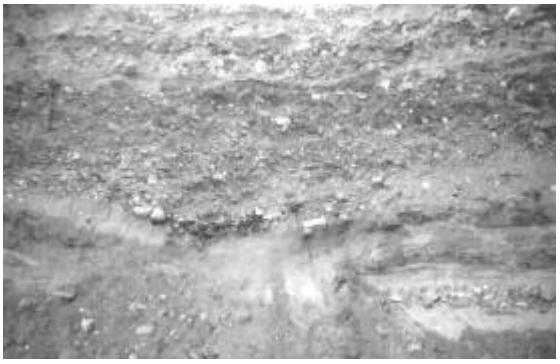


Por lo que respecta a los afloramientos donde se ha estudiado la sedimentología del relleno aluvial, cabe destacar por sus adecuadas condiciones de exposición y su alto interés en la reconstrucción de la dinámica fluvial reciente, los siguientes puntos:

* Carretera a la central eléctrica de Las Picadas; cortes de niveles correspondientes a T_{5d}, dentro del tramo alto-medio.
* Sector culminante y llanura de inundación del meandro Isla Redonda; cortes de niveles correspondientes a T_{4d} y a T_1 dentro del tramo alto-medio.
* Carretera de Aldea del Fresno a Chapinería; perfiles en T_2 dentro del tramo alto-medio.
* Gravera J.O.B.D.E.P. S.L. (Aldea del Fresno); perfiles en T_2 dentro del tramo medio.
* Areneras de Calalberche; perfiles en el *glacis* de enlace entre T_2 y T_1.
* Graveras de la urbanización Villarta de Escalona (Escalona); perfiles en T_2 para el tramo medio.
* Zanjas de la urbanización Fuente Romero; perfiles en T_2 para el tramo medio-bajo.
* Camping El Paraiso (Hormigos); perfiles en T_2 para el tramo bajo (Figura 13.7).

Los análisis sedimentológicos nos permiten atribuir los rellenos aluviales de los niveles altos a medios fluviales correspondientes a corrientes rectilíneas (localmente ligeramente sinuosas) con carga de cantos, gravas y arenas (facies Gm, Gp, Sp y St), que dan paso hacia el borde septentrional a facies proximales de abanicos de ladera (*debris flow* y *debris flood*); se diferencian varios submedios, entre los que destacan los rellenos de canal (abandono, migración de barras medias y dunas transversas). Estos rellenos serían equivalentes a los depósitos de la primera y segunda fases mayores de aluvionamiento de Pedraza (1978). Corresponderían a los niveles altos del río Perales (terrazas entre +22-24 m y +63-64 m) para las que Pérez-González (1990) cita un predominio de facies de gravas y bloques, con débil presencia de elementos cuarcíticos.

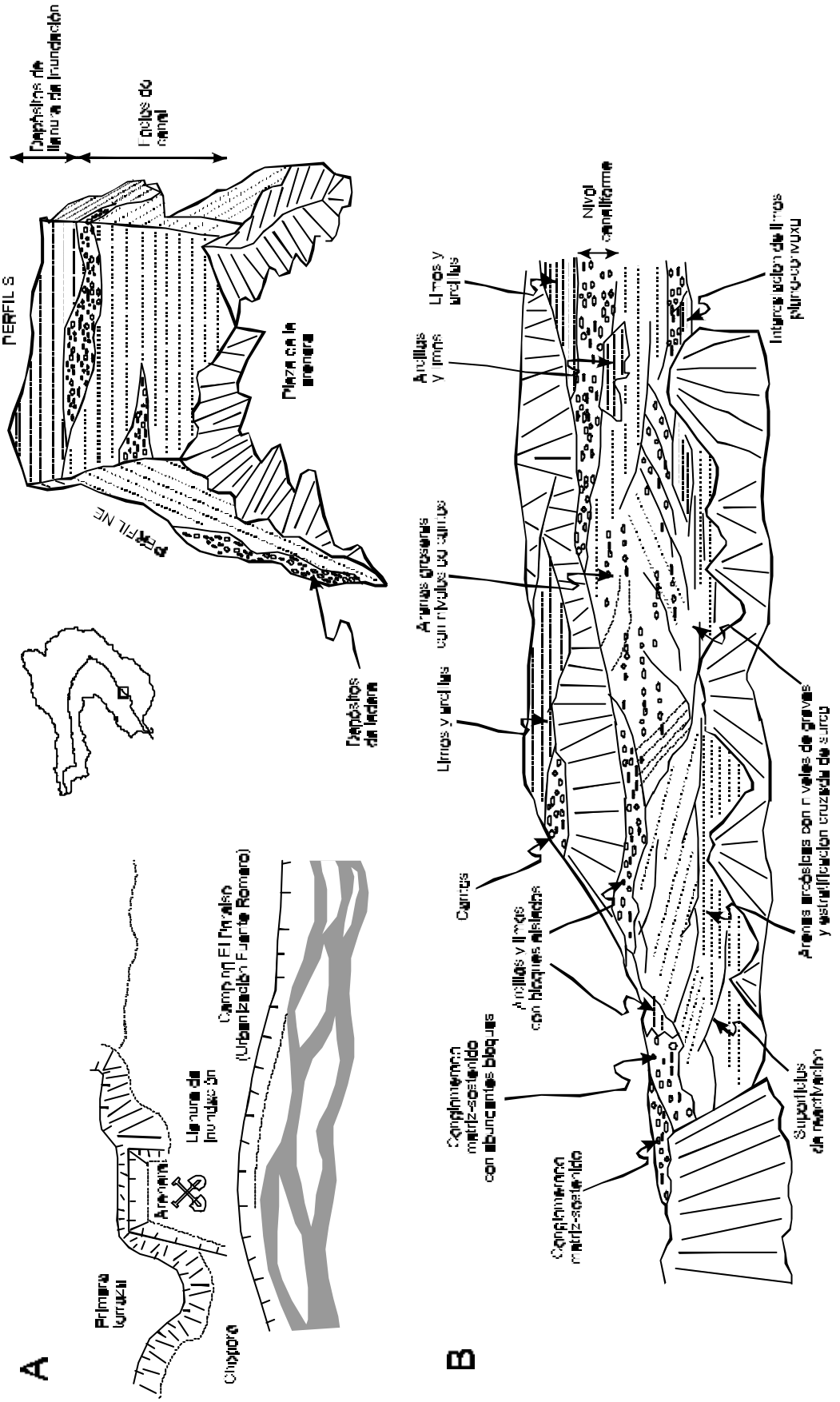


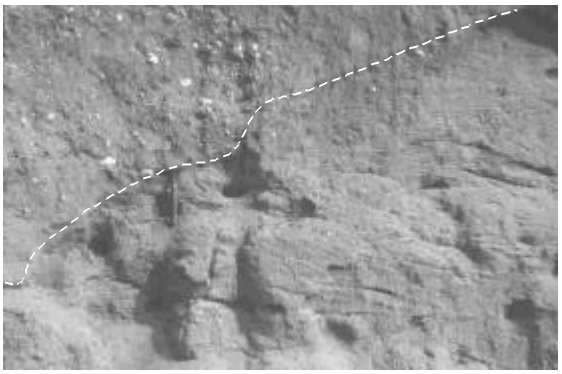




Fotografías 13.11, 13.12 y 13.13. Afloramientos del depósito aluvial de: los niveles medios-altos de terraza (T_{5d}) en las inmediaciones del embalse de Las Picadas (arriba-izquierda); y las terrazas medias-bajas (T_2) en Aldea del Fresno (gravera JOBDEP; abajo).

Figura 13.7. Esquemas sedimentológicos del afloramiento en la T_2 del sistema de terrazas Alberche-Perales en las proximidades del camping El Paraíso (Hormigos).





Fotografía 13.14. Contacto discordante entre los materiales coluvionares recientes (ángulo superior izquierdo) y las arenas con laminaciones cruzadas de surco (mitad inferior derecha) correspondientes al relleno del nivel de terraza T_2 en los cortes del camping El Paraíso (Hormigos).

Los niveles más bajos corresponderían a depósitos de medios fluviales entrelazados (*braided*) mixtos de gravas y arenas, con predominio de estas últimas (modelo Saskatchewan); destaca la presencia de submedios como los rellenos de canal (abandono y migración de dunas arenosas; facies Sp y St) y las llanuras arenosas (*sand flats*; facies Sh); sólo lateralmente y en tramos superiores se localizan facies proximales de abanicos de ladera y coluvionares. Estos rellenos serían equivalentes a los depósitos de las tres fases menores de aluvionamiento de Pedraza (1978; Figuras 13.8 y 13.9).

No se ha podido realizar una datación precisa de los depósitos asociados a los distintos niveles debido a la ausencia (a pesar de nuestros reiterados muestreos en afloramientos y graveras) de elementos datables (restos paleontológicos) y su granulometría grosera, que imposibilitaba su estudio paleomagnético. Únicamente se ha procedido a la datación relativa de depósitos de los niveles bajos del sector Calalberche como Pleistoceno superior (Paleolítico medio; 30.000 a 40.000 B.P.) por su contenido en restos arqueológicos acheulienses (ver apartado 4.2.3). La otra datación realizada, utilizando luminiscencia (ver apartado 4.2.1), corresponde a un *glacis* eolizado situado sobre terrazas medias, pero de edad muy reciente (*cal* 13,18 ± 1,17 Ka BP) que no esclarece la datación de las terrazas infrayacentes.



Fotografía 13.15. Arenera donde se observa el *glacis* eolizado desarrollado sobre las terrazas medias en el arroyo Berciana.

Respecto al enlace del sistema de terrazas Perales-Alberche con el del río Tajo no se han realizado ensayos de correlación. Sin embargo, cartográficamente pueden relacionarse los niveles bajos de terraza de ambos sistemas; además, alguno de los ocho niveles que se han descrito para el Tajo en el sector al oeste de Toledo (+5-14 m, +32-45 m, +50-65 m, +72-85 m, +90-110 m, +115-130 m, +115-130 m, +135-150 m y +160-180 m; Alférez, 1977) parecen correlacionables en cotas relativas con los que establecemos aquí para el sistema Perales-Alberche.

Figura 13.8. Distribución de las facies y tipologías de canales fluviales en las dos principales fases de aluvionamiento del sistema Alberche-Perales.

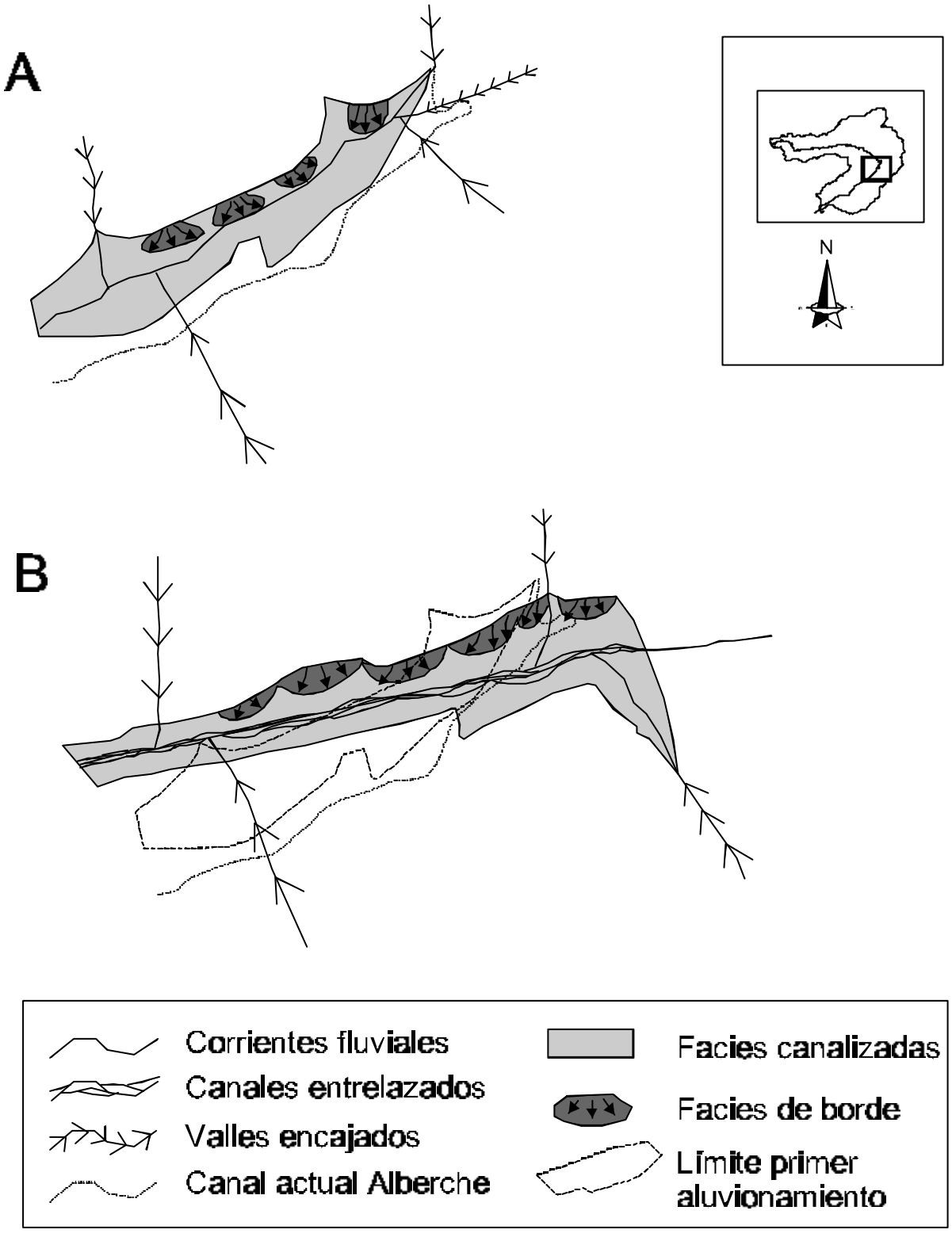


Figura 13.9. Evolución del sistema de terrazas del Alberche-Perales a partir de la interpretación de Lázaro y Asensio (1977) en nueve etapas (A-I).

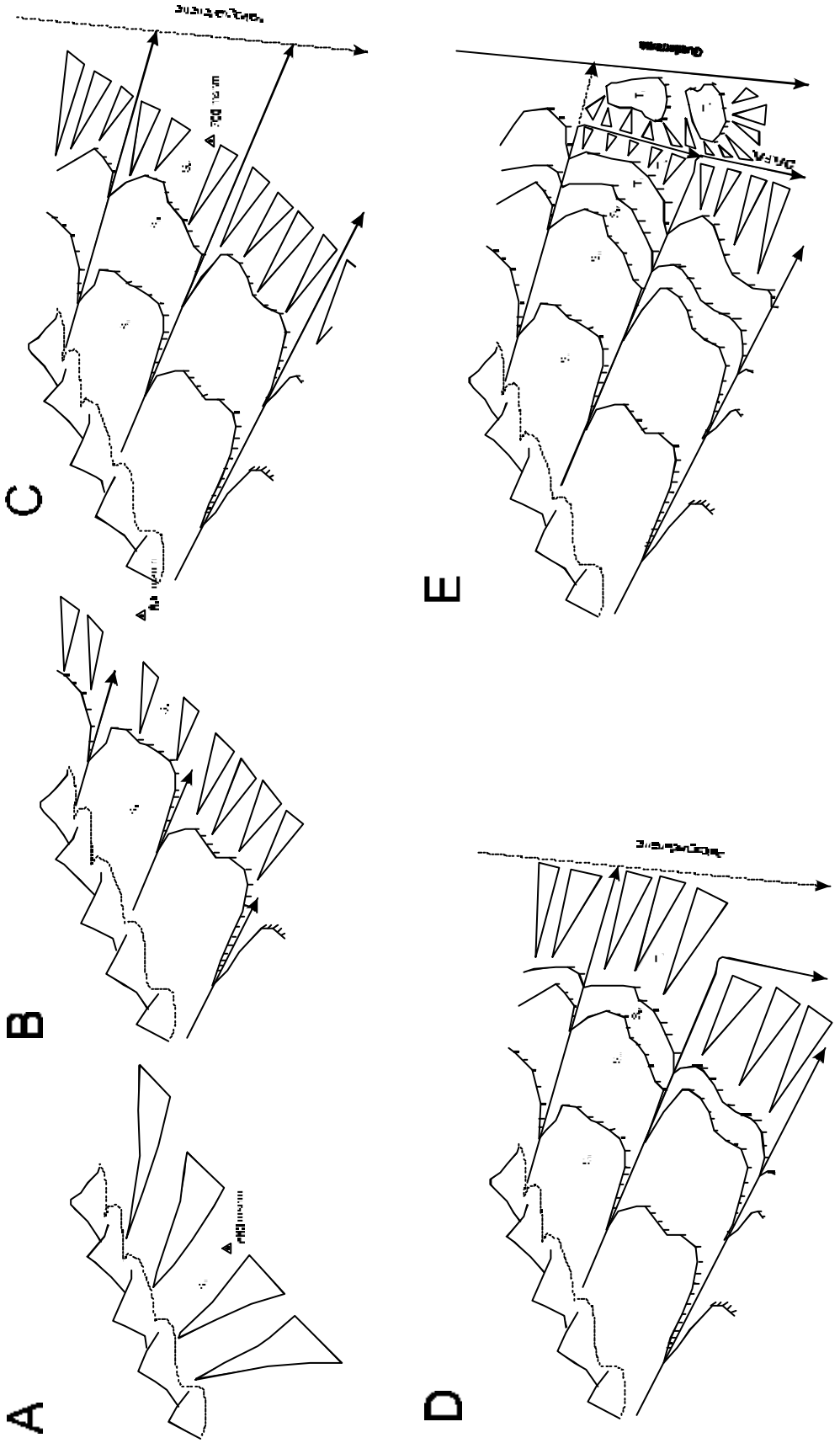
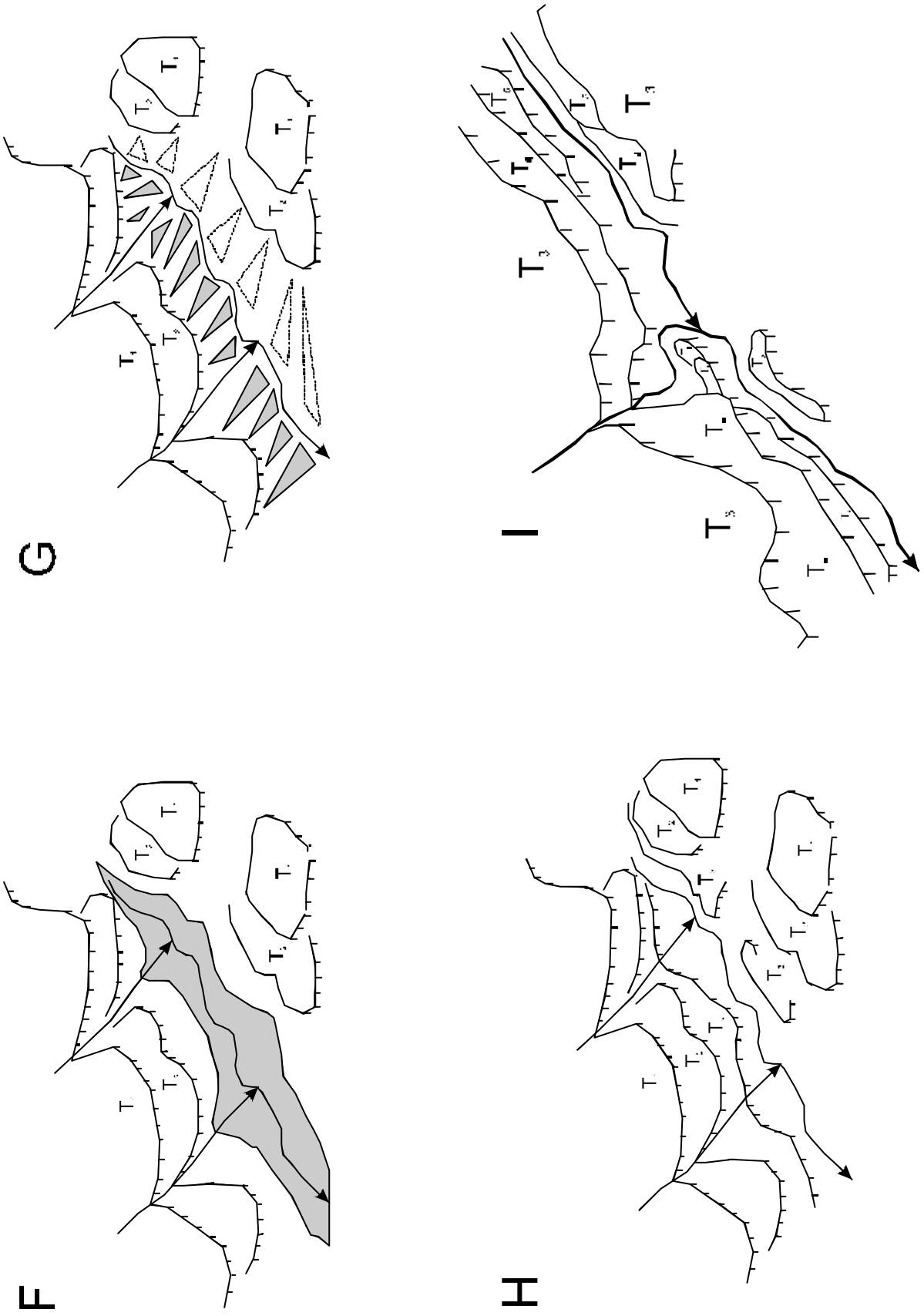


Figura 13.9 (continuación). Evolución del sistema de terrazas del Alberche-Perales a partir de la interpretación de Lázaro y Asensio (1977) en nueve etapas (A-I).



Por último, respecto al control neotectónico de este sistema de aterrazamiento, cabe destacar el notable engrosamiento de la terraza +30 m como consecuencia de la aceleración de la subsidencia en la depresión Aldea del Fresno-Almorox; el basculamiento de las bases de sedimentación de las etapas de aluvionamiento, situándose localmente sobre y bajo el cauce actual, y los ligeros buzamientos de las terrazas (Pedraza, 1976). Anomalías que parecen correlacionarse con las detectadas en las terrazas +27-28 m y +8-10 m del río Guadarrama y el nivel +8-10 m del río Aulencia (Pérez-González, 1990). Efectivamente parece existir una aceleración de la agradación al inicio de la segunda etapa de aluvionamiento (Pleistoceno medio a superior) relacionada con el hundimiento de la flexura cortical infrayacente a la depresión Aldea del Fresno-Almorox; la zona subsidente presenta morfología husiforme en planta, y parece desplazarse temporalmente hacia el noreste, habiendo tenido mínima repercusión en el curso bajo del Alberche (área de Talavera). Sería parcialmente coincidente en el tiempo con las subsidencias sinsedimentarias observadas en los sistemas deposicionales de los ríos Jarama y Tajo (zona de Fuentidueña de Tajo) y atribuidas a crisis tectónicas que abarcan el tránsito Pleistoceno inferior-medio y el Pleistoceno medio completo (Giner *et al.*, 1996b; Torres *et al.*, 1995). También existe un control neotectónico en la disposición cartográfica de los niveles, primero por la disimetría a ambos lados del valle debida a la tendencia del canal actual a desplazarse hacia su orilla izquierda por basculamiento; y por los estrechamientos asociados a afluentes, cuyos trazados se ajustan a la prolongación en la cuenca de las alineaciones tectónicas del piedemonte cristalino.



Fotografía 13.16. Ligero buzamiento de los niveles de arenas y limos de las terrazas medias del río Alberche en la DAFA.

**** El sistema de aterrazamiento del arroyo Quijorna***

Constituye la continuación natural hacia el noreste del sistema Alberche-Perales, puesto que se inicia allí donde el río Perales efectúa un brusco giro que conduce su cabecera hacia el piedemonte serrano, donde no desarrolla sistema de aterrazamiento. Por su disposición se asemeja a los de otros afluentes del río Perales en este sector, como los sistemas de los arroyos Palomero, de la Yunta y Barranco del Cuadrado.

Las características generales del sistema son, por tanto, similares a las del propio Perales, con escaso desarrollo espacial y vertical, predominio de los niveles no apareados, asimétricos y superpuestos encajados o escalonados colgados. Pérez-González (1990) describe los niveles y sus depósitos, diferenciando siete terrazas a: +8-10 m, +16 m, +22-24 m, +30-32 m, +40-42 m, +54-56 m y +63-64 m.

13.2.3. LLANURAS ALUVIALES EN LA CHA

Existen multitud de llanuras aluviales en la CHA, pero la mayor parte de ellas quedan restringidas a las llanuras inundables de los cauces, bien como fondo de valles de encajamiento (gargantas, cañones, etc.) o bien como nivel inferior de sistemas de terrazas. Únicamente cabe reseñar una llanura aluvial de suficiente entidad espacial y registro sedimentario en el fondo de la depresión de Garganta del Villar. Las formaciones superficiales que las constituyen, a su vez, pueden subdividirse en aquéllas vinculadas con procesos torrenciales o fluviales *s.s.*, y dentro de estas últimas, entre las situadas en el Sistema Central y las ubicadas en las cuenca cenozoica.

** Las llanuras aluviales en el Sistema Central y las depresiones interiores*

- La llanura aluvial de la depresión cenozoica de Garganta del Villar o del Alto Alberche

La fosa del Alto Alberche (Ubanell, 1975) o de Garganta del Villar (Díez *et al.*, 1996) está situada en el sector oriental del macizo Central de la Sierra de Gredos (Sistema Central español), entre las alineaciones montañosas de Villafranca-La Serrota y Aliagas Blancas-Romarcos (Figura 13.10). Se trata de una depresión intramontañosa alargada en dirección E-O, asociada al *graben* del Alto Alberche (Ubanell, 1981), con una longitud de unos 14 km por una anchura media de 2 km, y forma subromboidal (Figura 13.11). El río Alberche, tributario del Tajo, recorre la fosa longitudinalmente casi en su totalidad, situándose el nacimiento a escasos 5 km al oeste del límite occidental de la depresión (Fuente Alberche). Sus afluentes en la depresión son torrentes estacionales poco caudalosos; destacan, por la margen izquierda, los arroyos de La Piedad, Gil y Serradillas, y por la derecha los de La Fragua, La Mesta y Calderones.

· *Configuración geomorfológica de la llanura aluvial*

El fondo de la fosa está ocupado por una extensa planicie situada a una cota media de 1.465 m, ligeramente inclinada hacia el este, con un exiguo desnivel de 40 m en su desarrollo (Figura 13.12).



Fotografía 13.17. Llanura aluvial que ocupa el fondo de la depresión de Garganta del Villar, desde San Martín de la Vega del Alberche.

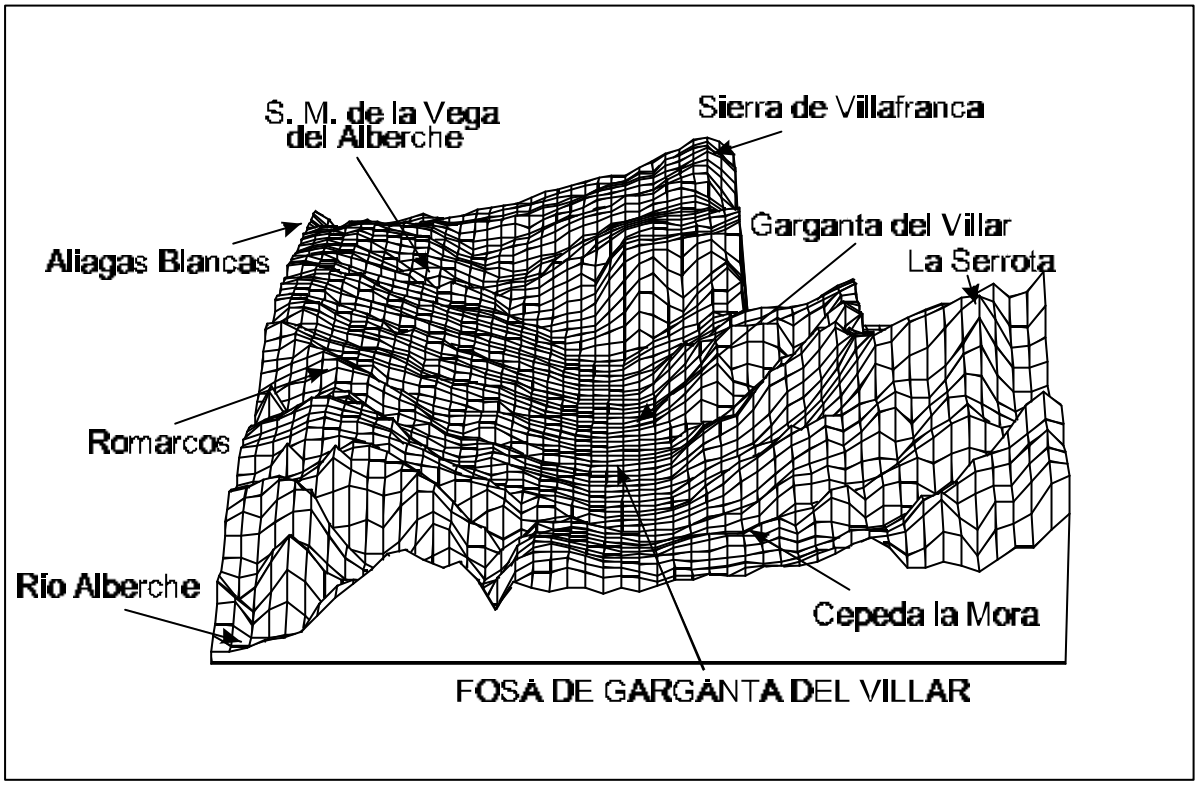
Dentro de esta planicie generalizada se pueden distinguir dos zonas: la occidental y más extensa, desde Prado Lareño hasta el Aº de las Serradillas, con una cota media de 1.450 m; y la oriental, entre este arroyo y el Aº del Puerto, elevada apenas 25 m sobre la anterior. El contacto entre el fondo de la depresión y las elevaciones circundantes se realiza según dos modalidades:

- Mediante niveles de *glacis*. Tanto en el borde meridional como septentrional las vertientes aparecen escalonadas en varios niveles de *glacis* (vertientes-*glacis*), erosivos o mixtos

respectivamente, en los cuales parece estar ligeramente encajado el fondo de la depresión. En el sur estos niveles presentan un notable desarrollo lateral y vertical, estando sólamente interrumpidos por los encajamientos de pequeños arroyos que forman vaguadas con fondo aluvial-coluvial. Por el contrario, en el borde septentrional únicamente se conservan retazos de los *glacis* conectados con las laderas de mayor pendiente asociadas a importantes fracturas, y separados por las salidas de gargantas y torrenteras con fuerte incisión lineal aguas arriba.

- Mediante *nicks* asociados a fracturas. En los extremos occidental y oriental de la fosa, el contacto se verifica por una desnivelación brusca, dando límites netos lineales, y debida a una fractura, o a la confluencia de varias de ellas en relevo, lo que les confiere su característica forma aserrada.

Figura 13.10. Modelo digital de elevación para la fosa de Garganta del Villar y su entorno, obtenido a partir de la información de los mapas topográficos 1:25.000 del I.G.N. Puede observarse la situación del fondo de la depresión (parte central llana), las elevaciones circundantes, y los nombres de los principales núcleos de población.



Algunos de estos contactos aparecen fosilizados por conos de deyección, debidos a arroyos que llegan a la fosa procedentes de las elevaciones circundantes. Dada su extensión, destacan las gargantas-arroyos de la Sierra de Villafranca, en particular las de Gil y La Piedad. En sus depósitos pueden reconocerse hasta tres fases de aluvionamiento; se produce un ligero encajamiento del cono, y un movimiento de rotación aguas abajo. En menor medida existen pequeños conos procedentes de las vaguadas meridionales, que normalmente no tienen reflejo morfológico en la fosa al quedar interdigitados con los depósitos contemporáneos de la llanura de inundación.

Figura 13.11. Mapa geomorfológico del entorno de la fosa del Alto Alberche, donde queda reflejada la notable diferencia entre las vertientes septentrional y meridional del valle. Obtenido a partir de fotointerpretación de fotogramas aéreos a escala 1:30.000. La configuración del fondo de la depresión, en blanco ocupando la parte central del mapa, aparece detallada en la Figura 13.12.

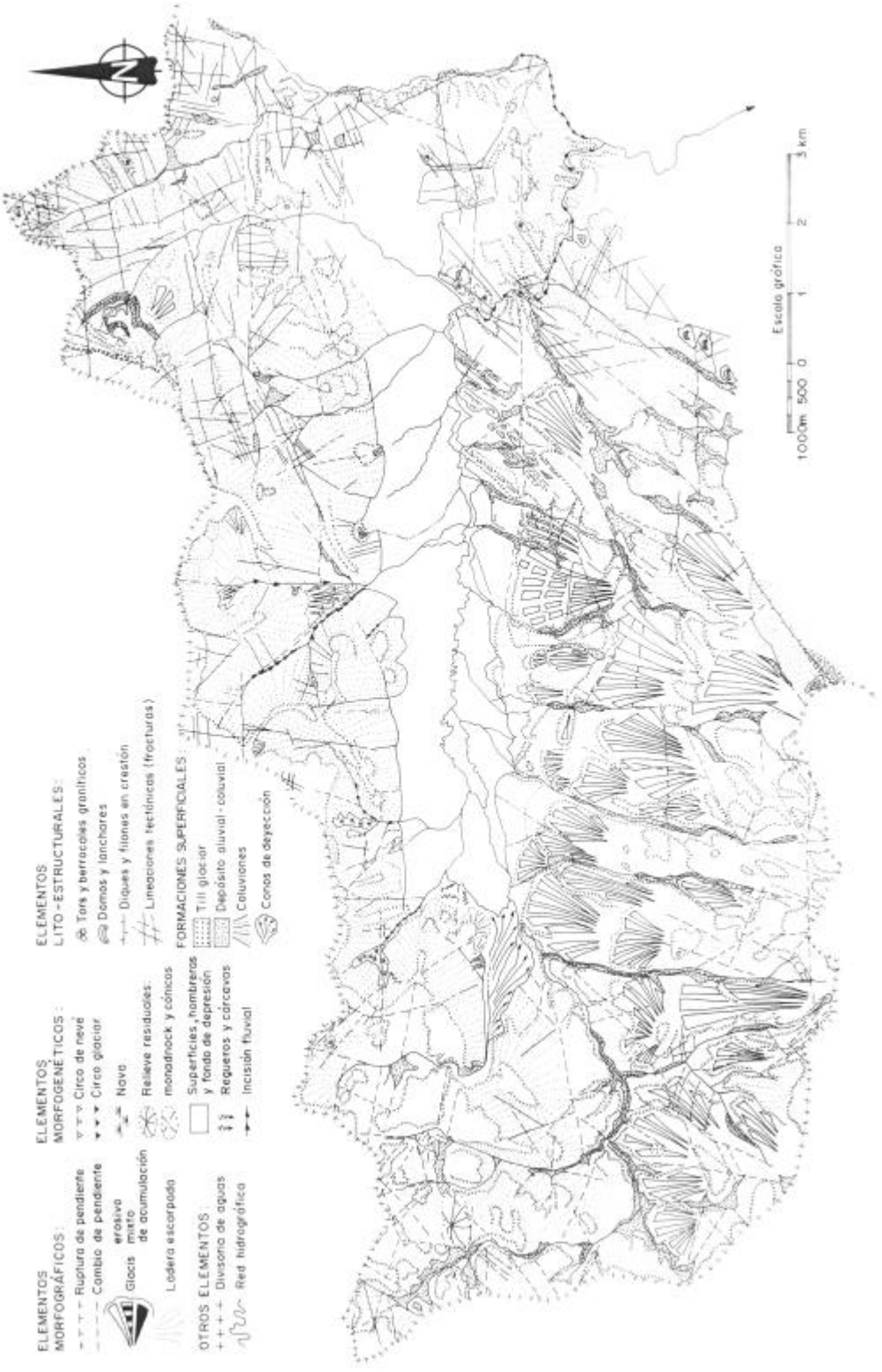
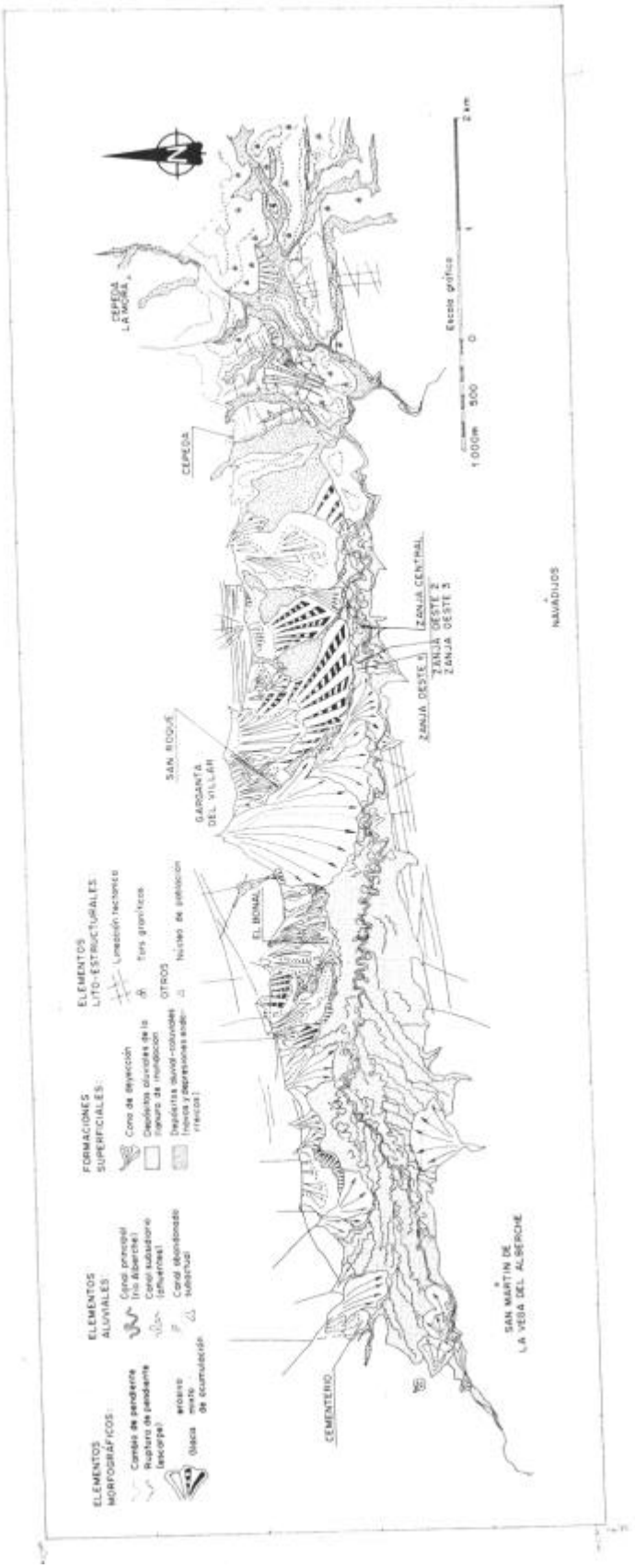


Figura 13.12. Esquema geomorfológico del fondo de la depresión de Garganta del Villar, con los principales elementos y formaciones superficiales descritas en el texto. Igualmente se indica la posición de las ocho columnas sedimentológicas reflejadas en la Figura 13.13.



Al llegar al fondo de la fosa, el río Alberche sufre igualmente una inflexión en su perfil con una pérdida de pendiente. En su recorrido de más de 10 km por la parte occidental de la misma, adopta un patrón meandriforme con un índice de sinuosidad muy alto (1,86). Puntualmente este patrón podría asimilarse a anastomosado, al existir canales entrelazados de patrón meandriforme funcionales simultáneamente, como ocurre en el paraje denominado Entrambosríos.

A lo largo de la llanura de inundación, a ambos lados del canal actual se localizan infinidad de meandros abandonados y fragmentos de canal inactivos correspondientes a avulsiones, acortamientos (*chute cut-off*) y estrangulamientos (*neck-cut off*). En las zonas donde aportan material los sistemas aluviales más importantes (cono del arroyo Gil) estas morfologías parecen desdibujarse, mostrando el influjo actual de los arroyos tributarios y sus sedimentos. Sin llegar a recorrer la depresión por completo, el río Alberche abandona la fosa a la altura del arroyo de las Serradillas mediante un encajamiento en las elevaciones del margen meridional, donde forma una garganta de hasta 160 m de profundidad.

· *Los depósitos aluviales de la llanura y su datación*

El fondo de esta fosa está ocupada por una extensa planicie aluvial cuyo relleno es fundamentalmente cuaternario, dentro del cual se pueden distinguir varios conjuntos:

* Depósitos asociados a los conos de deyección; compuestos fundamentalmente por aglomerados granosostenidos, con bloques de 10 a 20 cm de cuarzo y granitoides, y matriz limo-arcillosa con abundante materia orgánica; presentan escasa compactación y no se observan notables diferencias entre las distintas etapas de aluvionamiento distinguidas.
* Depósitos asociados a los *glacis* mixtos y laderas de la vertiente septentrional; se trata de aglomerados matrizsostenidos constituidos por bloques de granitoides y cuarzos muy heterométricos empastados en matriz arcillo-limosa con abundante materia orgánica; escasamente consolidados y muy afectados por procesos edáficos actuales.
* Depósitos aluviales-coluviales de fondo de vaguada de tributarios y navas endorreicas; arcillas limosas con abundante materia orgánica y enriquecimientos locales de óxidos de hierro debido a fenómenos estacionales de gleyzación.
* Secuencia de relleno del fondo de la fosa; corresponde a depósitos fluviales (de canal y llanura de inundación) junto a aportes de las laderas. La descripción de estos depósitos ha sido posible gracias a la apertura de una zanja de saneamiento de una longitud de varios centenares de metros y unos 3 m de profundidad, en verano de 1993 (Figura 13.13):

    - Conglomerados granosostenidos de cantos angulosos algo discoidales, heterométricos; la matriz es tamaño arena y grava, y composicionalmente predomina el cuarzo y los fragmentos de rocas metamórficas y de granitoides. Internamente presentan imbricaciones de cantos y una ligera tendencia granodecreciente hacia techo. En las zonas que se sitúan sobre el sustrato granítico, en los bordes de la cuenca, parecen reconocerse al menos tres secuencias granodecrecientes superpuestas a escala decimétrica. El contacto es erosivo y discordante sobre el primer conjunto, con geometrías canaliformes y niveles milimétricos de óxidos de Fe y Mn. La potencia a lo largo de la zanja es variable, de unos 40 cm en los lechos convexos a 22 cm cuando su base es planar.

    - Arenas arcósicas gruesas sin apenas matriz (muy lavadas), con cantos centimétricos y gravas sueltas. Localmente se encuentran impregnadas por óxidos de Fe, en los contactos con otras facies de diferente permeabilidad (lentejones centimétricos de arcillas y limos), y a techo del propio nivel. El contacto con el conjunto infrayacente es, en algunas zonas,

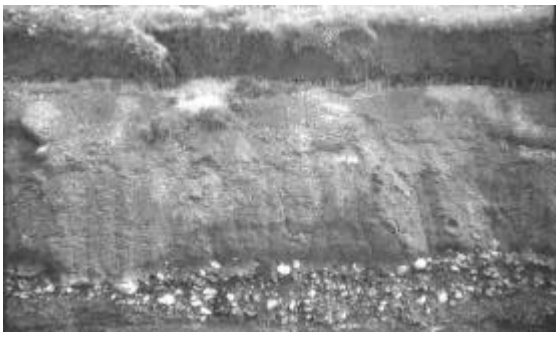
gradual, constituyendo la parte superior de la secuencia granodecreciente; en otras por el contrario es brusco, realizándose con un nivel de *lag* de gravas gruesas. La potencia observable varía entre 20 y 25 cm, situándose a techo un nivel centimétrico de arcillas pardas.

- Arenas arcósicas o subarcósicas de grano medio-grueso y colores beige, con laminación subhorizontal patente, e intercalaciones de lentejones con granulometría gruesa. El conjunto se organiza en paquetes de unos 40 cm, estratocrecientes a techo, y marcando secuencias granodecrecientes características, que comienzan con un *lag* de gravas (ligeramente erosivo sobre la secuencia anterior), y finalizan con arenas finas limosas y un pequeño nivel centimétrico de arcillas pardas, donde localmente existen concentraciones de óxidos de hierro. El contacto a base es planar escasamente erosivo, y la potencia máxima del conjunto es de 2,90 m.

- Limos arcillosos pardos oscuros con abundante materia orgánica y rasgos de bioturbación subactual, sobre el que se desarrolla el suelo edáfico. Su máximo espesor hasta la superficie es de unos 80 cm.



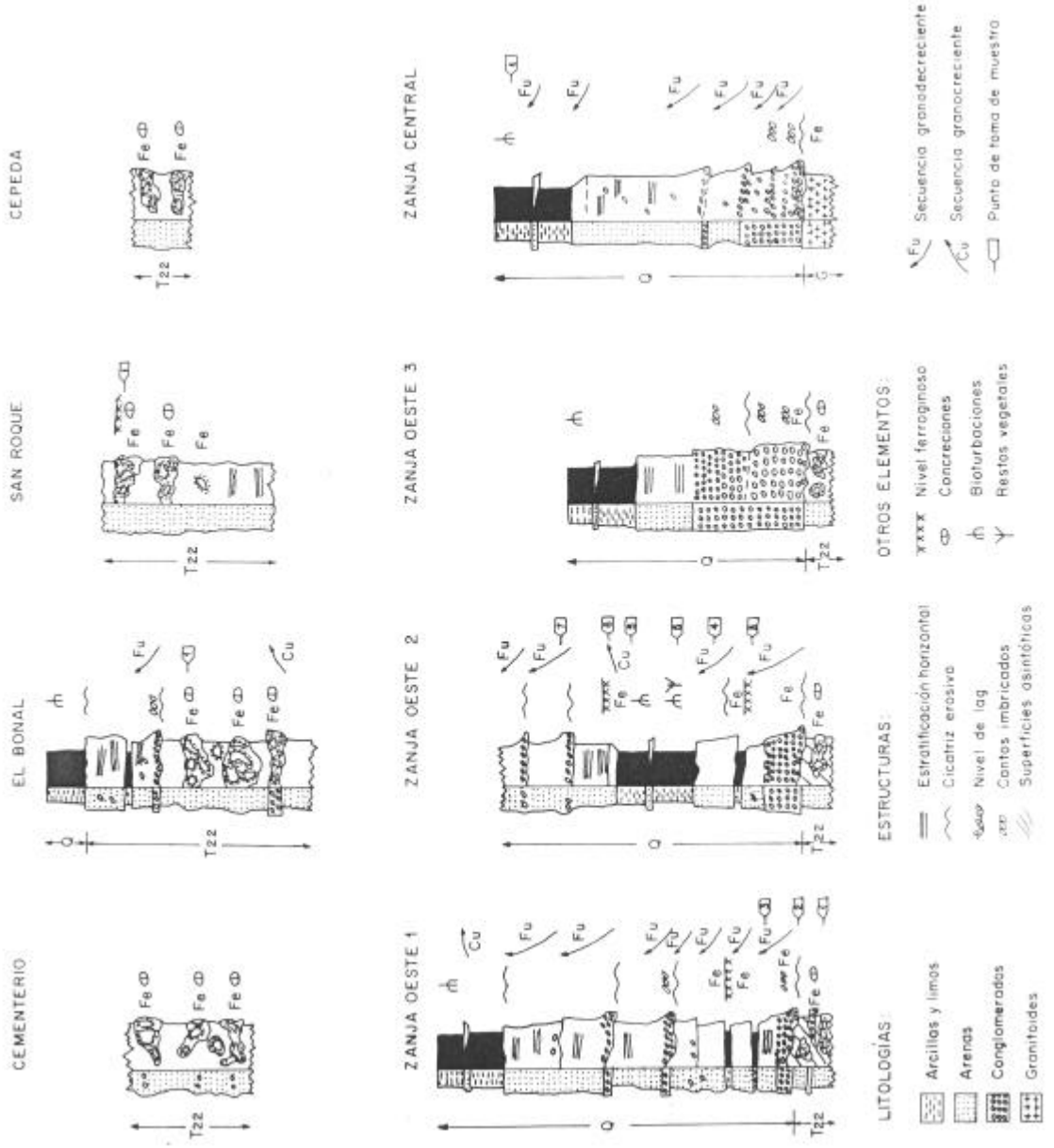




Fotografías 13.18, 13.19 y 13.20. Detalles del relleno aluvial de la llanura aluvial de la fosa de Garganta del Villar. Secuencias características de facies canalizadas con abandono de canal y facies de llanura de inundación (izquierda), y contacto discordante del relleno aluvial con los granitoides del borde meridional de la fosa (arriba-derecha).

Se procedió al muestreo y datación mediante ^{14}C (ver apartado 4.2.2), de una muestra de macrorrestos vegetales carbonizados (*charcoal*) obtenida en un nivel arcilloso intercalado dentro de conjunto arcósico superior, que ha sido interpretado como el relleno un hinchamiento periglaciar (ver apartado 8.3.3). El resultado de la datación ofrece una edad calibrada entre 7.455 a 6.455 años B.C., por lo que esa etapa del relleno aluvial correspondería al tránsito entre los periodos Boreal y Atlántico antiguo de la cronología postglaciar (Holoceno).

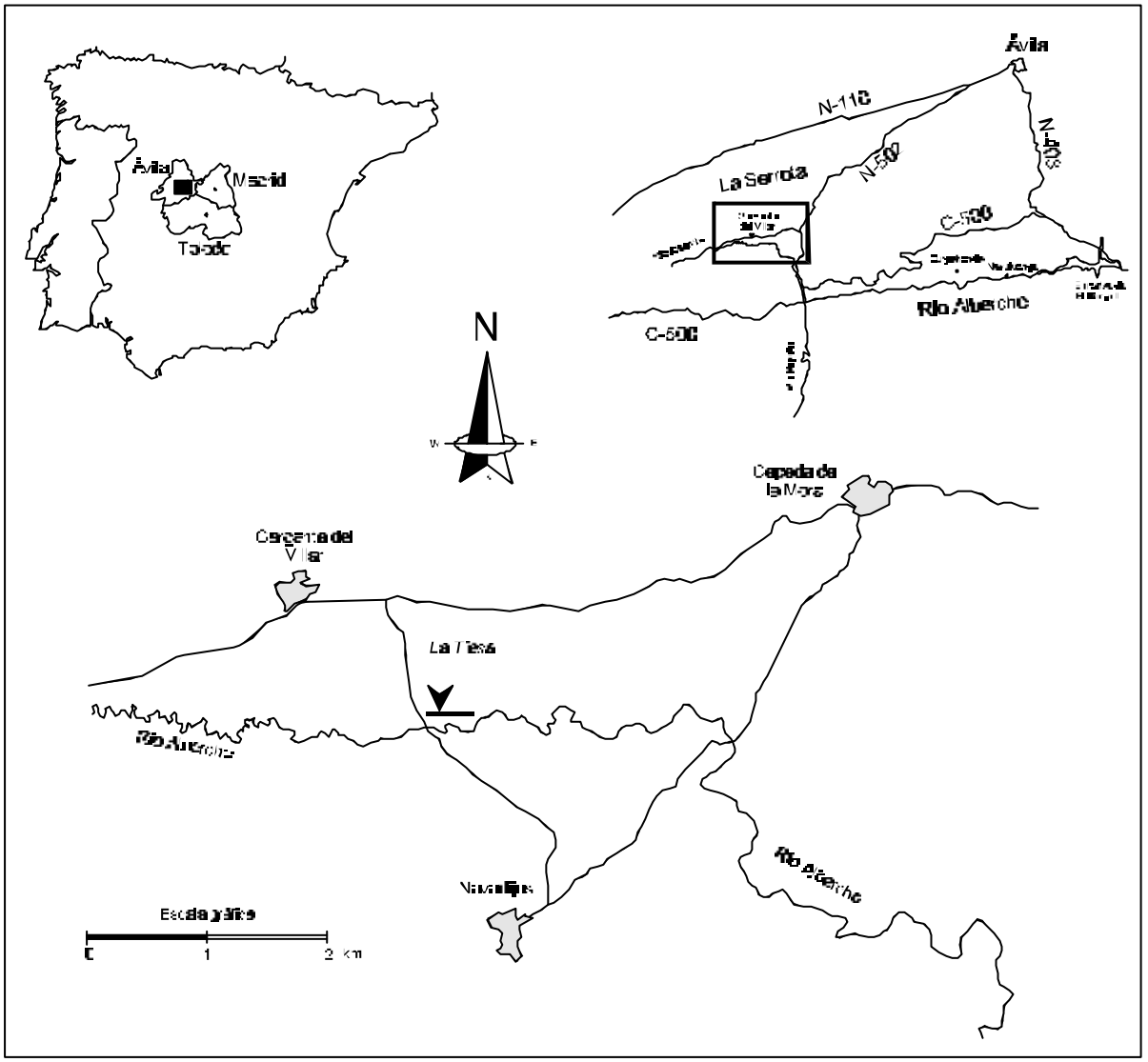
Figura 13.13. Columnas sedimentológicas de los ocho afloramientos donde mejor se observan los materiales oligocenos (T_{22}) y/o cuaternarios (Q) del fondo de la depresión, ambos suprayacentes a los granitoides hercínicos (G). La fila superior corresponde a localizaciones del borde septentrional, mientras que la inferior a aquéllas próximas al margen meridional; ambas se ordenan de oeste a este, de izquierda a derecha.



· *El análisis polínico de los depósitos*

Para el análisis polínico del relleno aluvial se tomaron muestras en el paraje La Tiesa (X_{UTM}=323000, Y_{UTM}=4479000) dentro del término municipal de Cepeda la Mora (Ávila, Castilla y León); corresponden al talud sur de una zanja con dirección este-oeste practicada en el relleno sedimentario que ocupa el fondo de la depresión (Figura 13.14). Los materiales que componen la columna litológica de dicha zanja son, de base a techo (Figura 13.15):

Figura 13.14. Mapa de situación de la columna sedimentológica del relleno de la llanura aluvial de Garganta del Villar.





Fotografía 13.21. Zanja para conducciones de saneamiento aprovechada para el levantamiento de los perfiles y la recogida de muestras paleopalinológicas

* Areniscas arcósicas cementadas de colores rojizo-anaranjados con niveles irregulares grisáceos, que localmente contienen gravas, cantos y bloques de cuarzo, cuarcita y fragmentos de rocas metamórficas e ígneas.

* Conglomerados polimícticos (con predominio del cuarzo) de clastos subangulosos heterométricos y matriz arenosa.

* Arenas arcósicas gruesas con escasa matriz, y gravas y cantos sueltos; localmente se encuentran impregnadas por óxidos de hierro, y a techo presentan un nivel limo-arcilloso. En la mitad de este tramo se tomó la muestra 1, a una profundidad de unos 2,5 m desde la superficie.

* Arenas arcósicas medias-gruesas de color beige con laminación horizontal, marcando una clara tendencia granodecreciente hacia techo. En este nivel se obtuvo la muestra 2, a una profundidad de unos 2,1 m.

* Arcillas negras ricas en materia orgánica y contactos irregulares con las unidades infra y suprayacentes; presentan intercalaciones centimétricas de arenas finas y abundantes restos de tallos de arbustos. De este banco procede la muestra 3, a unos 1,6 m de la superficie.

* Arenas arcósicas medias-gruesas de color beige con laminación horizontal, marcando secuencias decimétricas granodecrecientes que comienzan con un nivel de gravas (*lag*). De estas secuencias se obtuvieron las muestras 4 y 5, a unas profundidades de 1,2 y 0,8 m, respectivamente.

* Limos ricos en materia orgánica con pasadas de arenas muy finas y huellas de bioturbación por raíces, sobre los que se desarrolla el suelo edáfico actual. A unos 10 cm de profundidad respecto a la superficie se obtuvo la muestra 6 (lluvia polínica actual).

Los resultados del análisis palinológico quedan recogidos en las Tablas 13.1, 13.2 y 13.3. Los valores relativos de los taxones, tanto arbóreos (A.P.) como no arbóreos (N.A.P.) se han obtenido a partir de la suma de los valores absolutos de cada uno de ellos (Figura 15.16). Se han excluído del recuento las esporas fúngicas y de briófitos (musgos y hepáticas) por presentar en ocasiones valores relativamente altos que podrían distorsionar los del resto de las especies.

Figura 13.15. Columna sedimentológica del relleno de la llanura de Garganta del Villar, con la situación de las muestras para paleopalinología.

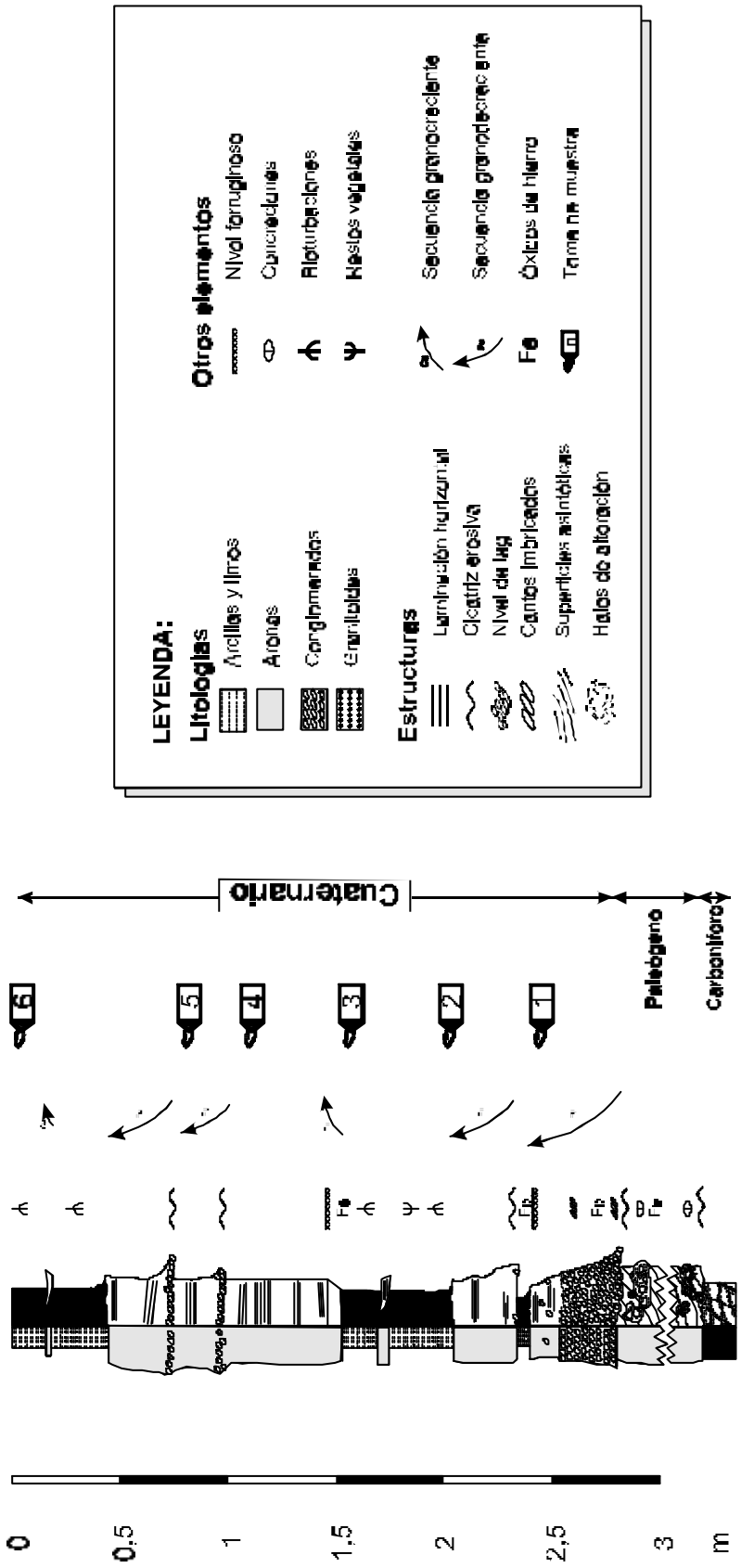


Figura 13.16. Diagrama polínico de las muestras obtenidas de la columna sedimentológica de la Figura 13.15.

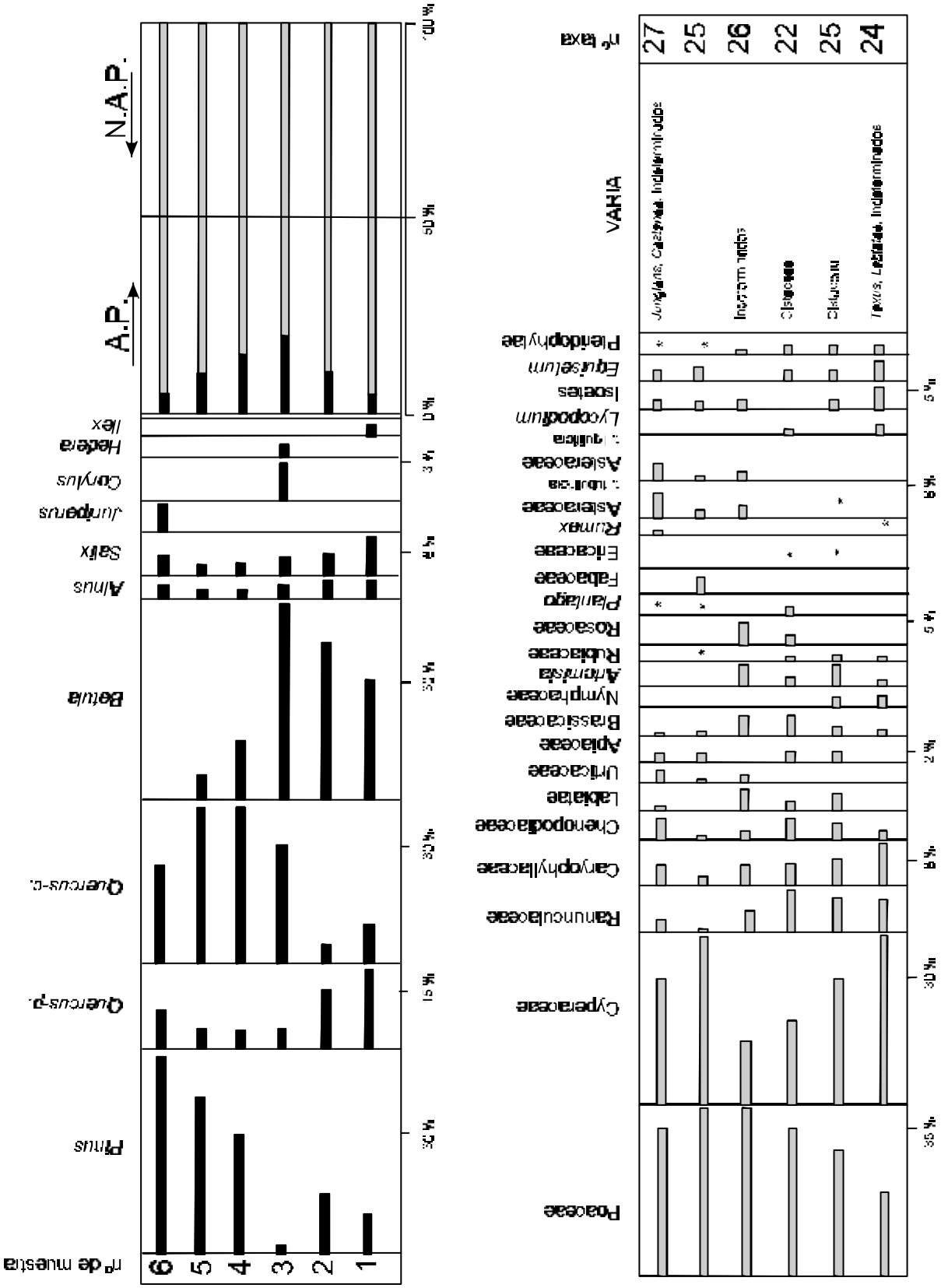


Tabla 13.1. Resultados de los análisis paleopalinológicos sobre especies no arbóreas (N.A.P.) del relleno de la llanura aluvial de Garganta del Villar.

TAXONES	MUESTRAS					
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Poaceae	20*	30	35	40	40	35
Cyperaceae	40	30	20	15	40	30
Ranunculaceae	8	8	10	5	1	3
Caryophyllaceae	10	6	5	5	2	5
Chenopodiaceae	2	4	5	2	1	5
Labiatae	v	4	2	5	-	1
Urticaceae	-	-	-	2	1	3
Apiaceae	-	2	2	-	2	2
Brassicaceae	1	2	5	5	1	1
Nymphaceae	2	2	-	-	-	-
Artemisia	1	5	2	5	-	-
Rubiaceae	1	1	1	-	v	-
Rosaceae	-	-	2	5	-	-
Plantago	-	-	2	-	v	v
Fabaceae	2	-	4	3	4	-
Cistaceae	-	v	v	-	-	-
Ericaceae	-	v	v	-	-	-
Rumex	v	-	-	-	-	1
Asteráceas-T	-	v	-	3	2	6
Asteráceas-L	-	-	-	2	1	4
Lycopodium	2	-	1	-	-	-
Isoetes	5	2	-	2	2	2
Equisetum	4	2	2	-	3	2
Pteridophytae	2	2	2	1	v	v
Indeterminados	v	-	-	v	-	v

* porcentajes referidos al 100% del N.A.P.
v varia

Tabla 13.2. Resultados de los análisis paleopalinológicos sobre especies arbóreas (A.P.) del relleno de la llanura aluvial de Garganta del Villar.

	MUESTRAS					
TAXONES	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Quercus-p	20*	15	5	5	5	10
Quercus-c	10	5	30	40	40	25
Pinus	10	15	2	30	40	50
Betula	30	40	50	15	6	-
Alnus	5	4	3	2	2	3
Salix	10	6	5	3	3	5
Juglans	-	-	-	-	-	v
Castanea	-	-	-	-	-	v
Juniperus	5	5	-	5	2	7
Hedera	2	-	3	-	1	-
Corylus	5	10	2	-	-	-
Ilex	3	-	-	-	1	-
Taxus	v	-	-	-	-	-

* porcentajes referidos al 100% del A.P.
v varia

Tabla 13.3. Proporción (%) entre especies arbóreas (A.P.) y no arbóreas (N.A.P.) en el análisis paleopalinológico del relleno de la llanura aluvial de Garganta del Villar.

MUESTRAS	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
A.P.	5	10	20	15	10	5
N.A.P.	95	90	80	85	90	95

En consonancia con otros análisis realizados en Gredos, la dinámica vegetacional que sustenta el perfil polínico estudiado pone de manifiesto un predominio casi total de la vegetación herbácea en los momentos finales del Pleistoceno (Tardiglaciar), que va dejando paso a formaciones arbóreas (abedulares, robledales o pinares) nunca densas, sino dispuestas en rodales o bosquetes poco copiosos que, por regla general, tenderían a refugiarse en vaguadas o en la cercanía de cursos de agua. Una progresiva suavización del clima a lo largo del Postglaciar, desde el frío y la humedad extremas hasta condiciones más cálidas y secas, explican dicha sucesión. La mano del hombre, como efecto antropizante y deforestador sobre el medio, sólo se deja notar en los sedimentos más superficiales (subatlánticos). Este tipo de dinámica vegetacional difiere

sensiblemente de la que sustentan otras investigaciones llevadas a cabo en la vecina Sierra de Guadarrama, donde se pone de manifiesto la existencia de un bosque denso, que en cambio no parece darse en Gredos. Esto podría ser debido a que la mayor oceanidad y el aumento de las precipitaciones en forma de nieve al desplazarnos en el Sistema Central de E a O han contribuído en gran medida a favorecer la desaparición actual de pinar de *Pinus sylvestris*, que en la actualidad está prácticamente ausente en Gredos pero en Guadarrama convive incluso con el piorno serrano.

En los momentos iniciales (muestras 1 y 2) nos encontraríamos con un tapiz vegetal dominado por pastizales de gramíneas y ciperáceas junto a pequeños bosquetes de abedul en las zonas de vaguada y encinares en los escarpes. Esta vegetación subsistiría bajo un clima templado-húmedo que evolucionaría hacia frío-templado y húmedo. Estos momentos se situarían entre el Tardiglaciar y el Preboreal, con un sistema fluvial rectilíneo drenando las aportaciones de los afluentes a la llanura, que a veces forman encharcamientos estacionales en las zonas distales de sus conos y la llanura de inundación.

En las muestras 3 y 4, cuyo intervalo cronológico podríamos situar entre Preboreal (datación ^{14}C) y el Atlántico, el abedular compartiría su dominio con el robledal mixto (*Quercetum mixtum*) a expensas del denso pastizal. Esta vegetación se desarrollaría bajo un clima templado-subhúmedo que evolucionaría hacia templado-cálido y subhúmedo con la llegada del Subboreal. En este intervalo cronológico es cuando la flora arbórea encuentra su mayor desarrollo. Las nevadas intensas y la permanencia del suelo cubierto por nieve quedan restringidas a las zonas de laderas y cumbres; mientras, el suelo turboso de la depresión está sometido a cambios estacionales y diarios de temperatura.

Finalmente, las muestras 5 y 6 se situarían entre el Subboreal y el Subatlántico (este último asociado a la muestra 6), partiendo de un clima templado-subhúmedo para alcanzar el templado-cálido y seco de la actualidad. Dominarían los pastizales de gramíneas y ciperáceas, se retraerían las formaciones arbóreas, y el robledal mixto daría paso a un mayor desarrollo del pinar, así como del encinar, aunque en cualquier caso siempre escasamente representados. Estaríamos situados en un medio muy similar al actual, con una amplia llanura de inundación por donde circulan canales meandriformes con un régimen nivo-pluvial en un clima continental de montaña.

· *Génesis y evolución de la llanura aluvial*

La formación y evolución de esta llanura aluvial se asocia con la séptima y última etapa evolutiva de la fosa (Díez *et al*., 1996), caracterizada por la subsidencia aluvial y los conos de deyección. La existencia de una cierta subsidencia en la zona occidental de la fosa, ha permitido la acumulación y preservación del relleno superior pleistoceno y holoceno, caracterizado por el desarrollo de una amplia llanura de inundación de un río marcadamente meandriforme. Durante los periodos fríos pleistocenos las divisorias sufrieron intensos fenómenos periglaciares, que tuvieron su reflejo en las áreas encharcadas de la llanura de inundación con la formación de morfologías de hinchamiento por cuña de hielo (tipo hidrolacolito y céspedes almohadillados). Durante la fase würmiense, las cumbres de La Serrota se ven ocupadas por extensos mantos nivales, formándose pequeños glaciares de circo y nichos de nivación, como los de Serradillas y Bajondillo.

Por la progresiva jerarquización de la red en el borde septentrional, y en menor medida en el meridional, los torrentes que llegan a la fosa arrastran gran cantidad de materiales que se

disponen en conos de deyección elongados. Aunque no muy bien definidas, pueden distinguirse tres fases deposicionales superpuestas en los conos: la primera genera los abanicos de mayor extensión, cuyos depósitos están interdigitados con los de la llanura; la segunda y tercera representan una agradación progradante conservativa, generándose conos no telescópicos. Cuando estos conos son ligeramente telescópicos, como es el caso del procedente del Aº Gil, condicionan sobremanera la disposición en planta del canal principal (río Alberche), que pasa a tener índices de sinuosidad menores de 1,2.

- Formaciones superficiales de las llanuras aluviales en el Sistema Central

· *FF.SS. fluviales s.s. en el Sistema Central*

Dentro del Sistema Central, las formaciones superficiales fluviales quedan restringidas al relleno de las llanuras inundables que ocupan los fondos de valles y gargantas de los principales ríos y arroyos: Alberche, Astillero, Rasquilla, Piquillo, Navalacruz, Yedra, La Presa, Tórtolas, Avellaneda y Cofio. Bien es cierto que la mayor parte de las corrientes fluviales del Sistema Central por sus características morfométricas (pendiente longitudinal) y régimen de caudales podrían considerarse torrentes de montaña, por lo que las formaciones superficiales asociadas son convergentes con las referidas en dicho apartado.

Es muy extraño encontrar sistemas de terrazas bien desarrollados, salvo en las depresiones interiores (S.M.V.I.-El Tiemblo-Cebreros) o marginales; en estos casos los depósitos se restringen a un máximo de tres escalonamientos (+ 15-20 m, + 6-8 m y + 2 m respecto al canal actual) cuyo relleno enlaza lateralmente con las formaciones superficiales de las vertientes; las edades asignadas a los mismos son Pleistoceno medio-alto, Pleistoceno superior y Holoceno, respectivamente. Las potencias máximas aluviales rara vez superan la decena de metros.

En general se trata de aglomerados polimícticos grano-sostenidos heterométricos, de bloques y gravas subredondeados a redondeados, con un contenido variable de arenas y escasa presencia de limos y arcillas. Para los ríos y arroyos cuya área fuente son mantos de alteración u otras formaciones superficiales samíticas, predominan los tamaños arena y grava en el relleno. No es frecuente la presencia de rubefacciones ni cementaciones, aunque sí las tinciones por óxidos de hierro y manganeso (procesos de gleyzación).

Las secuencias más frecuentes muestran sucesiones de materiales y estructuras características del relleno y abandono de canales fluviales sencillos, rectilíneos o ligeramente meandriformes. La parte inferior de cada secuencia, sobre una cicatriz erosiva con paleorelieve canaliforme, está compuesta por bloques, cantos y gravas (*lag*) sin estructura o con imbricaciones incipientes; sobre éstos, gravas y arenas se disponen en laminaciones cruzadas de surco y planares correspondientes a migraciones de barras en el canal; sobre ellas, arenas finas, limos y más raramente arcillas, con laminación subhorizontal de baja energía, marcan el relleno definitivo del canal y su abandono para pasar a posiciones bajo la llanura inundable.

Más raras son secuencias de relleno donde puedan reconocerse sobre el *lag* algunas estructuras epsilon (estructuración sigmoidal a gran escala) que denoten su origen como barras de meandro (*point-bar*); estas secuencias quedan limitadas a los puntos donde el relleno aluvial es suficientemente ancho como para haber permitido la migración lateral de los meandros.

La arquitectura estratigráfica de los rellenos, en los escasos lugares donde puede inferirse, muestra un predominio neto de las citadas secuencias de canal frente a las de llanura inundable, formando un único cuerpo de materiales groseros en el que son frecuentes cicatrices erosivas o de reactivación y erosiones-rellenos (*cut and fill*) de diferentes rangos.

· *FF.SS. torrenciales en el Sistema Central*

Mención aparte merecen las formaciones superficiales de carácter torrencial que, en ocasiones se limitan a aglomerados líticos, matriz-sostenidos de grandes bloques, bloques y cantos, con escasa o nula matriz arenosa, y sin estructura alguna. Ocupan todo el fondo de las gargantas torrenciales, presentando intercalados depósitos característicos de eventos tipo corriente de derrubios (*debris flow*) o avenida de derrubios (*debris flood*), representados por otros elementos deposicionales que componen el medio torrencial:

* Diques naturales, compuestos por bloques, gravas y arenas en los que difícilmente se reconocen tendencias de granoselección al tratarse de depósitos predominantemente groseros.

* Cuñas de tamiz, configurados por acumulaciones cuneiformes o lenticulares de arenas y gravas tras un obstáculo de elementos gruesos (bloques o restos vegetales) que actuaron como filtro diferencial; otros se sitúan en las orillas tras las acumulaciones de ramajes o en los tupidos bosquetes de arbustos.

* Depósitos de sombra, normalmente constituidos de gravas, arenas y pequeños bloques en acumulaciones hemielipsoidales o en media luna, tras obstáculos como grandes árboles o bloques, o elementos antrópicos (pilares y estribos de puentes, vallados, etc.).

* Terracillas de orilla, en los lugares en los que se produjeron represamientos y por lo tanto menores velocidades de la corriente, formadas por acumulaciones de arenas, gravas y limos.

* Rellenos de represamientos, acumulaciones de arenas y gravas tan sólo conservadas en los lugares alejados del posterior vaciado erosivo, como adosadas a grandes bloques, entre densos bosquetes de arbustos, etc.

* Barras de confluencia, depósitos de pequeños bloques, gravas y arenas localizados en en ángulo menor de la confluencia de la corriente principal con un afluente que se incorpora lateralmente.

**** Las llanuras aluviales de la Cuenca de Madrid***

- Formaciones superficiales de las llanuras aluviales en la cuenca de Madrid

Al igual que se diferenciaba en el Sistema Central, pueden reconocerse tres tipos, asociados a tres diferentes medios: fluviales s.s., torrenciales y conos de deyección. Dentro del primero, los depósitos se agrupan característicamente en sistemas de terrazas con depósito para los principales ríos y arroyos: Alberche, Perales, Grande y Marigarcía, entre otros.

Se trata de aglomerados grano-sostenidos de gravas poligénicas y cantos subredondeados, arenas y limos. El espectro litológico de las gravas y cantos abarca desde cuarzo filoniano a fragmentos líticos de rocas ígneas (granitoides) y metamórficas (gneises y cuarcitas); la distribución de tamaños es polimodal, con modas marcadas en 1-4 cm 5-7 cm y 11-15 cm (Pérez González, 1990) y matriz arenosa, apareciendo en ocasiones bloques dispersos; predominan facies masivas (puntualmente imbricaciones) o con laminaciones cruzadas planares, originadas por la migración de barras de gravas por el lecho del canal; son frecuentes las superficies erosivas canaliformes en la base. Las arenas, más abundantes en los depósitos más recientes (terrazas bajas y aluvial actual), presentan granulometrías gruesas a muy gruesas, con la fracción arcilla inferior al 10 %; se disponen con estratificaciones cruzadas de surco o planar de bajo ángulo, fruto de la migración de dunas de arena en el lecho del canal; su naturaleza es arcósica o subarcósica, con concentraciones locales microconglomeráticas de carácter lítico; internamente presentan superficies erosivas de reactivación o de erosión-relleno (*cut and fill*). Los limos y arcillas están intercalados junto a las arenas, presentando laminación subhorizontal de bajo ángulo o estructuras de rizaduras de corriente (*ripples*), típicas de condiciones de flujo lento con decantación en el relleno final del canal o la llanura inundable; suelen ser ricos en materia orgánica y presentar concentraciones de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso en cambios puntuales de la permeabilidad frente a niveles arenosos; frecuentemente aparecen bioturbados por raíces y con intercalaciones lenticulares de arenas finas.

La disposición característica de las secuencias es granodecreciente hacia techo (*finning upwards*), con cicatrices erosivas de paleocanales en la base, niveles de gravas y cantos, arenas con estratificaciones cruzadas de surco y planar, y limos a techo; en ocasiones la secuencia está truncada por la secuencia posterior al nivel de las arenas, habiendo sido erosionados los limos y arcillas. Representan características secuencias de relleno de canal con abandono en ríos sencillos rectilíneos escasamente meandriformes; localmente se encuentran estructuras epsilon en los cuerpos de gravas y arenas correspondientes a pequeñas barras de meandro (*point-bars*) de escaso desarrollo lateral; otras veces, y fundamentalmente en los tramos bajos de las principales corrientes, se observan secuencias constituidas por arenas asociables a corrientes de múltiples canales entrelazados (tipo *braided*, modelo Saskatchewan).

Puntualmente han podido observarse secuencias en detalle características de otros elementos deposicionales, como abanicos de derrame (*crevasse splay*) y cordones arenosos (*sand ribbons*) intercalados entre los depósitos limosos de la llanura inundable, con características tendencias granocrecientes hacia techo (*coarsening upwards*).

En la arquitectura general del relleno aluvial predominan las facies de canal, si bien la escasa movilidad lateral de éstos hace que bajo la llanura inundable aumenten notablemente las facies correspondientes a este medio.

Los arroyos estacionales de carácter torrencial tienen asociados depósitos de fondo de barranco o vaguada, constituidos fundamentalmente por arenas, gravas y cantos, y en menor medida limos y arcillas; presentan característica laminación subhorizontal, tanto de alta energía (arenas gruesas) como de decantación (limos).

Los conos de deyección están constituidos igualmente por facies arenosas de carácter arcósico con intercalaciones de gravas (niveles canalizados) y limo-arcillosas en sus partes distales. En ocasiones sus facies estan articuladas mediante interdigitación con los depósitos fluviales de las terrazas y la llanura aluvial actual, o descansan sobre ellos, sin alcanzar espesores dignos de consideración.

13.2.4. LOS ABANICOS ALUVIALES Y CONOS DE DEYECCIÓN EN LA CHA

**** Morfografía de los abanicos aluviales y conos de deyección torrencial***

Existen dentro de la CHA diferentes zonas donde se presentan morfologías de cono de deyección, que a grandes rasgos podrían agruparse en cuatro conjuntos:

- Abanicos aluviales torrenciales del piedemonte serrano; se trata de amplios conos de deyección situados al pie de los principales relieves de la CHA (sierrra del Valle, sierra de la Paramera...), sobre las superficies del piedemonte u ocupando las márgenes de fosas y depresiones interiores. Destacan por su importante desarrollo espacial o potencia de sedimentos las siguientes agrupaciones:
    - Abanicos del margen septentrional de la depresión de Garganta del Villar, procedentes de los torrentes de la vertiente meridional de la sierra de La Serrota (ver apartado 13.2.3).

    - Abanicos de la margen izquierda del arroyo del Zapatero, procedentes de los torrentes de la vertiente meridional de la Sierra de la Paramera. Cuenta con un grupo de cinco grandes abanicos elongados (hasta 2 km desde el ápice al pie) y anchos (hasta 750 m), con escaso espesor de sedimentos (llegando incluso a aflorar el substrato en la bajada); se asocian a importantes deslizamientos en cabecera y torrentes de fuertes pendientes.

    - Abanicos del margen meridional del semigraben de El Burguillo, procedentes de los torrentes de la vertiente septentrional; ocupan el fondo de las gargantas allí donde se ensanchan en replanos y hombreras de las laderas, alcanzando longitudes próximas a los 2 km, aunque con anchuras no superiores a los 500 m; también se reconoce la existencia de varias fases de desarrollo, al menos tres, especialmente patentes en el abanico asociado a la confluencia entre la garganta del Royal y el arroyo del Espino.

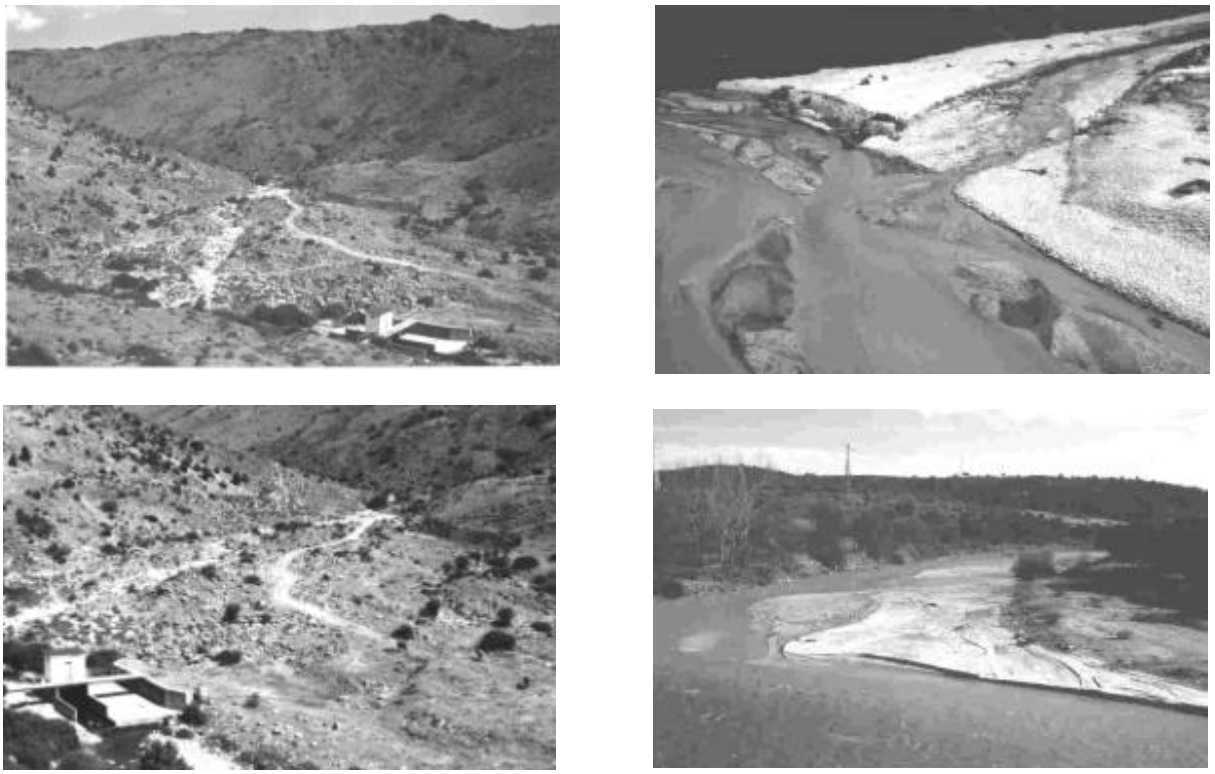
    - Abanicos de las márgenes de la depresión de San Martín de Valdeiglesias- El Tiemblo-Cebreros, sobre todo en su contacto con las estribaciones de La Paramera (Arrebatacapas) y en la entrada del arroyo de Tórtolas a la depresión; se trata de abanicos de planta regular (forma de sector circular) y desarrollo de unos 750 m (ápice-pie) por 500 m (anchura), en los que pueden reconocerse restos de una fase anterior de mayor desarrollo.

    - Abanicos de las márgenes de la depresión de Majada del Carrión, comprendiendo infinidad de pequeños conos, cuyo desarrollo es limitado por la escasa entidad de los relieves circundantes.

- Conos de deyección de confluencias en llanuras aluviales; corresponden a extensos conos de planta regular (en ocasiones ligeramente rotada aguas abajo) que forman parte de la llanura aluvial de los principales ríos allí donde confluyen con afluentes que arrastran importante carga de sedimentos. Destacan por su desarrollo los conos de la llanura izquierda del río Perales-Alberche en el tramo que recibe algunos tributarios por la margen izquierda: arroyo de Berciana, arroyo de Marzolva, arroyo de Valdejudíos, arroyo de Montrueque, arroyo de Quemada...

- Conos de deyección al pie de pequeños escarpes, principalmente saltos entre niveles de terraza inferiores; destacan los situados al pie de los escarpes de la margen derecha del sistema de terrazas Perales-Alberche, cuyos depósitos se sitúan sobre la llanura aluvial.

- Conos de deyección en desembocaduras y confluencias en gargantas, donde lo constreñido del valle y la escasa entidad del torrente que aporta materiales, junto con la reelaboración que produce la corriente principal, restringen notablemente su desarrollo, que rara vez supera el centenar de metros. Existen infinidad de ejemplos, entre los que cabe destacar el situado en la confluencia del arroyo del Tobar al río Aceña y el de la desembocadura del río Perales al río Alberche; algunos de ellos aparecen en fotografías de mediados de siglo totalmente desprovistos de vegetación y activos, como el situado en la unión del arroyo de la Umbría y el río Aceña (Foto 20; San Miguel de la Cámara y De Pedro, 1960).



Fotografías 13.22 a 13.25. Conos de deyección en la confluencia de corrientes: arroyo del Tobar al río Aceña (izquierda) y arroyo Grande al río Perales (derecha, en dos fechas diferentes).

**** FF.SS. de abanicos aluviales (conos de deyección torrencial)***

Son extraordinariamente heterogéneas, aunque con la característica seriación granulométrica entre depósitos groseros de zonas apicales y proximales (aglomerados de bloques y cantos grano- a matriz-sostenidos), y depósitos de zonas distales donde, debido al escaso desarrollo de los abanicos, las granulometrías son arenas y gravas. En realidad se encuentran íntimamente ligadas tanto genética como espacialmente con las FF.SS. torrenciales, con las que muchas veces se encuentran enlazadas; e incluso con FF.SS. periglaciares y gravitacionales, empalmando mediante interdigitación con derrubios de vertiente.

Se han diferenciado distintas generaciones de conos de deyección en las desembocaduras de los mayores complejos torrenciales (vertiente septentrional de la sierra del Valle y meridional de la sierra de La Paramera), pero la distinción es más cartográfica y dinámica que litológica, ya que las formaciones superficiales resultantes son semejantes; únicamente se diferencian en la tenue mayor granulometría, el mayor grado de consolidación y la presencia de ligeras tinciones por óxidos de hierro, para los más antiguos.

13.2.5. LOS CAUCES FLUVIALES Y SUS CANALES

Existen infinidad de morfologías y tipologías de cauces y canales en la CHA. A grandes rasgos, desde el punto de vista morfosedimentario, el río Alberche tiene un canal con patrón fuertemente controlado por la geología y geomorfología de sus valles: en su tramo alto (La Sierra) podría definirse como una corriente sencilla de patrón rectilíneo-quebrado, con carga de gravas y bloques, y fuerte pendiente longitudinal del talweg (río recto de carga grosera); mientras que su tramo bajo (El Llano) presenta un patrón recto pero ligeramente sinuoso y en ocasiones con múltiples hilos de corriente separados por barras medias longitudinales, con carga fundamentalmente arenosa, y moderada pendiente longitudinal (río entrelazado sinuoso de arenas; *braided* modelo Saskatchewan).

Otros ríos semejantes que emergen desde el Sistema Central hacia la cuenca del Tajo presentan patrones parecidos:

- El río Jarama es un río meandriforme de gravas (Arche, 1983; Garzón y Alonso, 1995), con sinuosidad media (1,51), que puede clasificarse como mixto entre entrelazado (*braided*) y meandriforme (Tipo 1 de Miall, 1985).

- El río Guadarrama pasa a lo largo de su recorrido de un río rectilíneo con tendencia *braided* a uno *braided* sinuoso (Garzón y Alonso, 1996), ambos de carga fundamentalmente arenosa con presencia de barras complejas, laterales y centrales.

Garzón y Alonso (1996) asocian el patrón *braided* de los ríos occidentales de la vertiente meridional del Sistema Central (Manzanares, Guadarrama, Alberche y Tiétar) a su procedencia desde áreas dominantemente graníticas y arcósicas. Los acarreos del canal son muy homogéneos, compuestos casi en su totalidad por carga de fondo (escasa en suspensión) de arenas, salvo una pequeña fracción de limos y localmente gravas. Este patrón entrelazado es especialmente patente en las fotografías de mediados de siglo, cuando las orillas estaban aún más deforestadas, como ocurría con el río Alberche a su paso por Escalona (Templado, Meseguer y Cantos, 1945).

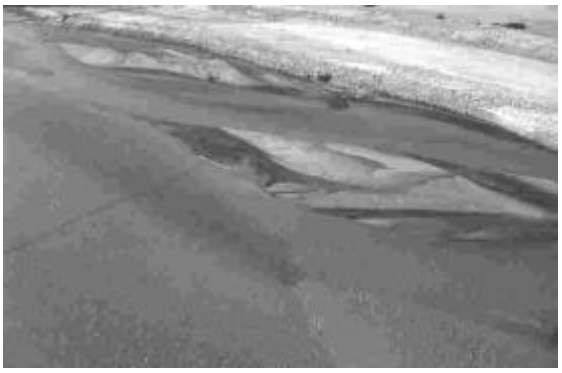
El cauce del río Alberche y la mayor parte de sus afluentes en los sectores serranos están constituidos únicamente por: un canal, raramente dividido en dos hilos de corriente por alguna barra media longitudinal de gravas y bloques (La Islona de Burgohondo y La Isla de Navaluenga); sendas barras laterales de gravas adosadas a ambas orillas, en ocasiones arenosas en orillas internas de curvas ("playas"), especialmente patentes en los ensanchamientos y confluencias; y dos bancos que separan el canal de una estrecha llanura de inundación, cuyos escarpes están culminados por depósitos arenosos, limo-arcillosos y barras estabilizadas de gravas y bloques. El canal circula sobre lechos de gravas y bloques, en ocasiones incidido en el propio substrato ígneo-metamórfico, con típicas morfologías de canales internos, acanaladuras, pozas (Charco del Negrito y Charco del Cura) y cascadas, y marmitas de gigante (Los Hoyones, Santa Cruz de Pinares).

Localmente se pueden observar trazados meandriformes altamente sinuosos (S =1,86), como el propio río Alberche en la llanura aluvial de Garganta del Villar, con infinidad de meandros abandonados por estrangulamiento (*neck cut-off*) o avulsiones; corresponden a tramos donde se verifican importantes descensos de la pendiente longitudinal, en dicho caso por la llegada a una depresión intermontana. En ocasiones, varios hilos de corriente pueden ser funcionales simultáneamente (paraje de Entrambosríos), adoptando patrones anastomosados. Una interesante interpretación de este hecho, frecuente en las cabeceras serranas de muchos arroyos, es ofrecida por San Miguel de la Cámara y De Pedro (1960): los cursos meandriformes de las cabeceras se deberían al "concurso de matas de ciperáceas (género *Scirpus*), que germinan a los lados del curso de agua, detienen los productos arrastrados por estas y permiten más tarde la invasión de otras plantas pratenses desviando al mismo tiempo el curso del arroyo".



Fotografía 13.26. Trazado meandriforme del río Alberche cerca de su nacimiento, al atravesar una nava.

En el llano, los bancos de orilla son mas inestables, las granulometrías menores y existe una mayor complejidad en la tipología y disposición de las barras; en general son barras complejas de morfología linguoide y crestas planas, sobre las que se movilizan megadunas y rizaduras de cresta ondulada. Las barras en ocasiones se presentan estabilizadas y vegetadas, estando emergidas salvo en eventos excepcionales de crecida, y recibiendo el topónimo de "islas": del Santo, Redonda, del Rincón, etc. La escasa profundidad (*braided* arenoso somero) hace que varias de las barras longitudinales (laterales y centrales) estén separadas únicamente por estrechos hilos de corriente, permitiendo la existencia de vados, o pasos por donde se puede vadear (cruzar andando) el río durante estiajes: de Villarta, de Hormigos, de los Morales, de la Granja, Salmoroso, Marigarcía, y de la Portillera.





Fotografías 13.27 y 13.28. Barras arenosas en los cauces: longitudinales laterales en el río Perales cerca de Aldea del Fresno, y longitudinales medias en el río Alberche en el puente de La Pedrera.

A su vez, la presencia de curvas de meandro en determinados sectores (El Santo en Aldea del Fresno y Cebolletas en Nombela) crea nuevos elementos morfológicos en el cauce: meandros abandonados por acortamiento (*chute cut-off*) en sectores de fuerte apuntamiento (Isla Redonda-El Santo); lagunas semilunares o galachos (*oxbow lakes*, como el lago del Santo) correspondientes a antiguas posiciones del canal, con el característico relleno limo-arcilloso; barras de meandro (*point bars*) con surcos (*chute*) y crestas (*scroll*); barras de surco (*chute bars*) y sus correspondientes desembocaduras (*delta chutes*); canales secundarios de desbordamiento y bandas arenosas (*sand ribbons*); abanicos de desbordamiento y lóbulos de derrame (*crevasse splay*), etc. Estas estructuras eran mucho más abundantes y funcionales cuando la llanura se encontraba menos vegetada y los caudales escasamente regulados, como puede apreciarse en las fotografías de mediados de siglo (Fig. 4; Gálvez-Cañero y Jordana, 1950).

La llanura de inundación presenta una anchura y forma variable, estando separada de los escarpes del valle excavado en el substrato o de los primeros niveles de terraza mediante un cambio de pendiente, no siempre neto al encontrarse cubierto por depósitos coluvionales (derrumbes) y aluviales (conos de deyección); por ello, cerca de las márgenes, presenta característicos perfiles de *glacis-terraza* por coalescencia de conos de deyección laterales.

13.2.6. FORMAS ELEMENTALES EN VERTIENTES

Existe una amplia variedad de morfologías de vertiente asociadas a la escorrentía superficial no canalizada o a la fase canalizada incipiente.

La fase no canalizada de la escorrentía superficial genera en las vertientes pequeñas acanaladuras (*rills*) y surcos (*braids*), con alta variabilidad. El rebajamiento de la ladera por erosión que producen genera, en presencia de obstáculos que hacen diverger la corriente o aglutinan el material de la ladera, la aparición de morfologías de pedestal.



Fotografía 13.29. Efecto pedestal por rebajamiento erosivo de la ladera, excepto en el sector protegido por el follaje y desarrollo radicular de un arbusto. Calalberche.

Las morfologías erosivas de incisión de la red fluvial canalizada incipiente, generando relieves acarcavados de tipo *badland*, se forman en los escarpes entre los replanos del sistema de *glacis*-vertientes, o en las laderas de los valles principales, sobre los materiales detríticos no cementados paleógenos y neógenos. Presentan los característicos elementos morfológicos: cabecera torrencial delimitada por un escarpe neto en retroceso por fenómenos gravitacionales y procesos de sufusión (*piping*); una red dendrítica-pinnada de cárcavas con régimen torrencial (*gullies*), perfil transversal en V por la fuerte incisión vertical, e importantes pendientes longitudinales; y un depósito areno-arcilloso en el lecho de los canales principales o en su desembocadura a zonas de menor pendiente o más amplias. Las divisorias afiladas entre las cárcavas presentan algunos microrelieves residuales asociados a posiciones alejadas del encajamiento, litologías de mayor resistencia a la erosión (por cementación, compactación, etc.), o elementos de protección (bloques rocosos) frente a la erosión pluvial; cuando alcanzan dimensiones considerables, constituyen chimeneas de hadas (*dames coiffées*, damas con toca).

14. HIDROLOGÍA FLUVIAL

A pesar del aprovechamiento ancestral de los recursos hídricos que ha tenido lugar en la CHA, existe un desconocimiento generalizado sobre el régimen hidrológico del río Alberche y sus afluentes. La única fuente de información procede de las estadísticas oficiales facilitadas por la Confederación Hidrográfica del Tajo (Comisaría de Aguas), las empresas que explotan los principales embalses (Unión Fenosa), y estudios puntuales vinculados con proyectos de aprovechamiento.

Se podría afirmar que el principal curso de la cuenca, el río Alberche, es una corriente de flujo superficial permanente en régimen natural; tan sólo se han registrado cortos periodos de sequía hidrológica en los que se ha producido su estiaje completo (verano de 1995 en Navaluenga), aunque con notable influencia de los aprovechamientos antrópicos aguas arriba. No ocurre lo mismo con sus principales afluentes, los ríos Cofio y Perales, que a pesar de su denominación (río = "*corriente de agua continua...*"), han sufrido importantes estiajes asociados a su elevada torrencialidad natural.

A la vista de los datos de aportaciones anuales recogidos en las estaciones de aforo situadas en la cuenca (Tabla 14.1), los caudales medios del río Alberche y sus afluentes presentan fuertes varianzas, dando idea de la elevada variabilidad interanual (Tabla 14.2).

Tabla 14.1. Estaciones de aforo con datos de aportaciones anuales situadas en la CHA, y controladas por la Comisaría de Aguas de la CHT. E= embalse; P = precipitación anual media estimada para la cuenca drenante (mm); A_V = aportación total expresada en volumen (hm^3).

INDICATIVO	SITUACIÓN		CUENCA DRENANTE (km^2)	AÑO COMIENZO	AÑO FINAL	NÚMERO DE DATOS	
	CORRIENTE	MUNICIPIO				P	A_v
03021	Aº de la Hiedra	El Tiemblo	-	1911/12	1914/15	-	-
03022	Río Alberche	Aldea del Fresno	-	1914/15	1931/32	-	2
03110	Río Alberche	Hoyocasero	-	1934/35	1935/36	-	-
03111	Río Alberche	El Burguillo (E)	1050	1941/42	1985/86	18	43
03112	Río Alberche	San Juan (E)	1911	1934/35	1985/86	18	37
03113	Río Alberche	Las Picadas (E)	2008	1964/65	1985/86	15	22
03114	Río Alberche	C. del Cura (E)	1055	1965/66	1985/86	15	21
03115	Río Alberche	Cazalegas (E)	3993	1955/56	1985/86	19	31
03116	Aº Manzano	Los Morales	-	-	-	-	-
03180	Río Cofio	S.M. Valdeigl.	629	1962/63	1981/82	-	-
03183	Río Alberche	Escalona	3102	1969/70	1988/89	20	11
03198	Río Perales	Villamantilla	260	1968/69	1988/89	21	15
03228	Río Aceña	Peguerinos	56	1973/74	1988/89	16	9
03231	Río Alberche	Navaluenga	698	1973/74	1991/92	17	13





Fotografías 14.1 y 14.2. Estación de aforos de Navaluenga (indicativo 03231), con la caseta que contiene el registro y las poleas del cable soporte del molinete (izquierda), y soporte del limnímetro (derecha).

Tabla 14.2. Datos de aportaciones anuales, caudales y precipitaciones anuales de las estaciones de aforo situadas en la CHA, y controladas por la Comisaría de Aguas de la CHT. A_P= aportación específica en forma de precipitación (mm); A_V = aportación total expresada en volumen (hm^3).

INDICATIVO DE LA ESTACIÓN	APORTACIONES MEDIAS ANUALES		CAUDAL			PRECIPITACIÓN ANUAL	
	A_V (hm^3)	A_P (mm)	MEDIO (m^3/s)	VARIANZA (m^3/s)	ESPECÍFICO (l /s / km^2)	MEDIA (mm)	MÁXIMA (mm)
03111	406,6	387	12,9	40,0	12,3	955	1361
03112	585,0	306	18,6	82,7	9,7	867	1295
03113	510,2	254	16,2	53,2	8,1	813	1105
03114	368,9	350	11,7	23,2	11,1	950	1354
03115	711,9	178	22,6	246,0	5,7	706	965
03183	553,5	178	17,6	76,0	5,7	678	937
03198	17,2	66	0,5	0,2	2,1	554	900
03228	17,6	314	0,6	0,0	10,0	841	1200
03231	277,9	398	8,8	33,0	12,6	995	1882

Como es característico, el caudal medio del río Alberche aumenta aguas abajo (Navaluenga 8,8 → El Burguillo 12,9 → Charco del Cura 11,7 → San Juan 18,6 → Las Picadas 16,2 → Escalona 17,6 → Cazalegas 22,6), con la excepción de los dos embalses de baja capacidad que actúan de contrapresas sin aportaciones adicionales significativas (Charco del Cura y Las Picadas). Este aumento del caudal medio va acompañado de un incremento de la varianza asociada, en todo caso elevada, que pasa de 33,0 en Navaluenga a 246,0 en Cazalegas. De ser ciertos los datos estimados de aportaciones subterráneas al río Alberche (36 hm^3/a), el caudal base del río sería de 1,14 m^3/s.

También se produce el clásico descenso en los caudales específicos (Navaluenga 12,6 → El Burguillo 12,3 → Charco del Cura 11,1 → San Juan 9,7 → Las Picadas 8,1 → Escalona 5,7 → Cazalegas 5,7), debido al alejamiento de las áreas de cabecera donde se generan la mayor parte de las precipitaciones, a la vez que aumenta geométricamente el tamaño de la cuenca drenante; una vez más, el dato del río Aceña en Peguerinos (10,0 l/s/km^2) se ajusta a su equivalente en la cuenca del Alberche (desemboca entre el Charco del Cura y San Juan), y el río Perales en Villamantilla llega a un extremo de la situación en el llano (2,1 l/s/km^2). Todos estos valores

están en los mismos órdenes de magnitud de otras corrientes fluviales peninsulares (García Ruiz y Martín, 1992): río Aragón en Jaca 34,3 l/s/km^2; río Ebro en Mendavia 11,2 l/s/km^2; río Duero en San Esteban de Gormaz 4,3 l/s/km^2; río Añamaza en Dévanos 2,07 l/s/km^2.

La relación entre la precipitación anual media de la cuenca drenante a cada estación (calculada desde datos meteorológicos) y la aportación específica (mm/m^2) registrada en la red de aforos, aunque no permite calcular exactamente coeficientes de escorrentía (al no partir de datos en régimen natural), sí que permite obtener una ratio de emisión hídrica de la cuenca. Los valores de esta ratio para las diferentes estaciones consideradas se recogen en la Tabla 14.3.

Tabla 14.3. Ratio entre la precipitación anual media de la cuenca drenante y la aportación específica medida desde los datos de aforo.

INDICATIVO DE LA ESTACIÓN	PRECIPITACIÓN ANUAL (mm)		APORTACIÓN ESPECÍFICA (mm)		RATIO Aportación/Precipitación	
	MEDIA	MAXIMA	MEDIA	MAXIMA	MEDIA	MÁXIMA
03111	955	1361	387	781	0,405	0,574
03112	867	1295	306	632	0,353	0,488
03113	813	1105	254	492	0,312	0,445
03114	950	1354	350	637	0,368	0,470
03115	706	965	178	498	0,252	0,516
03183	678	937	178	319	0,262	0,340
03198	554	900	66	135	0,119	0,150
03228	841	1200	314	481	0,373	0,401
03231	995	1882	398	861	0,400	0,457

La evolución aguas abajo en el río Alberche muestra un descenso generalizado de la ratio media (Navaluenga 0,400 → El Burguillo 0,405 → Charco del Cura 0,368 → San Juan 0,353 → Las Picadas 0,312 → Escalona 0,262 → Cazalegas 0,252) como respuesta a los aprovechamientos, al carácter cuasi-impermeable de la cuenca alta y la presencia de litologías, pendientes, suelos y cubiertas vegetales con mayor capacidad de infiltración en los tramos bajos. Los valores correspondientes al río Aceña en Peguerinos (0,373) y al río Perales en Villamantilla (0,119) son próximos a sus equivalentes en el río Alberche, Charco del Cura y Cazalegas respectivamente.

Las estimaciones realizadas hasta la desembocadura del río Alberche hacen ascender las aportaciones medias anuales en régimen natural a 819,5 hm^3, por lo que el caudal medio aportado al río Tajo sería de unos 26 m^3/s. El plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997), a partir de series de aportaciones mensuales, deducidas desde las series de precipitaciones con calibrado de 10 días y en base a las series foronómicas del periodo 1940/41 a 1992/93, estima las aportaciones totales medias en régimen natural de la cuenca del Tajo completa en 12.230 hm^3/año; de ellos, los recursos subterráneos renovables serían del orden de 1.539 hm^3/año. Ello significa que las aportaciones de la CHA suponen un 7,7 % de la escorrentía superficial de la cuenca del Tajo.

La citada variabilidad interanual de las aportaciones y caudales medios se complementa con una alta irregularidad intraanual del régimen (Tabla 14.4)

Tabla 14.4. Caudales medios mensuales de las estaciones de aforo situadas en la CHA, y controladas por la Comisaría de Aguas de la CHT.

INDICATIVO	CAUDALES MEDIOS MENSUALES (m^3/s)											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
03111	7,3	12,9	15,6	16,9	16,5	22,0	18,7	15,2	10,0	8,3	8,1	6,7
03112	11,8	17,7	21,4	28,4	31,4	34,1	21,8	16,2	14,2	12,9	12,4	11,4
03113	11,0	14,4	13,7	20,8	25,0	24,1	17,5	15,0	15,0	14,2	14,3	12,0
03114	8,1	9,5	9,2	13,0	15,1	16,4	12,5	11,7	12,3	12,2	13,0	9,4
03115	11,3	20,7	26,7	41,9	44,6	44,6	25,1	16,2	13,6	10,4	10,1	9,6
03183	10,6	11,0	12,8	26,6	29,7	26,9	19,6	14,6	14,9	12,3	11,2	9,0
03198	0,2	0,3	0,6	1,3	1,3	1,0	0,6	0,7	0,6	0,1	0,1	0,1
03228	0,1	0,3	0,5	0,8	1,1	1,0	0,9	0,7	0,5	0,1	0,0	0,0
03231	3,7	13,0	17,6	13,0	12,8	11,2	12,1	8,1	3,7	2,0	0,8	0,9

Los gráficos de regímenes fluviales (Figura 14.1) muestran muy distintas disposiciones, tanto entre las diferentes corrientes, como en una misma corriente a lo largo de su recorrido. Básicamente presentan carácter unimodal, con el máximo entre los meses de marzo (El Burguillo, Charco del Cura, San Juan) y febrero (Picadas, Escalona, Cazalegas y Peguerinos); tan sólo estaciones aisladas presentan los picos en diciembre (Navaluenga) y enero (Villamantilla). Algunos de los gráficos muestran además modas secundarias (Navaluenga en abril; Charco del Cura en agosto; Villamantilla en mayo) o mesetas (tramos uniformes de dos o más meses; Charco del Cura, Picadas y Cazalegas).

Comparando estos gráficos con los patrones característicos de los diferentes regímenes fluviales podrían distinguirse varios tipos dentro de la CHA:

- Régimen mixto entre pluvial-oceánico y pluvio-nival; cuyo máximo valor del módulo coincide con el máximo de las precipitaciones en forma de lluvia (noviembre-diciembre), con un pico secundario por la fusión primaveral de la nieve (abril), y sensible estiaje estival (de mayo a octubre, con un mínimo en agosto-septiembre). Corresponde al río Alberche en Navaluenga.
- Régimen mixto entre pluvio-nival y nivo-pluvial; valores moderados del módulo durante los meses otoñales e invernales, máximo asociado a la combinación de lluvias invernales y primaverales con la fusión nival temprana (febrero-marzo), y marcado estiaje desde primavera al otoño (de abril a noviembre, con un mínimo entre julio y octubre). Corresponde al río Alberche en El Burguillo, San Juan, Escalona y Cazalegas. Aguas abajo se acrecienta el papel pluvial frente al carácter nival, por lo que en Escalona adquiere forma de campana y en Cazalegas existe una meseta en el máximo.
- Régimen nivo-pluvial; valores moderados del módulo durante los meses invernales, máximo asociado a la progresiva fusión nival durante toda la primavera (hasta junio el módulo supera el valor de 1), y fuerte sequía estival. Corresponde al río Aceña en Peguerinos.
- Régimen pluvial mediterráneo; valores elevados durante las lluvias invernales (enero-febrero) y las tormentas de la transición primavera-verano (mayo-junio), con mínimos estivales (julio-septiembre). Corresponde al río Perales en Villamantilla.

Figura 14.1. Gráficos de regímenes fluviales, mostrando la variación mensual del módulo relativo para los datos de caudales de las estaciones de la CHA: a) individualizados.

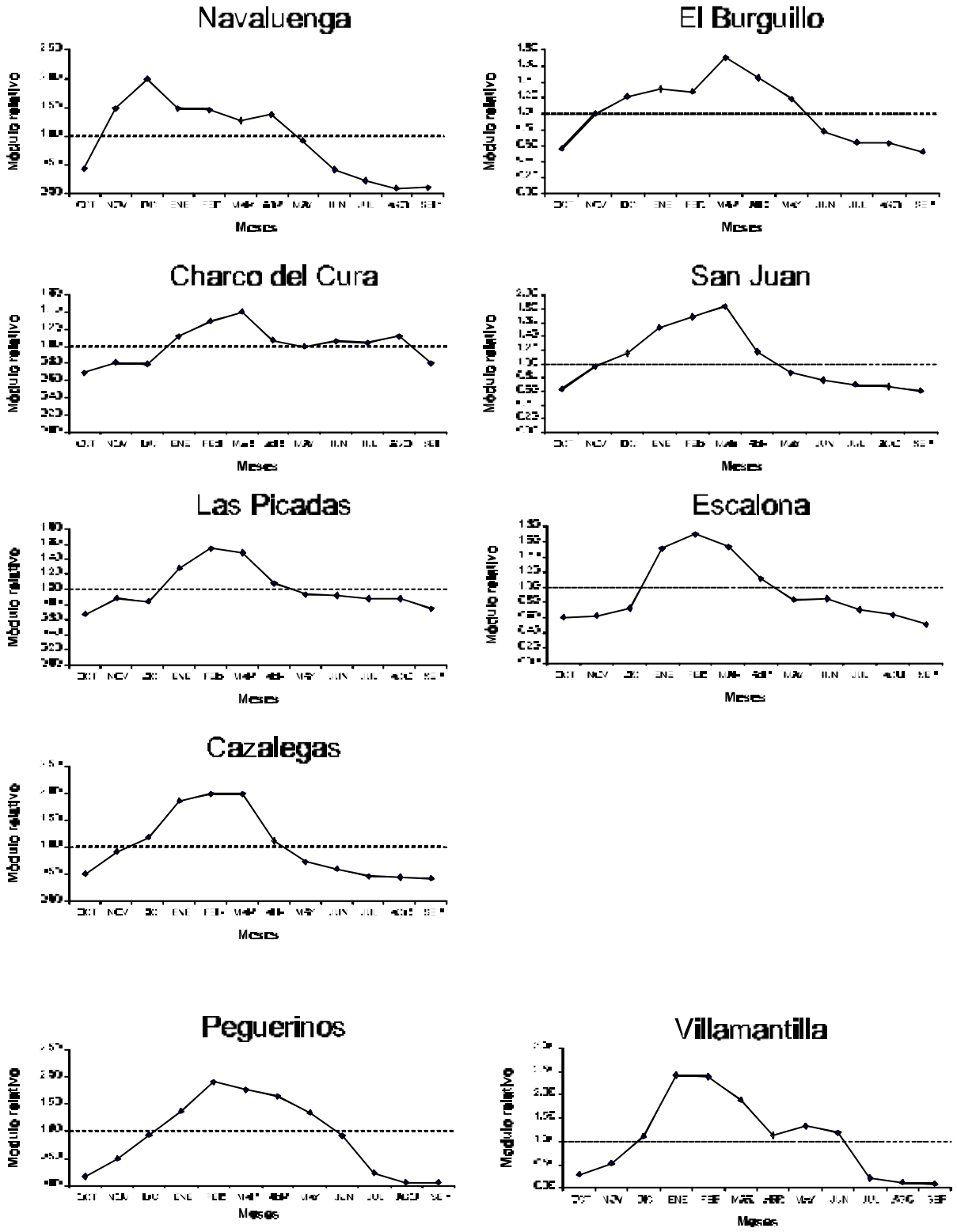
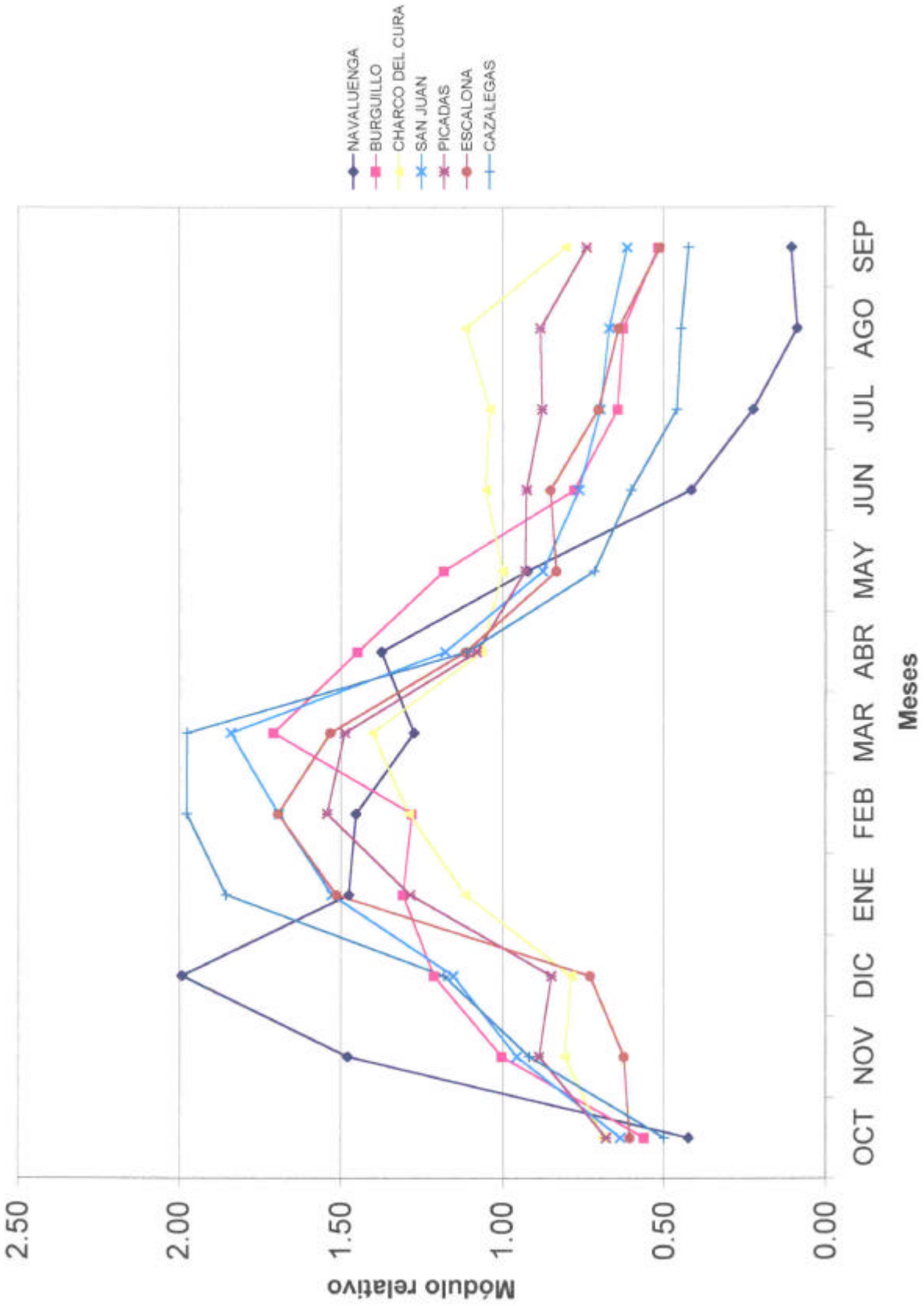


Figura 14.1 (continuación). Gráficos de regímenes fluviales, mostrando la variación mensual del módulo relativo para los datos de caudales de las estaciones de la CHA: b) superpuestos.



- Régimen complejo de control antrópico; combinación del régimen natural (mixto pluvial-nival y nivo-pluvial) con la regulación artificial del sistema de aprovechamiento (desembalses), que genera una meseta de valores uniformes durante todo el verano-otoño (abril-septiembre), sin que se deje sentir el estiaje. Corresponde al río Alberche en Charco del Cura y Las Picadas.

Esta asignación tiene correspondencia estadística con los valores de la desviación estándar de los módulos relativos mensuales: los regímenes complejos regulados se corresponden a desviaciones menores de 0,3 (baja variabilidad); los mixtos pluvio-nival y nivo-pluvial a desviaciones en torno a 0,4 (con la excepción de Cazalegas 0,6); y los pluviales y nivo-pluviales son los de mayor variabilidad (desviación mayor de 0,7).

Así pues, el rasgo definitorio de la hidrología superficial del río Alberche es un régimen con fuerte irregularidad temporal, manifestada principalmente por periodos de crecidas y avenidas. De ahí que el análisis de estos eventos centre el estudio hidrológico de la CHA.





Fotografías 14.3 y 14.4. Aspecto del cauce del río Alberche a su paso por Navaluenga (Ávila) durante el estiaje absoluto del verano-otoño de 1995.

CRECIDAS Y AVENIDAS

" Diluvió por espacio de cuarenta días sobre la tierra, y las aguas, siempre en crecida, levantaron en lo alto el arca, que flotaba sobre las aguas"

Génesis, 7, 17 (La Biblia)



Fotografía 14.5. Placa nominativa de una calle en la urbanización Fuente Romero (Hormigos, Toledo).

Las corrientes fluviales presentan eventos temporales en los que precisan evacuar, por un punto o tramo, cantidades de agua superiores a los caudales habituales. Estos eventos son denominados comúnmente **crecidas** (del latín *crescere*, "empezar a crecer o aumentar") o **avenidas** (del latín *advenire*, "venir o ir hacia"); localmente reciben otros nombres, como: riadas, torrentes, trombas, ramblazos o arriadas de invierno.

Los términos crecida y avenida, lejos de ser sinónimos como en ocasiones son citados, presentan unas connotaciones etimológicas de especial importancia, y que deberían condicionar su utilización para diferentes fenómenos según su génesis y tipología: una crecida conlleva un aumento progresivo del nivel del agua desde estados inicialmente bajos, como indica la partícula incoativa "*sc*" incluida en la raíz latina; por su parte, una avenida debe tener su origen en un lugar distinto al que se constatan sus efectos (significado derivado de la partícula *ad*, "hacia"). De esta forma, una crecida puede ser también una avenida cuando su origen es una corriente fluvial y procede de aguas arriba; una crecida puede no ser una avenida cuando su causa es, por ejemplo, la precipitación y acumulación *in situ* (fase de encharcamiento); y una avenida puede no ser una crecida si es de tipo instantáneo o relámpago (*flash flood*), ya que el nivel de agua no crece progresiva sino repentinamente.

La vinculación entre las crecidas y la configuración geomorfológica de la cuenca en que se producen, es doble: por un lado las variables morfométricas de la cuenca (forma, pendientes, disposición de los cauces, etc.) influyen notablemente en las características de las avenidas que en ella se generan; de otro, las propias crecidas modifican la disposición de los elementos geomorfológicos, fundamentalmente en los cauces y sus riberas. Además cabría señalar como aportación adicional de los estudios geomorfológicos en este campo, la detección y caracterización de niveles de agua durante paleoinundaciones, tan útiles en la mejora del análisis estadístico de caudales.

Respecto al primero de los aspectos y a escala de cuenca, la aparición de las denominadas teorías geomorfológicas dieron significado físico al hidrograma unitario (Marco, 1996). De un lado, Horton, Strahler, y otros enunciaron a mediados de este siglo una serie de leyes morfométricas con sentido hidrológico para las redes fluviales; en las últimas décadas, el hidrograma unitario geomorfológico (Rodríguez Iturbe y Valdés, 1979) o geomorfoclimático interpretan el hidrograma como la distribución de probabilidad de tiempos de viaje de una gota que cae al azar sobre un punto de la cuenca, con lo que permite su explicación física. Finalmente, Rosso (1984) estableció la relación entre la cascada de embalses lineales o hidrograma unitario de Nash y las teorías morfométricas.

En lo que se refiere al segundo aspecto, las crecidas y avenidas suponen importantes modificaciones geomórficas en el sistema fluvial, que debe reajustar sus parámetros a las nuevas condiciones dinámicas. Es por ello, que su estudio y caracterización revierte un especial interés a la hora de comprender en profundidad algunos de los procesos exógenos más activos dentro de la CHA, en el marco de la evolución actual del relieve.

Así pues, cuatro son los grandes grupos de estudios que, desde un punto de vista geocientífico, pueden realizarse sobre las crecidas fluviales:

1) Análisis hidrológico de la génesis y magnitud de las crecidas ordinarias registradas instrumentalmente (estaciones de aforo o meteorológicas).
2) Investigaciones sobre crecidas acontecidas fuera del registro ordinario de caudales y precipitaciones, esto es, en el período histórico o geológico (Paleohidrología).
3) La caracterización de las consecuencias geológico-geomorfológicas de la circulación y almacenamiento de esos caudales en la corriente fluvial.
4) Caracterización meteorológica y geológico-geomorfológica de avenidas repentinas de características extraordinarias, o avenidas relámpago (*flash flood*).

Serán precisamente estos cuatro apartados los que se estudien a continuación para la CHA, empleando muy diferentes métodos de análisis estadístico, hidrológico, hidráulico y geomorfológico.

14.1. ANÁLISIS HIDROLÓGICO

14.1.1. CÁLCULO HIDROMETEOROLÓGICO DE CAUDALES DE AVENIDA PARA LA CHA EN RÉGIMEN NATURAL

Las precipitaciones intensas o prolongadas son la causa más común de los eventos de crecida en las corrientes fluviales de nuestras latitudes. En el caso de las corrientes de la CHA, no ha existido ninguna avenida que se relacione con alguna de las restantes causas habitualmente referidas en la bibliografía (rotura de represamientos naturales, fusión de hielo glaciar, etc.), ni se dan las circunstancias precisas para que se produzcan en el futuro.

Los métodos hidrometeorológicos se basan en la simulación del proceso precipitación-escorrentía con modelos determinísticos partiendo de los datos pluviométricos. Modelos que pueden ser conceptuales de balance continuo de humedad (con parámetros agregados o distribuidos), o discretos que consideren únicamente la parte de precipitación que provoca escorrentía superficial (Ferrer, 1993). Mediante estos últimos, más sencillos y flexibles, se pretende: estimar estadísticamente la avenida máxima probable (*PMF*) desde la precipitación máxima probable (*PMP*), habitualmente utilizado en los EE.UU. de Norteamérica (USBR, 1989); obtener los caudales punta esperados (método racional); o reconstruir el hidrograma completo mediante las metodologías basadas en el hidrograma unitario.

Estos dos últimos fines son los que más se aproximan al análisis hidrológico de interés en Geomorfología Fluvial, por lo que se han utilizado el método racional y el hidrograma unitario en el cálculo hidrometeorológico de caudales de crecida esperados en circulación por la cuenca hidrográfica del río Alberche. En concreto, se tratarán de generar tres sencillos modelos hidrológicos para sectores de la cuenca: uno agregado aplicado a la cuenca hidrográfica del Alberche en su totalidad (CHA); un segundo también agregado para la subcuenca del embalse de El Burguillo (SEB), único sector que permanece en régimen natural; y un tercero semidistribuido para el conjunto de subcuencas e intercuencas drenantes a dicho embalse.

La aplicación de los métodos hidrometeorológicos a la estimación de caudales de crecida tiene dos grandes fases: estimación de parámetros hidrológicos necesarios para el modelo, fundamentalmente derivados del estudio de las precipitaciones y las características de la cuenca; y simulación con unas determinadas condiciones de precipitación para la obtención de las avenidas de diseño.

** Antecedentes en el cálculo hidrometeorológico de caudales en la CHA*

Dentro del estudio realizado para la elaboración de mapas de riesgos potenciales confeccionado por la Comisión Técnica de Emergencia por Inundaciones- CTEI (DGPC y DGOH, 1985b), se calcularon los caudales específicos en función de la superficie de cada una de las subcuencas mediante la metodología empírica propuesta por R. Heras (1983); los resultados para las corrientes de la CHA se recogen en la Tabla 14.5.

Tabla 14.5. Cuantiles de caudales máximos (m^3/s) calculados por el método de caudales específicos en función de la superficie de la subcuenca (Heras, 1983), según las estimaciones de riesgos potenciales (DGPC y DGOH, 1985).

SUBCUENCA CONSIDERADA	PERIODO DE RETORNO (años)			
	10	50	100	500
Río Alberche hasta confluencia con el Cofio	750	1030	1152	1545
Río Cofio	470	640	800	1020
Río Alberche hasta confluencia con el Perales	430	640	750	940
Río Alberche + Río Perales	1055	1210	1622	2059
Río Perales	430	640	750	940
Río Alberche completo	1415	1870	2080	2530

En el año 1987, la Comisaría de Aguas de la CHT encargó a la empresa Proyecto y Control, S.A. la redacción de un estudio para la delimitación de zonas inundables del río Tajo en Talavera de la Reina (MOPU, 1987). El objetivo del mismo era la determinación de máximas avenidas con periodos de recurrencia de 10, 25, 50, 100 y 500 años, así como la delimitación de la zona de dominio público.

Dentro del estudio hidrológico por subcuencas drenantes al Tajo hasta ese punto antes citado, se considera la CHA; utilizando fórmulas empíricas se obtuvieron para ella unos cuantiles recogidos en la Tabla 14.6. Mediante métodos hidrometeorológicos basados en el hidrograma unitario (HEC-1) se simularon las dos últimas avenidas históricas para el río Alberche completo (enero 1970 y febrero-marzo 1978) y se calcularon los cuantiles para dos puntos de la cuenca y diferentes supuestos de laminación en embalses mediante el método de Muskingum (Tabla 14.7).

Tabla 14.6. Cuantiles de precipitación máxima diaria (P, mm/d) y caudales máximos (Q, m^3/s) obtenidos para distintos periodos de retorno (T, años) mediante fórmulas empíricas para la cuenca hidrográfica del río Alberche (MOPU, 1987).

T	Q	P
10	212	84
25	347	97
50	452	107
100	592	117
500	931	140

Tabla 14.7. Cuantiles de caudal (m^3/s) correspondientes al cálculo hidrometeorológico mediante hidrograma unitario para la subcuenca del río Alberche hasta el embalse de San Juan (sin suponer laminación) y la subcuenca de ese mismo río hasta el embalse de Cazalegas (MOPU, 1987).

SUBCUENCA	PERIODO DE RETORNO				
	10	**25**	**50**	**100**	**500**
Río Alberche hasta San Juan	432	630	787	936	1356
Río Alberche hasta Cazalegas	441	562	665	794	1101

Entre los trabajos puntuales de estudio de la peligrosidad de inundaciones, destaca el realizado por Antón (1999) para la estimación del área y altura de la inundación máxima ordinaria y de 500 años del arroyo Quijorna en las inmediaciones de la Unidad de Edificación (UE) 19 "El Llano" y la UE 4. Dicho trabajo, encargado por los promotores urbanísticos, emplea para el cálculo hidrometeorológico de caudales la instrucción de drenaje superficial (DGC, 1990; método racional modificado), y realiza las reconstrucciones hidráulicas mediante la ecuación de Manning-Stricker.

Recientemente, y con la finalidad de dimensionar la canalización del arroyo de la Gaznata a su paso por El Herradón, la Confederación Hidrográfica del Tajo ha realizado un estudio hidrológico de la cuenca y afluentes de dicho arroyo empleando métodos hidrometeorológicos ante la falta de datos de aforos (CHT, 1999). Se consideran los cuantiles correspondientes a periodos de retorno de 10, 25, 50, 100 y 500 años , los caudales máximos de 22,85, 36,97, 48,68, 61,62 y 94,95 m^3/s, respectivamente.

**** Análisis y tratamiento de los datos pluviométricos***

Al simular el proceso precipitación-escorrentía en los métodos hidrometeorológicos, la magnitud y distribución temporal de la precipitación debe ser valorada para precisar su importancia y trasladar su cuantificación a términos de frecuencia.

- Recolección de los datos de precipitación

Los datos meteorológicos de naturaleza pluviométrica presentan en las cuencas peninsulares mayor densidad (estaciones por unidad areal) y longitud en sus series, que los datos foronómicos; esta circunstancia supone una ventaja para el uso de los métodos hidrometeorológicos frente al análisis estadístico de caudales.

El presente estudio parte de la recolección de los datos pluviométricos suministrados por la Red Nacional de Estaciones Meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología. Dentro de la CHA se sitúan 57 estaciones, de las cuales la totalidad tiene registro pluviométrico y tan sólo 29 presentan además termométrico; de las primeras, 33 contienen series con más de 10 años para la pluviometría. Respecto a las zonas próximas a la cuenca (estaciones de cobertura), se localizan un total de 19 estaciones, 14 termo-pluviométricas (entre ellas dos completas, El Escorial y Ávila), de las que 15 tienen registros pluviométricos con más de 10 años.

Entre todas ellas, se seleccionaron las 48 estaciones con series pluviométricas superiores a 10 años, a las que se añadieron dos estaciones (Charco del Cura y Cebreros) que, a pesar de presentar series cortas, podrían considerarse de especial interés por su situación (Tabla 14.8; Figura 14.2).

Figura 14.2. Situación de las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis y tratamiento de los datos pluviométricos para el cálculo hidrometeorológico de caudales de avenida en la CHA. Cada estación tiene un número correspondiente al indicativo y otro entre paréntesis con el número de datos disponibles. Englobados mediante una línea pueden distinguirse los 12 grupos homogéneos de estaciones delimitados para el completado de las series.

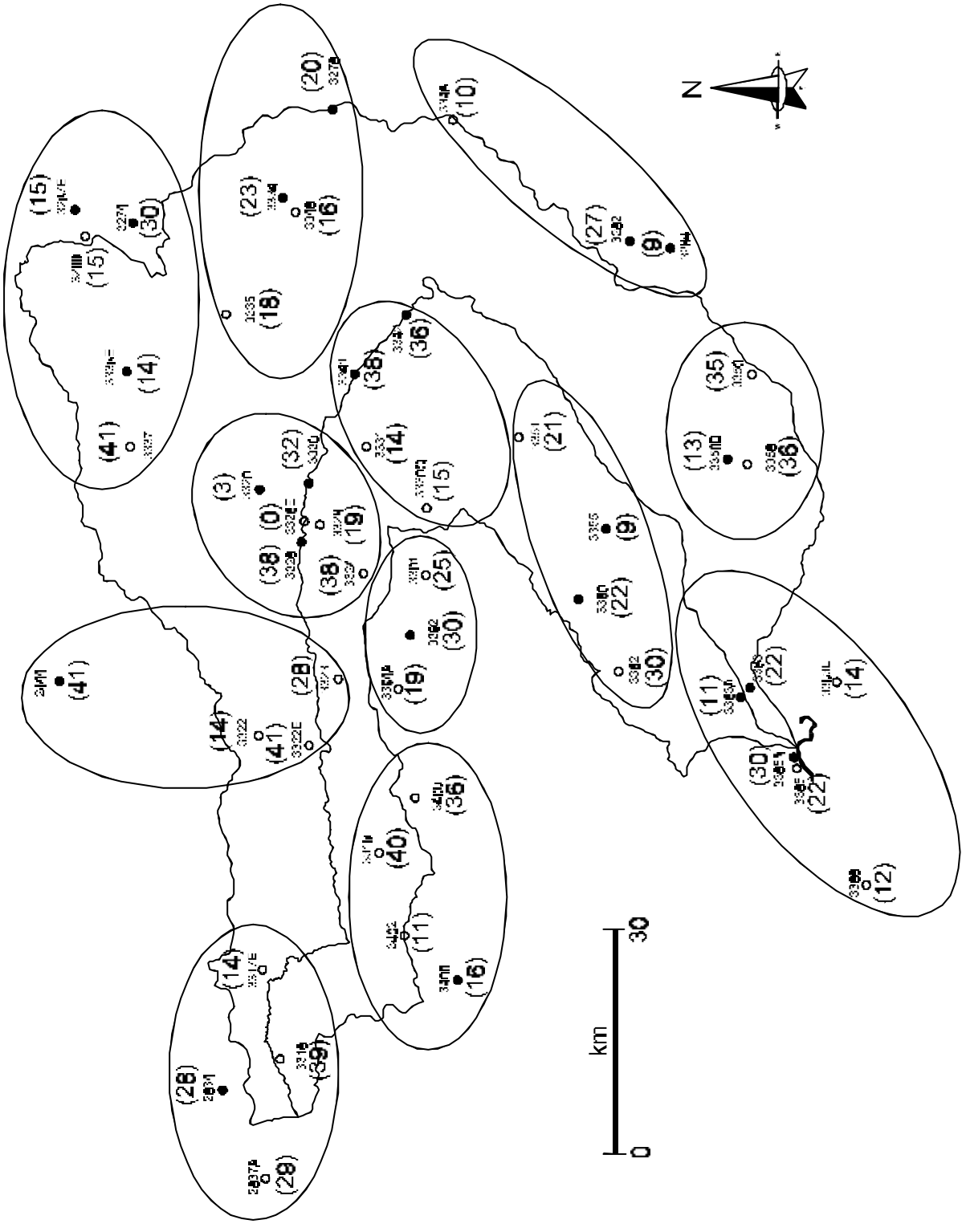


Tabla 14.8. Relación de las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis y tratamiento de los datos pluviométricos para el cálculo hidrometeorológico de caudales de crecida en la CHA. A.C.= año de comienzo; A.F.= año de finalización.

INDICATIVO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	PROVINCIA	X_{UTM}	Y_{UTM}	A.C.	A.F.
3326	Presa de Burguillo	Ávila	43157	402535	1951	1993
3329	Cebreros	Ávila	42752	402715	1968	1973
3330	El Tiemblo- Central Puente Nuevo-	Ávila	42627	402440	1951	1993
3334	Navalagamella- Medialdea-	Ávila	41402	382950	1954	1979
3336E	Las Navas del Marqués- Fábrica-	Ávila	42207	403520	1971	1993
3341	Presa de San Juan	Madrid	41842	402220	1951	1990
3342	Villa del Prado- Picadas-	Madrid	41457	401945	1954	1990
3358B	Santa Olalla- Higueruela-	Toledo	42537	400320	1976	1988
3360	Pelahustán	Toledo	43557	401035	1969	1990
3363	Cazalegas- Vivero-	Toledo	44237	400055	1967	1990
3363A	Cazalegas- Campo Riego-	Toledo	44237	400055	1967	1978
3365E	Talavera de la Reina- San Isidro-	Toledo	44957	395735	1951	1988
3366	Calera y Chozas	Toledo	45842	395250	1957	1979
2834	Navacepedilla de Corneja	Ávila	51107	402910	1965	1993
3392	La Adrada F El Castañarejo	Ávila	43727	401825	1960	1993
3406	El Hornillo	Ávila	50617	401500	1962	1977
3267E	Embalse La Jarosa	Madrid	40657	403945	1972	1990
3274	San Lorenzo Escorial- Monast.-	Madrid	40852	403520	1951	1990
3276	Brunete- La Pellejera-	Madrid	35717	402320	1963	1989
3282	Las Ventas de Retamosa	Toledo	40642	400920	1962	1990
3284	Camarena	Toledo	40717	400535	1967	1978
2444	Ávila- Observatorio-	Ávila	44152	403920	1951	1993
3316	San Martín de la Vega del Alberche	Ávila	50927	402550	1951	1993
3317E	Cepeda La Mora	Ávila	50257	402735	1970	1984
3319	Serranillos	Ávila	45442	402015	1951	1993
3322	Navalmoral de la Sierra	Ávila	44552	402735	1953	1978
3322E	Burgohondo	Ávila	44712	402500	1953	1978
3323	Navaluenga Trampalones C. F.	Ávila	43852	402335	1951	1979
3324	Barranco Las Juntas C.F.	Ávila	43412	402205	1951	1988
3326E	Cebreros Charco del Cura	Ávila	43007	402525	1969	1969
3328	El Tiemblo	Ávila	43007	402455	1967	1993
3337	Navalperal de Pinares	Ávila	42437	403540	1951	1993
3330Q	Rozas Puerto Real- Barjondo-	Madrid	42937	401700	1976	1990
3331	San Martín de Valdeiglesias - Toros-	Madrid	42637	402050	1967	1981
3335	Robledo de Chavela	Madrid	41422	403005	1960	1981
3346	Navalagamella- Molinillos	Madrid	40907	402315	1959	1978
3348	Navalcarnero - Las Vegas-	Madrid	40507	401815	1967	1978
3351	Almorox	Toledo	42327	401400	1967	1989
3358	Santa Olalla	Toledo	42537	400125	1951	1988
3355	Nombela	Toledo	43017	400920	1969	1988
3356	Val de Santo Domingo	Toledo	41937	400050	1954	1990
3362	Real de San Vicente	Toledo	44127	400810	1951	1990
3363U	La Pueblanueva- Santa María-	Toledo	44327	395735	1976	1990
3365	Talavera Reina - IRYDA-	Toledo	44957	395735	1967	1990

2837A	Piedrahita de la Sierra- S.N.	Toledo	51942	402750	1967	1990
3391	Sotillo de la Adrada	Ávila	43452	401735	1967	1993
3394A	Piedralaves	Ávila	44157	401905	1954	1985
3400	Mijares	Ávila	45017	401750	1954	1992
3402	Puerto del Pico	Ávila	50042	401915	1967	1979
3269	Valle de los Caídos	Madrid	40842	403850	1951	1967

El I.N.M. dispone de una base de datos informatizada con valores homogeneizados y contrastados para dichas estaciones en el periodo 1951-94. Una de las variables que contiene es la precipitación máxima en 24 horas para cada mes de la serie (PMAX), así como la fecha (día del mes) en que se produjo. Estos datos, para las 48 estaciones seleccionadas, fueron importados, tratados y editados en formato ASCII utilizando para ello programas informáticos diseñados al efecto (PASADATA; Sanz, 1994) y hojas de cálculo comerciales (Quattro Pro for Windows; Borland International, 1994).

- Selección de los datos

A partir de los máximos mensuales de precipitación en 24 horas, se obtiene la serie de máximos anuales. Para ello es preciso la selección y validación de datos, ya que la existencia de vacíos mensuales podría acortar notablemente la longitud de las series anuales completas. Esta validación se basa en dos fuentes de conocimiento: la verosimilitud lógica, buscando magnitudes incoherentes o incoordinaciones de redundancias; y los registros históricos, que detectan situaciones poco probables de acuerdo a la base de datos histórica, tanto para una variable aislada como para un conjunto de ellas interrelacionadas. Los criterios de selección, atención, o rechazo utilizados para validar un dato máximo mensual como máximo anual, fueron:

- No pueden existir en ese año más de dos meses sin dato.

- Dentro de aquellos años con uno o dos meses sin dato, debe cumplirse alguna de estas condiciones:

    · Otra estación próxima no tiene el máximo anual en el mes o meses de ese año en el que falta el dato en la estación incompleta.

    · El dato del mes que falta es el máximo en una estación próxima, pero su valor es mucho menor que el máximo relativo del año para la estación incompleta.

- El año sólo tiene un dato mensual que falta, pero está en un mes en el que nunca esa estación presenta los máximos anuales.

Las comparaciones multivariadas de datos entre estaciones requieren previamente el agrupar éstas dentro de grupos homogéneos, conjuntos de estaciones de características semejantes por su proximidad o situación/orientación; para el conjunto de la CHA se delimitaron 12 de estos grupos (ver Figura 14.2).

La selección de los datos de un registro ordinario supone realizar unas asunciones de partida (USWRC, 1981):

- Las escalas temporales a las que se producen los cambios climáticos significativos son del orden de miles de años, por lo que los análisis hidrológicos sobre series de décadas no se ven afectados por estas tendencias o ciclos.
- La aleatoriedad de los eventos.
- Los cambios antrópicos en la cuenca de drenaje en el periodo estudiado no han alterado significativamente el régimen de caudales/precipitaciones.
- El registro es homogéneo y no representa una población mixta creada por eventos de diferente origen (tormentas, fusión nival, etc.).
- La fiabilidad en el cálculo del caudal/precipitación, especialmente en eventos de gran magnitud.

- Análisis estadístico de las precipitaciones máximas

A partir de estos modelos estadísticos seleccionados (ver apartado 3.1.4), el programa informático LEYES (CEH, 1991) calcula automáticamente los parámetros (dos en cada caso) y estima los cuantiles de precipitación máxima en 24 horas para periodos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50, 100, 500 y 1000 años, y en cada una de las estaciones (Tablas 14.9 y 14.10).

Tabla 14.9. Cuantiles de precipitación máxima en 24 horas (mm) para diferentes periodos de retorno en las distintas estaciones meteorológicas, calculados con un modelo estadístico combinación de una función de distribución Gumbel y un método de estimación de parámetros de Máxima Verosimilitud de límites de 0.95 de confianza, y utilizando únicamente datos locales.

INDICATIVO	Periodo de retorno (años)							
	2	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**500**	**1000**
3316	42	59	71	85	96	106	131	141
2837A	46	64	75	90	102	113	138	149
2834	53	68	78	91	101	110	132	141
3317E	47	63	74	87	97	107	130	140
3319	108	137	157	181	199	217	258	276
3400	103	134	154	180	199	217	261	279
3406	124	158	180	208	229	250	299	319
3402	76	91	100	113	122	131	152	161
3392	65	83	95	110	121	132	158	169
3391	51	64	72	83	91	99	118	126
3394A	74	89	99	111	119	128	148	156
2444	27	38	45	54	61	68	83	90
3322E	52	71	83	99	111	123	150	161
3323	87	126	152	184	208	232	288	312
3322	34	47	56	66	74	82	101	109

3326	58	78	91	107	120	132	160	172
3324	92	123	144	170	189	209	253	272
3330	50	66	78	92	102	113	136	147
3328	54	72	84	99	110	121	146	157
3358	36	46	53	61	67	73	88	94
3356	35	47	55	65	72	79	96	103
3358B	35	43	48	55	60	65	77	82
3282	31	40	45	52	57	62	74	79
3348	36	45	51	59	65	70	84	89
3284	25	29	31	35	37	40	45	47
3365A	48	68	81	97	109	121	149	161
3365	41	56	65	78	87	96	117	126
3363	35	46	53	62	69	76	91	98
3363U	40	50	56	64	70	76	90	96
3366	41	50	56	63	69	74	87	92
3363A	36	47	54	62	69	76	91	97
3362	54	69	79	92	101	110	132	141
3360	45	58	67	78	87	95	114	122
3351	41	52	59	68	74	81	96	103
3355	41	54	62	73	81	88	106	114
3341	40	51	58	68	74	81	97	103
3342	39	49	56	64	70	77	91	97
3330Q	48	62	71	83	92	101	121	130
3331	46	59	68	80	88	96	116	124
3334	49	62	70	80	88	96	113	121
3276	36	45	50	57	63	68	80	85
3335	44	54	60	69	75	81	95	101
3346	32	43	50	59	66	73	88	95
3337	58	76	88	104	115	126	153	164
3274	64	86	101	120	134	148	179	193
3269	70	89	101	117	128	140	167	178
3336E	49	63	71	82	91	99	118	126
3267E	70	96	113	135	151	168	205	221

NOTA: No se incluyen las estaciones de Cebreros y El Tiemblo-Charco del Cura, al no considerarse sus series estadísticamente representativas.

Tabla 14.10. Cuantiles de precipitación máxima en 24 horas (mm) para diferentes periodos de retorno en las distintas estaciones meteorológicas, calculados con un modelo estadístico combinación de una función de distribución SQRT-ET_{max}, un método de estimación de parámetros de Máxima Verosimilitud de la función, y utilizando únicamente datos locales.

INDICATIVO	Periodo de retorno (años)							
	2	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**500**	**1000**
3316	41	60	74	95	111	128	174	194
2837 A	44	66	81	103	121	140	190	212
2834	52	69	82	99	113	127	163	181
3317E	46	63	76	94	108	123	161	180
3319	107	139	163	195	220	248	316	347
3400	102	134	158	192	218	246	316	347
3406	122	157	184	220	248	277	351	386
3402	75	91	102	116	128	140	170	184
3392	64	83	97	116	130	146	185	203
3391	50	65	76	91	103	115	146	160
3394 A	82	104	120	142	158	176	220	242
2444	26	38	46	58	67	77	103	115
3322E	50	72	87	110	127	147	194	216
3323	85	133	170	222	265	312	432	490
3322	33	47	57	71	82	94	124	139
3326	57	78	94	116	134	153	201	222
3324	90	125	151	187	216	246	324	361
3330	49	68	82	101	116	133	176	195
3328	53	72	87	106	121	138	180	199
3358	35	46	54	66	74	83	107	117
3356	34	47	56	68	79	89	116	129
3358B	34	43	49	58	65	71	89	97
3282	31	40	47	56	63	70	89	98
3348	36	46	53	64	71	80	101	111
3284	25	29	32	36	39	42	49	53
3365 A	47	68	85	108	126	146	195	218
3365	40	56	68	85	98	113	149	165
3363	35	46	55	67	76	86	111	122
3363U	39	49	57	67	74	82	102	112
3366	40	49	56	66	72	80	98	107
3363 A	35	47	55	67	76	86	111	121
3362	53	70	83	100	113	127	162	179
3360	44	58	68	83	94	106	135	149
3351	40	51	60	71	80	89	114	124
3355	41	55	67	81	93	106	138	153

3341	40	51	60	72	81	91	116	127
3342	39	49	57	68	76	84	106	116
3330Q	47	63	75	91	104	117	152	167
3331	45	59	70	85	96	108	139	154
3334	48	62	71	84	94	105	132	144
3276	36	44	51	59	66	73	90	98
3335	43	54	62	72	80	88	110	119
3346	31	44	53	66	75	87	114	126
3337	57	76	91	111	127	144	187	207
3274	63	88	108	134	156	179	236	263
3269	69	88	103	122	138	155	195	214
3336E	49	63	72	86	97	108	137	150
3267E	68	97	118	148	172	199	263	294

NOTA: No se incluyen las estaciones de Cebreros y El Tiemblo-Charco del Cura, al no considerarse sus series estadísticamente representativas.

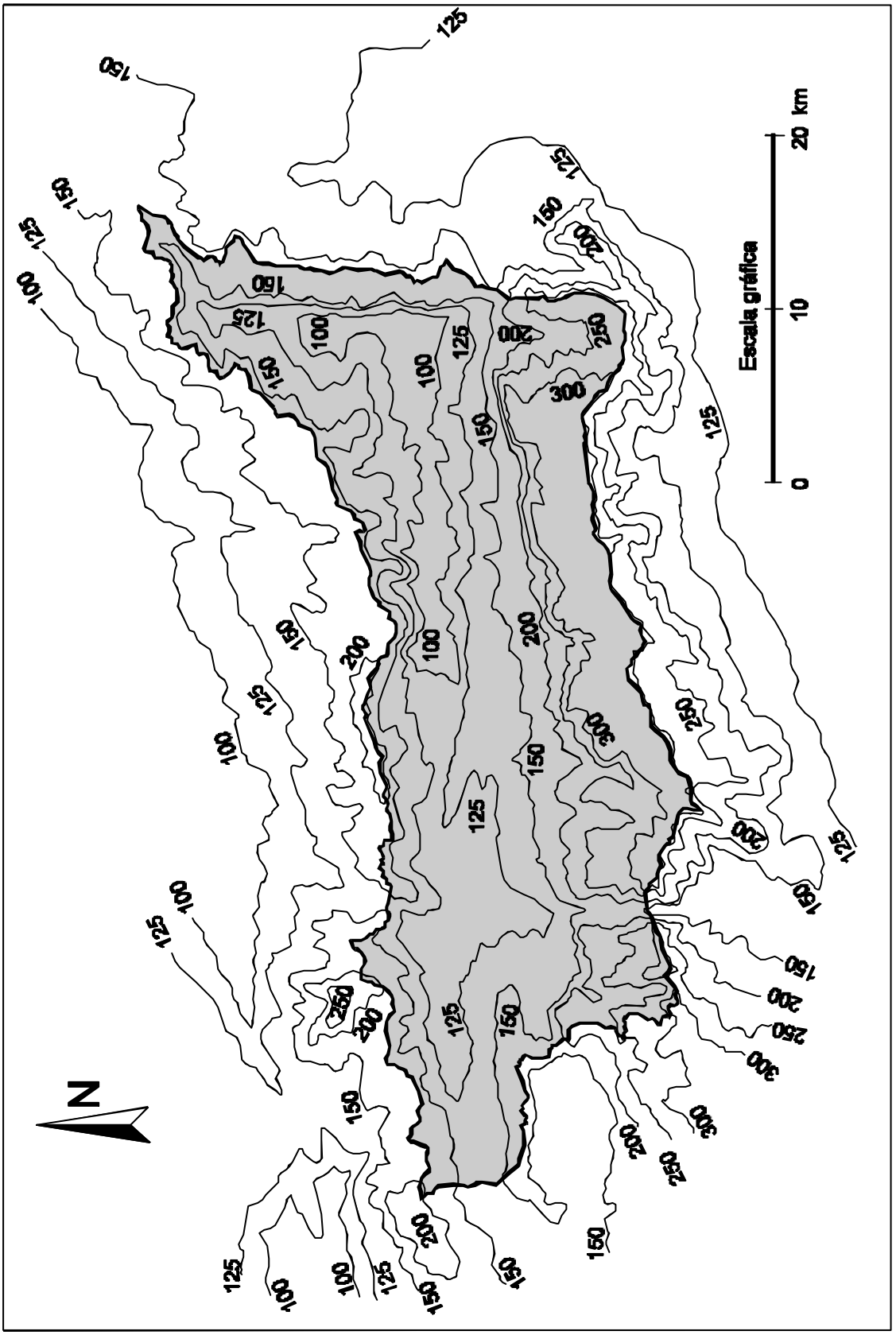
La elección final de la función de distribución queda justificada al comparar los resultados del modelo clásicamente utilizado a nivel nacional (Gumbel; INM, 1998) y otras combinaciones de probada fiabilidad en el ajuste de máximos pluviométricos (SQRT-ET_{max}; Ferrer y Ardiles, 1994) y que es preciso incorporar progresivamente a este tipo de estudios (Llanos *et al.*, 1995). El valor constante de C_s (igual a 1,14) que asume la función de tipo Gumbel, conduce normalmente a resultados del lado de la inseguridad (datos infravalorados), sobre todo para altos periodos de retorno; por ello se han dado por válidos los obtenidos mediante la función SQRT-ET_{max} (Etoh *et al.*, 1986), con un valor de C_s también constante pero superior al de Gumbel.

Mención especial merece en este apartado el "Mapa para el cálculo de máximas precipitaciones diarias en la España peninsular" (DGC, 1996); a los tradicionales mapas de isomáximas diarias, cuyo uso planteaba algunos problemas (Ferrer, 1993), se une un mapa de isovalores del C_v que permite obtener un factor de amplificación (K_T) en función del periodo de retorno a considerar. De la misma forma, se ha publicado recientemente una monografía para la estimación de las máximas lluvias diarias en la España peninsular (DGC, 1999), con ayuda de una aplicación informática sobre SIG (MAXPLU), a partir de regionalización de parámetros como el C_v. Ambos trabajos pueden resultar enormemente útiles para el cálculo de valores puntuales aproximados (diseño de drenajes de carreteras), aunque para trabajos areales a pequeña escala como el presente tengan únicamente un interés orientativo.

- Obtención de la lluvia areal

Para la obtención de la lluvia areal a partir de los valores puntuales calculados para las estaciones pluviométricas, se utilizó el método de los polígonos de Thiessen modificados; éste combina de los clásicos polígonos con un mapa de isomáximas en 24 horas.

Figura 14.3. Isolíneas de máximas precipitaciones (mm) en 24 horas para un periodo de retorno de 100 años, calculadas a partir de interpolación de valores puntuales (SQRT-ET_{max}+ Máxima verosimilitud).



El mapa de isolíneas de precipitaciones máximas en 24 horas para un periodo de retorno de 100 años (Figura 14.3), fue confeccionado a partir de la interpolación ponderada desde los valores puntuales obtenidos en cada estación; para ello se aplicó una función de distribución de tipo SQRT-ET_{max} con estimador de Máxima Verosimilitud. La ponderación de la interpolación condicionó el trazado de las isolíneas al considerarse la influencia de la topografía de la cuenca, tratando de ajustar los valores máximos a 2/3 de la mayor cota (culminación) de las laderas orientadas hacia el NO (procedencia de las bajas presiones atlánticas); el equiespaciado en la cuenca es de 10 mm, salvo en las áreas montañosas, donde es de 50 mm.

El planimetrado de áreas se realizó para tres distribuciones espaciales: la CHA completa hasta la desembocadura al Tajo; la subcuenca del río Alberche hasta el embalse de El Burguillo (tramo en el que se encuentra en régimen natural); y las diferentes subcuencas de los afluentes del Alberche hasta El Burguillo (48 en total).

Para las dos últimas se implementaron los mapas de isomáximas, polígonos de Thiessen y estaciones meteorológicas, empleando un sistema de información geográfica (Ilwis 1.41; ITC, 1994) mediante digitalización por vectorización y poligonización. El mapa de isomáximas, tras ser rasterizado, se interpoló utilizando las capacidades del SIG en la interpolación de variables; los polígonos de Thiessen se transformaron a formato matricial por rasterización. Finalmente, sólo es preciso cruzar los mapas e información de sus tablas con la distribución de las subcuencas e intercuencas de El Burguillo (que se encuentran codificadas de acuerdo al CDR del CEH, 1965 y 1966).

Los resultados de precipitación areal correspondientes a diferentes periodos de retorno y para las distintas zonas consideradas, calculados mediante la hoja de cálculo THIESSEN (CEH, 1991) se encuentran recogidos en la Tabla 14.11.

Tabla 14.11. Precipitaciones areales máximas en 24 horas (mm) correspondientes a diferentes periodos de retorno para la CHA completa, la subcuenca de El Burguillo y las subcuencas e intercuencas drenantes a ésta; obtenidas por el método de Thiessen modificado (polígonos de Thiessen + isomáximas).

CUENCA	**PERIODO DE RETORNO** (años)							
	2	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**500**	**1000**
C.H.A.	45.77	61.31	72.74	88.29	100.47	113.55	146.49	161.94
El Burguillo	60,08	82,37	98,75	121,75	139,80	159,47	208,85	232,06
Arroyo de la Gama	57,56	81,40	99,15	124,78	144,73	165,58	221,23	246,37
Río Arenillas	100,90	125,39	142,57	165,27	184,14	203,34	252,10	274,71
Arroyo Gil	52,67	73,26	88,82	110,83	127,91	146,06	193,12	215,60
Río Piquillo	119,54	145,05	162,58	184,90	204,02	223,15	270,97	293,28
Río Astillero	48,43	66,32	80,01	98,96	113,70	129,49	169,50	189,50
G. de Arrebolos	128,42	158,66	180,07	207,76	230,75	254,67	313,84	341,23
A. de la Gargantilla	57,78	75,39	88,63	106,35	120,19	135,62	173,24	190,57
Arroyo del Horco	112,67	145,33	169,66	201,99	227,42	255,67	324,42	355,81
Arroyo de la Cueva	55,25	72,71	85,80	103,51	117,29	132,62	170,12	187,58
Arroyo del Puerto	117,28	152,42	178,78	214,02	241,53	272,28	347,07	381,11
Embalse El Burguillo	52,36	73,69	89,99	112,55	131,06	150,80	200,82	223,38
Romarcos - Aliagas	47,65	67,61	82,48	104,15	120,80	138,52	185,43	206,79
Arroyo de la Majada	47,28	68,91	84,87	108,72	126,92	146,24	198,41	221,20
El Truchero	77,54	100,72	118,12	141,30	159,42	179,71	228,99	251,45

Cerro del Pino	80,36	97,50	109,29	124,29	137,14	150,00	182,14	197,14
Cepeda la Mora	51,46	70,48	85,03	105,17	120,83	137,61	180,13	201,38
La Devedilla	107,10	130,24	146,22	166,60	183,99	201,48	245,13	265,48
Hoyocasero	58,27	75,75	88,75	106,24	120,14	135,01	172,12	189,95
Pedro Blasco	79,73	103,58	121,46	145,31	163,94	184,80	235,47	258,57
Oveja	69,36	90,11	105,67	126,41	142,62	160,77	204,85	224,95
Charco del Negrito	80,35	104,38	122,40	146,43	165,20	186,23	237,29	260,57
Casas del Escribano	55,04	77,73	93,42	116,98	134,54	155,06	203,48	226,07
Río de Santa María	45,73	64,82	78,39	97,96	112,98	129,78	170,91	190,99
La Media Legua	51,72	74,38	89,91	113,48	131,02	151,47	199,89	222,74
A. de Navahondilla	115,00	149,44	175,25	209,69	236,59	266,73	339,90	373,26
Las Navazuelas	85,43	119,28	142,92	178,07	204,36	234,86	307,22	340,81
Arroyo del Pasadero	40,79	58,24	70,58	88,22	101,88	117,05	154,42	172,82
Las Viñas	45,76	66,53	81,34	102,82	119,50	138,23	184,20	206,47
Arroyo del Puerto	110,35	150,39	179,05	221,15	252,78	288,42	374,74	414,18
Las Cuevas	74,59	107,41	129,79	164,10	189,46	219,30	289,42	322,24
A. del Chorrerón	36,65	54,16	67,11	85,28	99,91	115,89	156,23	176,08
Valdelacasa	38,35	60,01	76,71	100,17	119,57	140,78	194,93	221,10
Garganta del Royal	110,78	151,86	180,43	222,84	254,05	290,31	376,48	417,58
Las Matas	77,47	115,67	143,37	184,00	215,81	251,83	340,20	382,27
Arroyo de la Yerma	40,96	59,96	73,90	93,45	109,09	126,17	169,21	190,46
La Pizarra	43,04	60,90	74,57	93,49	109,03	125,63	167,70	186,78
G. de Lanchamala	89,06	132,70	166,07	212,84	250,91	292,67	398,74	450,20
La Hoya	51,22	80,14	102,44	133,77	159,68	188,00	260,31	295,26
Río Gaznata	47,56	65,44	78,91	97,53	112,48	128,44	168,94	187,23
Arroyo del Higuerón	58,08	79,48	95,79	118,21	136,55	155,91	204,82	226,22
G. de Muñogrande	79,41	123,78	157,97	206,00	245,68	289,06	399,77	453,30
Isla de Navaluenga	53,60	82,72	104,80	136,19	161,77	190,00	261,32	295,65
Arroyo Cabrera	53,58	83,84	107,16	139,94	167,04	196,67	272,31	308,87
G. de Arromoro	80,33	125,69	160,69	209,80	250,43	294,85	408,25	463,07
La Rinconada	72,13	112,67	143,92	187,82	224,13	263,80	365,07	413,99
Pozomalo	79,79	117,71	146,64	187,01	220,14	255,72	346,82	390,10
A. del Puerto	92,59	129,13	156,39	194,14	224,65	256,37	338,56	377,36
Chamorzo Chino	75,91	103,88	125,19	154,48	178,46	203,76	267,68	295,65

- Factor corrector del área

Considerando que las precipitaciones máximas no tienen por qué producirse de forma simultánea en toda la cuenca, es preciso aplicar un factor corrector (K_a). Témez (1991) ha observado que dicho factor en las cuencas peninsulares es una función lineal del área. Para las dos grandes cuencas estudiadas, de 1050 y 4104 km^2, los valores que adopta K_a son 0,7986 y 0,7591, respectivamente; este factor se multiplica por los valores de precipitación areal considerados.

También se obtuvieron los correspondientes factores correctores para las 48 subcuencas e intercuencas drenantes a El Burguillo, en función de su área y de forma automática, utilizando la capacidad del módulo de tablas del SIG (Tabla 14.12).

Tabla 14.12. Valores del área (A) y factor reductor del área (K_a) para la cuenca del río Alberche, subcuenca de El Burguillo completa, y subcuencas e intercuencas drenantes a ésta.

CUENCA, SUBCUENCA O INTERCUENCA	A (km^2)	K_a
Cuenca del río Alberche	4.104,00	0,7591
Subcuenca de El Burguillo	1.043,08	0,7986
01. Subcuenca del arroyo de la Gama	4,52	0,9563
02. Subcuenca del río Arenillas	63,92	0,8796
03. Subcuenca del arroyo Gil	9,36	0,9352
04. Subcuenca del río Piquillo	19,84	0,9135
05. Subcuenca del río Astillero	40,44	0,8929
06. Subcuenca garganta de Arrebolos	9,60	0,9345
07. Subcuenca arroyo de la Gargantilla	6,48	0,9459
08. Subcuenca del arroyo del Horco	20,40	0,9127
09. Subcuenca del arroyo de la Cueva	19,40	0,9142
10. Subcuenca del arroyo del Puerto	46,04	0,8891
11. Subcuenca del río de Santa María	144,16	0,8561
12. Subcuenca del arroyo de Navahondilla	9,04	0,9363
13. Subcuenca del arroyo del Pasadero	12,48	0,9269
14. Subcuenca del arroyo del Puerto	28,08	0,9034
15. Subcuenca del arroyo del Chorrerón	25,88	0,9058
16. Subcuenca garganta del Royal	19,12	0,9146
17. Subcuenca del arroyo de la Yerma	31,24	0,9003
18. Subcuenca garganta de Lanchamala	10,20	0,9328
19. Subcuenca del río Gaznata	176,92	0,8501
20. Subcuenca garganta de Muñogrande	14,00	0,9236
22. Subcuenca garganta Cabrera	12,96	0,9258
26. Subcuenca del arroyo del Puerto	41,04	0,8924
100. Embalse de El Burguillo	8,48	0,9381
200. La Isla de Navaluenga	0,28	1,0369
1012. Intercuenca El Truchero	2,72	0,9710
1113. Intercuenca La Media Legua	4,08	0,9593
1214. Intercuenca Las Navazuelas	15,32	0,9210
1315. Intercuenca Las Viñas	9,28	0,9355
1416. Intercuenca Las Cuevas	4,56	0,9561
1517. Intercuenca Valdelacasa	18,92	0,9149
1618. Intercuenca Las Matas	8,08	0,9395
1719. Intercuenca La Pizarra	7,04	0,9435
1820. Intercuenca La Hoya	0,20	0,9328
1921. Intercuenca arroyo del Higuerón	4,56	0,9558
2022. Intercuenca Venero Claro	0,24	1,0413
2224. Intercuenca La Rinconada	6,32	0,9466
2426. Intercuenca Pozomalo	8,60	0,9377
2628. Intercuenca Chamorzo Chino	3,72	1,4767
0002. Intercuenca Romarcos-Aliagas	66,08	0,8787
0103. Intercuenca arroyo de la Majada	26,04	0,9056
0204. Intercuenca Cerro del Pino	0,04	1,0932
0305. Intercuenca Cepeda la Mora	25,96	0,9057
0406. Intercuenca La Devedilla	4,60	0,9558

0507. Intercuenca Hoyocasero	28,92	0,9026
0608. Intercuenca Pedro Blasco	1,00	1,0000
0709. Intercuenca Oveja	1,56	0,9871
0810. Intercuenca Charco del Negrito	3,08	0,9674
0911. Intercuenca Casas del Escribano	17,88	0,9165

- Obtención de la lluvia para diferentes duraciones

A partir del dato de precipitación diaria se puede obtener la lluvia correspondiente a otros intervalos temporales mediante el empleo de las denominadas curvas intensidad-duración; éstas son la representación de los valores de intensidad media para intervalos de distinta duración en un gráfico I(D).

Se han realizado diferentes intentos de ajuste de ecuaciones matemáticas a estas curvas, como el contemplado en la Norma 5.1-IC (MOPU, 1965). La propuesta de la actual normativa (5.2-IC; MOPU, 1990) considera una nueva familia de curvas que permite tener en cuenta la situación geográfica de la zona objeto de estudio. Además las curvas pueden reducirse a una ley adimensional si la intensidad se expresa como una razón de otra de referencia, por ejemplo la diaria.

De esta forma, el parámetro I_1/I_d puede ser considerado característico de cada estación, independiente del periodo de retorno, e interpolado entre ellas a nivel areal; así surge el mapa de isolíneas I_1/I_d de la España peninsular (Témez, 1987). Para la CHA, el valor correspondiente en dicho mapa es de 10, dato empleado en los cálculos ante la imposibilidad de reajustarlo por la inexistencia de pluviografos en las estaciones de la cuenca.

Con el valor del parámetro I_1/I_d y empleando una sencilla expresión analítica que únicamente precisa introducir la duración del intervalo temporal cuya intensidad se desea estimar, puede calcularse la I_t (Témez, 1987). En concreto los valores de intensidad se recalculan para una duración de 28 horas, intervalo en el cual confluyen todas las curvas intensidad-duración correspondientes a los diferentes periodos de retorno. Por ello, los valores de precipitación, que correspondían originalmente a 24 horas, deben ser corregidos multiplicándolos por 1,17.

**** Estimación de la precipitación neta***

Cuando se produce un evento de precipitación, no todo el agua pasa a formar parte de la escorrentía superficial contribuyendo así a generar la crecida; existen unas pérdidas de cantidades importantes de agua que se conocen con el nombre genérico de "sustracciones iniciales", donde se incluyen evapotranspiración y retención superficial, pero sobre todo la infiltración en el terreno.

Interesantes observaciones sobre estos fenómenos fueron realizadas ya a principios del presente siglo por Horacio Bentabol (1900), con afirmaciones del tipo:

"*La proporción del agua de lluvia ordinariamente absorbida por el terreno, es indudablemente muy variable, según su naturaleza, el estado y la pendiente de la superficie, y la forma con que caiga la lluvia ...*" (págs. 117-118)

"*Proporciones de agua que corren superficialmente respecto a la lluvia neta anual: llanos de ambas Castillas, 0,20; terrenos poco permeables de pendiente pronunciada (montañas), 0,50; ...*" (pág. 105).

"*Cantidades proporcionales de lluvia que penetran en el terreno: terrenos poco permeables y de pendiente pronunciada 0,10 (0,07 en lluvias torrenciales); llanos de ambas Castillas 0,30 ...*" (pág. 119).

Ante la complejidad del fenómeno de la infiltración, los métodos empíricos más sencillos para la estimación de pérdidas (Horton, 1940; Holtan y López, 1971; pérdidas inicial y constante) han adoptado funciones matemáticas que calculan la evolución de la capacidad de infiltración en el tiempo.

Uno de los procedimientos más habituales en estimación de pérdidas, profusamente utilizado en los EE.UU. de Norteamérica y en nuestro país a raíz de la normativa de drenaje de carreteras (MOPU, 1990), es el método del *Soil Conservation Service* (S.C.S., 1972). Asume la existencia de un umbral de escorrentía (P_0), superado el cual una parte de la precipitación es retenida y otra constituye escorrentía superficial; este valor se ha demostrado experimentalmente que este valor depende de parámetros edafológicos (tipo textural de suelo), morfométricos (pendiente del terreno) y botánicos (vegetación o tipo de uso del suelo), estando condicionado por las precipitaciones de los días anteriores (humedad precedente). Otra forma de expresar dicho umbral, habitualmente usada en Norteamérica, es utilizar el parámetro número de curva (CN ó NC), número adimensional que se relaciona con P_0 mediante una sencilla expresión matemática, y adopta valores entre 0 y 100.

Para los cálculos preliminares a nivel de CHA, y en base a numerosas experiencias en España, se ha estimado un valor para el umbral de escorrentía P_0= 35 mm (J.R. Témez, *com. pers.*), que corresponde a un número de curva de 58,82.

Sin embargo, el modelo hidrometeorológico de detalle realizado para la subcuenca en régimen natural (El Burguillo) utiliza los valores tabulados resultantes de la experimentación realizada por el SCS para el cálculo del número de curva.

Tres son los factores que influyen en el número de curva según el método anteriormente expuesto: pendiente del terreno, tipo textural del suelo, y cultivo o vegetación existente; a éstos cabría añadir el estado de humedad previa, que se introduce como corrector del valor final. Las clases establecidas para cada uno de los factores se cruzan en una tabla de triple entrada, mediante la cual se obtiene el valor del número curva. Las últimas ediciones de las tablas (Ponce, 1989) consideran cuatro factores de entrada: grupos hidrológicos de suelos, tratamiento y uso del terreno, condición hidrológica, y condición de mezcla antecedente.

- Vegetación y uso del terreno

La información básica procede de la cartografía a escala 1:200.000 elaborada por la Dirección General de la Producción Agraria (MAPA, 1983). También se han consultado los mapas a escala 1:50.000 elaborados por esta misma Dirección General para ampliar la información sobre: porcentaje de cobertera, densidad de las masas vegetales, ciclos vegetativos-foliares, etc.

La subcuenca de El Burguillo está comprendida en su mayor parte dentro de la comarca agraria "Valle bajo Alberche" (V), y tan sólo su cabecera (al oeste del meridiano del Pto. del Pico-Menga) se encuentra en la comarca "Gredos" (IV).

Los diversos cultivos y vegetación natural presentes en ambas comarcas deben ser reclasificados para adaptarse a las clases marcadas en la metodología del SCS. Ferrer *et al*. (1995) proponen una tabla de equivalencias entre las clases del mapa de usos y aprovechamientos nacional a escala 1:1.000.000, y las clases del SCS. Sin embargo, existen objeciones a la hora de aplicar dicha equivalencia para esta zona en concreto:

- La existencia de particularidades locales según la comarca en el tipo o densidad de un cultivo o aprovechamiento, que condiciona sobremanera la cobertura y el grado de infiltración.
- La necesidad de contemplar la equivalencia para el estado fenológico correspondiente al periodo del año en el que se producen las precipitaciones generadoras de crecidas (octubre-mayo en el caso de esta subcuenca).

Así pues, es preciso considerar las variables tiempo y situación geográfica a la hora de reclasificar la cobertura de usos y aprovechamientos, lo que se puede conseguir generando sendas tablas de doble entrada meses *versus* tipos de cultivo o vegetación, para ambas comarcas (*Tabla 14.13*). De esta forma, en función del desarrollo fenológico de la cubierta vegetal en cada mes y comarca, se le asignará diferente clase equivalente del SCS.

Tabla 14.13. Equivalencia entre las clases de usos y aprovechamientos del mapa provincial (MAPA, 1983) y las establecidas en la metodología del SCS (1972), para los diversos meses del año en los que se producen crecidas, y las dos comarcas de las que participa la subcuenca de El Burguillo.

COMARCA DE GREDOS	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY
Huerta	B	B	B	B	B	B	B	B/RCD
Prados en regadío	PP	PP	PP	PP	PP	PP	RCD	RCD
C. herbáceos en regadío	B	B	RCP	RCP	RCP	RCP	RCD	RCD
Frutales en regadío	B	B	B	B	B	B	PRAM	PRAM
Labor int. sin arbolado	B	B	RCP	RCP	RCP	RCP	RCD	RCD
Labor ext. con arbolado	B	RCP	RCP	RCP	RCP	RCD	RCD	RCD
Prados en secano	PP	PP	PP	PP	PP	PM	PM	PM
Pastizal sin arbolado	PP	PP	PP	PP	PP	PM	PM	PM
Pastizal con arbolado	PP	PP	PP	PP	PP	PM	PM	PM
Matorral sin arbolado	MFC	MFC	MFC	MFC	MFC	MFC	MFM	MFM
Matorral con arbolado	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM
Coníferas	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE
Frondosas	MFE	MFE	MFM	MFM	MFM	MFM	MFE	MFME
Asociac. conf./frond.	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFME
Improductivo (agua/urb.)	RI	RI	RI	RI	RI	RI	RI	RI

C. BAJO ALBERCHE	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY
Huerta	B	B	B	B	B	B	B	B/RCD
Prados en regadío	PP	PP	PP	PP	PP	RCD	RCD	RCD
C. herbáceos en regadío	B	B	RCP	RCP	RCP	RCP	RCD	RCD
Frutales en regadío	B	B	B	B	B	B	PRAFM	PRAFM
Labor int. sin arbolado	B	B	RCP	RCP	RCP	RCP	RCD	RCD
Labor ext. con arbolado	B	RCP	RCP	RCP	RCP	RCD	RCD	RCD
Frutales en secano	B	B	B	B	B	B	PRAM	PRAM
Viñedo en secano	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFM
Asoc. olivar-viñedo	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFP	PRAFM
Prados en secano	PM	PP	PP	PP	PP	PM	PB	PMB
Pastizal sin arbolado	PM	PP	PP	PP	PP	PM	PM	PM
Pastizal con arbolado	PP	PP	PP	PP	PP	PM	PM	PM
Matorral sin arbolado	MFC	MFC	MFC	MFC	MFC	MFC	MFM	MFM
Matorral con arbolado	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM	MFM
Coníferas	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE
Frondosas	MFME	MFME	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE
Asociac. conf./frond.	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFE	MFME
Improductivo (agua/urb.)	RI	RI	RI	RI	RI	RI	RI	RI

Leyenda:

Código	Clase de uso o cultivo correspondiente según el S.C.S.
B	Barbecho
CH	Cultivos en hilera
CI	Cereales de invierno
RCP	Rotación de cultivos pobres
RCD	Rotación de cultivos densos
PP	Pradera pobre
PM	Pradera media
PB	Pradera buena
PMB	Pradera muy buena
PRAFP	Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal pobre
PRAFM	Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal medio
PRAFB	Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal bueno
MFMC	Masa forestal muy clara
MFC	Masa forestal clara
MFM	Masa forestal media
MFE	Masa forestal espesa
MFME	Masa forestal muy espesa
RP	Rocas permeables
RI	Rocas impermeables

- Tratamiento del terreno

Se refiere a cómo la forma de cultivo o aprovechamiento facilita o dificulta la formación de la escorrentía superficial.

Témez (1978) y Ferrer *et al.* (1995) simplifican esta cualidad al propio sistema de arado o plantación, estableciendo dos clases: N, para cultivos que siguen las curvas de nivel; R, si el cultivo sigue la línea de máxima pendiente. Además, estiman que puede adoptarse toda la zona como una única clase, dado que los valores del número de curva no varían mucho.

Ferrer (1993), por el contrario, sí recoge otras clases dentro de condiciones o características hidrológicas, tales como la situación de la masa (pobre, media, buena, clara, espesa, etc.) para usos que no son específicamente cultivos (matorral, pradera, bosques, etc.).

Las tablas originales del SCS (1972) subdividen este aspecto en dos parámetros a considerar de doble entrada:

- Método o tratamiento: surco recto, cultivo en contorno y terrazas.
- Condición hidrológica: deficiente, regular y buena.

Consideramos que las diferencias entre los valores del numero de curva sí son apreciables en las diferentes opciones, por lo que sería conveniente acompañar a cada tipo de vegetación o uso con su método o tratamiento y condición hidrológica correspondiente; para los cultivos presentes en la subcuenca de El Burguillo adoptan las características reflejadas en la Tabla 14.14. El resto de condiciones hidrológicas, correspondientes a pastizales, praderas y forestal, se consideran implícitas en las clases de usos.

Tabla 14.14. Parámetros a considerar en el factor de tratamiento del terreno del SCS (1972) para las clases de usos del suelo presentes en la subcuenca de El Burguillo.

Clase del SCS	Método o tratamiento	Condición hidrológica
Barbecho (B)	Cultivo en contorno/ Terraza	Buena
Rotación de cultivos pobres (RCP)	Cultivo en contorno	Regular
Rotación de cultivos densos (RCD)	Cultivo en contorno	Regular

- Grupos hidrológicos de suelos

Se consideraron como cartografías base los mapas de suelos de los estudios edafológicos previos:

- Mapa de suelos de España (CSIC, 1968), a escala 1:1.000.000, en el que se diferencian para la zona: suelos con perfil A/(B)/C sobre materiales silíceos, como las tierras pardas húmedas o las tierras pardas meridionales (sobre rocas metamórficas o ígneas) en las áreas elevadas y montañosas, asociados con litosuelos; y suelos sin desarrollo de horizontes genéticos, fundamentalmente suelos aluviales, coluviales y transformados por el riego.

- Mapa de suelos de Castilla y León (JCL, 1987), a escala 1:500.000, donde aparecen: rankers con fase lítica; litosoles con fase lítica; cambisoles húmicos, éutricos y dístricos con fases líticas, y gleicos con fase freática; finalmente, fluvisoles dístricos.

- Mapa de suelos del Atlas Nacional de España (MOPTMA, 1992), a escala 1:2.000.000, que comprende los siguientes tipos de suelos (en la clasificación de la USDA): inceptisoles del tipo Cryumbrept, Ustochrept y Xerochrept (con otras inclusiones); y entisoles del tipo Cryorthent y Xerorthent.

En el desarrollo metodológico propuesto por Ferrer *et al.* (1995) recomiendan la utilización de esta última cartografía (MOPTMA, 1992) e incluso proponen una tabla de conversión de los tipos presentes a sus correspondientes clases hidrológicas de suelos. Sin embargo, una vez evaluadas en las respectivas memorias las características de interés hidrológico asignables a cada clase, se optó por adoptar como base cartográfica el Mapa de Suelos de Castilla y León (JCL, 1987) por estar más detallado que el correspondiente al Atlas Nacional.

Paralelamente se realizó una tabla de equivalencias entre los tipos reflejados en la cartografía seleccionada y los de las otras dos (Tabla 14.15). Por último, se reclasificaron estas clases integradas a las clases hidrológicas de suelos propuestas por el SCS (1972) en virtud de sus características de permeabilidad (textura y drenaje), según la clasificación de Thorp *et al.* (1938), reflejadas en la Tabla 14.16.

Tabla 14.15. Equivalencias entre los de tipos de suelos recogidos en las cartografías edafológicas publicadas para la subcuenca de El Burguillo, y agrupación en tres clases sintéticas de tipos de suelos.

TIPO	MOPT (1992)	J.C.L. (1987)	CSIC (1968)
1	Inceptisoles: - Cryumbrept - Ustochrept - Xerochrept	Cambisoles: - Umbico/Districo - Éutrico/ Humico - Gleico	Suelos pardos: - Suelo pardo de regiones frías - Suelo pardo modal - Suelo pardo no lavado/marrón
2	Entisoles: - Cryorthent - Xerorthent	Ranker/Litosol: Regosol gélico Regosol/leptosol	Suelos pardos meridionales: - Suelo mineral bruto/criosoles - Xeroranker
3		Fluvisol	Suelo aluvial

Tabla 14.16. Reclasificación de los tipos sintéticos de suelos establecidos para la subcuenca de El Burguillo, en las clases hidrológicas de suelos propuestas por el SCS (1972).

TIPO	Textura	Drenaje natural	Clase SCS
1	Franco arcillosa-arenosa Arenosa franca	Bueno	Grupo **B**
2	Suelos de poco espesor (litosuelos)	Bueno o excesivo Excesivo	Grupo **D**
3	Areno-limosa	Pobre a bueno	Grupo **A**

- Condición hidrológica precedente

Para la estimación del estado previo de humedad en el suelo, la metodología del SCS (1972) define tres posibles condiciones (seco, medio y húmedo) en función de la precipitación acumulada en la cuenca durante los cinco días precedentes al evento de crecida; los límites de las condiciones varían según el estado de latencia o crecimiento en que se encuentre el cultivo o vegetación de la cuenca.

Si lo que se pretende es estimar la condición hidrológica previa para una situación modal, esto es, la más común para la mayor parte de los eventos de crecida, sería preciso disponer de los datos diarios para el conjunto de las estaciones y todas las crecidas registradas. Como esta información no está completamente disponible y su análisis desbordaría los objetivos de este estudio, se ha limitado a los once principales eventos de crecida registrados desde 1946 (fecha a partir de la cual el INM suministra datos diarios). Los límites a utilizar, por las fechas de los eventos, son los correspondientes al estado de latencia. Igualmente, se considera el tipo o tipos de meteoros que tienen lugar para concretar la contribución a la humedad del suelo o su acumulación en superficie.

Evidentemente, las situaciones de condición de humedad previa resultantes son aplicables únicamente de forma puntual a las estaciones meteorológicas y su entorno. Para su extrapolación areal, tanto de valores como de condiciones, sería preciso el trazado de mapas de isoprecipitaciones en cinco días precedentes; pero la notable falta de datos y la escasez de estaciones, conllevarían interpolaciones estadísticamente poco representativas.

Como puede comprobarse en la Tabla 14.17, la mayor parte de las estaciones presentan valores que entrarían en la condición húmeda para diez de los eventos; tan sólo en uno de ellos (14/18-IV-1953) predomina la condición previa seca; significativamente, ninguna estación en ninguno de los eventos se sitúa en condición media. Respecto a la naturaleza de los meteoros, predomina notablemente la lluvia, o la combinación de ésta con la nieve (que rara vez se presenta en solitario), por lo que la contribución inmediata de la precipitación a la humedad del suelo está asegurada en la mayor parte de los casos.

Tabla 14.17. Precipitación acumulada (mm) en los cinco días precedentes a los eventos de crecida (día de máximo caudal) y meteoro principal, para los once principales eventos de la cuenca de El Burguillo desde 1946. I, incompleto; (minúscula), inicial del mes contabilizado; ?, dudoso; Ll, lluvia; N, nieve. Las casillas en blanco representan deficiencias en la información facilitada por el INM o no disponibilidad de los datos. Para la estación de latencia los límites de condiciones de humedad previa son: seco, P≤13 mm; medio, 13<P<28 mm; húmedo, P≥28 mm.

INDICATIVO ESTACIÓN	FECHAS (AÑO, MES Y DÍAS) DE LOS CINCO DÍAS ANTERIORES A LOS PRINCIPALES EVENTOS DE CRECIDA										
	1946	1947	1952	1953	1962/3	1963	1965	1970	1989	1991	1996
	IV	II-III	III	IV	XII-I	XI	I	I	XII	III	I
	26/30	27/03	26/30	14/18	28/01	10/14	25/29	05/09	13/17	01/05	16/20
2444					19 Ll	46 Ll		24.9 Ll	35.9 Ll	34.4 Ll	15.1 Ll+N
2834										86.7 Ll+N	57.9 Ll+N
2837A					44 Ll	72 Ll		42 Ll	99.7 Ll+N	61.2 Ll	93.1 Ll
3316	26.5 N+Ll	19.7 N+Ll		1.2 Ll	23.6 Ll+N	89 Ll	3 N+Ll	107 Ll+N	111 Ll	70 N+Ll	5(I) N+Ll
3317E								80.5 Ll			
3319	96.9 Ll+N	131.4 N+Ll	230.4 Ll		168.1 (I) Ll	243.3 Ll	149 Ll	251.4 Ll	327.4 Ll	195.5 Ll	131.9 Ll+N
3322					51.7 Ll	61 Ll	17.3 Ll+N	70 Ll			
3322E	14.3 Ll	34 Ll	90.8 Ll	0	136.4 Ll	85.3 Ll	11 N	90.3 Ll	72.8 Ll	105 Ll	61.4 N
3323	30 Ll	48.9 Ll	166.6 Ll	42.1 Ll	202 N+Ll	179 Ll	86 Ll+N	219 Ll			
3324	69.4 Ll	39.8 Ll	306.8 Ll	6.9 Ll	192.9 Ll	323.9 Ll	63 Ll+N	211 Ll			
3326	62.1 Ll	33(m) Ll	101.9 Ll		129.5 Ll	91.5 Ll	12 Ll+N	73 N+Ll	86.3 Ll	42.2 Ll	27.6 Ll
3394A					170.8 Ll?	292.2 Ll	57.2 Ll	191.4 Ll			
3400					345 Ll	311.2 Ll	72 Ll	0	274.2 Ll	75 Ll	
3402	5.2 N	37.9 (f) N	205 Ll+N	30.2 Ll	82 Ll	223.3 Ll	39.7 Ll+N	164 Ll			
3406					?	340 Ll	282.6 Ll	177.3 Ll			

Estos datos podrían llevarnos a pensar que la condición modal de humedad precedente en la estación de latencia es la húmeda. Sin embargo hay que considerar que los once eventos seleccionados son los extremos singulares de la serie, por lo que parece lógico que la verdadera situación modal sea una condición de humedad seca si se considera la totalidad de crecidas que acontecen en la cuenca.

Por último cabría hacer notar la influencia de los tiempos característicos del hietograma-hidrograma en la estimación de la condición de humedad precedente, cuando únicamente se atiende a la metodología del SCS (1972). Si el valor del tiempo de demora es próximo a las 24 horas, como ocurre normalmente en esta subcuenca, puede que el día de la precipitación máxima registrada sea anterior al del mayor caudal; de esta forma, al acumular la precipitación de los cinco días precedentes se está cometiendo el error de sumar también el valor de la precipitación

generadora del evento, no la condicionante de la humedad previa del suelo. Este error sería sencillo de paliar disponiendo de pluviógrafos registradores en lugar de pluviómetros totalizadores en las estaciones meteorológicas, y de limnígrafos en las estaciones de aforos.

- Cálculo del número de curva

Una vez enunciados los distintos factores condicionantes de la lluvia neta, y reclasificados sus valores a las clases correspondientes de la metodología del SCS, procedemos a integrar la información para obtener el valor del número de curva.

Las tablas de cruce de los diferentes parámetros que integran los factores, al presentar éstos una variabilidad espacial son susceptibles de ser tratadas utilizando sistemas de información geográfica. Cada uno de los factores constituye una variable de entrada al sistema que, operando con ellas mediante un sencillo modelo, permite obtener la distribución areal de los valores del número de curva. La aplicación de estas potentes herramientas de análisis para la obtención de este parámetro hidrológico ya fue propuesta por McCuen (1982) y abordada anteriormente por CEDEX (1994), Ferrer *et al.* (1995), y Díez y Pedraza (1997a) entre otros, con diferentes sistemas y variantes metodológicas.

En el caso que se presenta, la entrada de datos empezó con la digitalización en formato vectorial (utilizando el paquete informático Ilwis 1.41; ITC, 1994) mediante vectorización (y en ocasiones poligonización) de mapas básicos y temáticos:

- Mapa de límite de la cuenca, subcuencas, intercuencas y principales ríos, a partir del Mapa Provincial 1:200.000 de Ávila (IGN, 1983).
- Mapa topográfico, extraído del Mapa Provincial 1:200.000 de Ávila (IGN, 1983).
- Mapa de grupos hidrológicos de suelos, a partir del Mapa de suelos de Castilla y León (JCL, 1987) reclasificado según el SCS.
- Mapa de vegetación y usos del terreno, a partir del Mapa de cultivos y aprovechamientos provincial de Ávila (MAPA, 1983).

Posteriormente estas coberturas temáticas se conviertieron a formato matricial (rasterización), adoptando un tamaño de celdilla cuadrada (*pixel*) de 200 x 200 m, acorde con la escala de los mapas utilizados en la vectorización.

El tratamiento de la información comenzó con la obtención del mapa de pendientes mediante interpolación y posterior filtrado direccional del mapa topográfico rasterizado. El mapa de pendientes resultante se reclasificó en dos clases de pendiente, correspondientes a los intervalos fijados por el SCS: Clase 1, de 0 a 3 %; Clase 2, de 3 a 200 %.

Otro tipo de operación básica fue la recodificación del mapa de vegetación y usos del terreno, asignando a cada clase un nuevo código correspondiente a números primos (Tabla 14.18), según la propuesta metodológica de Ferrer *et al.* (1995). De semejante manera se procedió con el mapa de grupos hidrológicos de suelos (codificando los tipos A, B y C con los primos 3, 5 y 11 respectivamente), y con el mapa de pendientes reclasificado (codificando los intervalos de pendiente con los primos 2 y 1).

Tabla 14.18. Reclasificación de los tipos de cultivos y aprovechamientos (MAPA, 1983) acorde a la propuesta del SCS (1972) y codificación asignándoles números primos.

Tipo de cultivo o aprovechamiento	Clase según el SCS (1972)*	Código (nº primo)
Coníferas	MFF	73
Coníferas/Frondosas	MFME	79
Frondosas	MFME	79
Improductivo Agua	RI	89
Improductivo Tierra	B	13
Labor	B	13
Labor Pastizal	B	13
Matorral	MFC	67
Matorral + Coníferas	MFM	71
Matorral +	MFM	71
Matorral + Frondosas	MFM	71
Olivar	PRAFP	47
Pastizal	PP	31
Pastizal + Coníferas	PM	37
Pastizal * Frondosas	PM	37
Pradera	PB	41
Regadío	RCD	29
Regadío + Coníferas	RCD	29
Viñedo	PRAFP	47

* Ver equivalencias en la leyenda de la Tabla 14.13.

El análisis para la obtención del número de curva consistió en una superposición y cruce de las tres coberturas anteriormente recodificadas. Para ello, dado que las clases de los mapas están expresadas como números primos, bastaría realizar la operación aritmética de producto

usos x suelos x pendientes

para obtener un mapa con las distintas combinaciones posibles, expresadas igualmente por diferentes números primos (resultado del producto de primos entre sí). Este mapa, cruzado con una tabla de equivalencias entre los productos de los números primos y sus correspondientes números de curva, nos permite obtener una nueva cartografía de la distribución espacial del número de curva (Figura 14.4).

Finalmente, se realizan integraciones utilizando la capacidad del SIG para estimar el valor del número de curva a nivel areal, esto es, para la subcuenca completa (resultando un valor de 76,53 ó P_0 = 16,83 mm) y las subcuencas e intercuencas a ella drenantes (Tabla 14.19).

Figura 14.4. Mapa de los polígonos con diferentes valores del número de curva (CN) para la subcuenca de El Burguillo (d), obtenido mediante la metodología del SCS (1972), y utilizando un sistema de información geográfica en su cálculo. Es el resultado de la superposición de los mapas de pedientes reclasificado (a), suelos reclasificados (b) y vegetación y usos reclasificados (c).

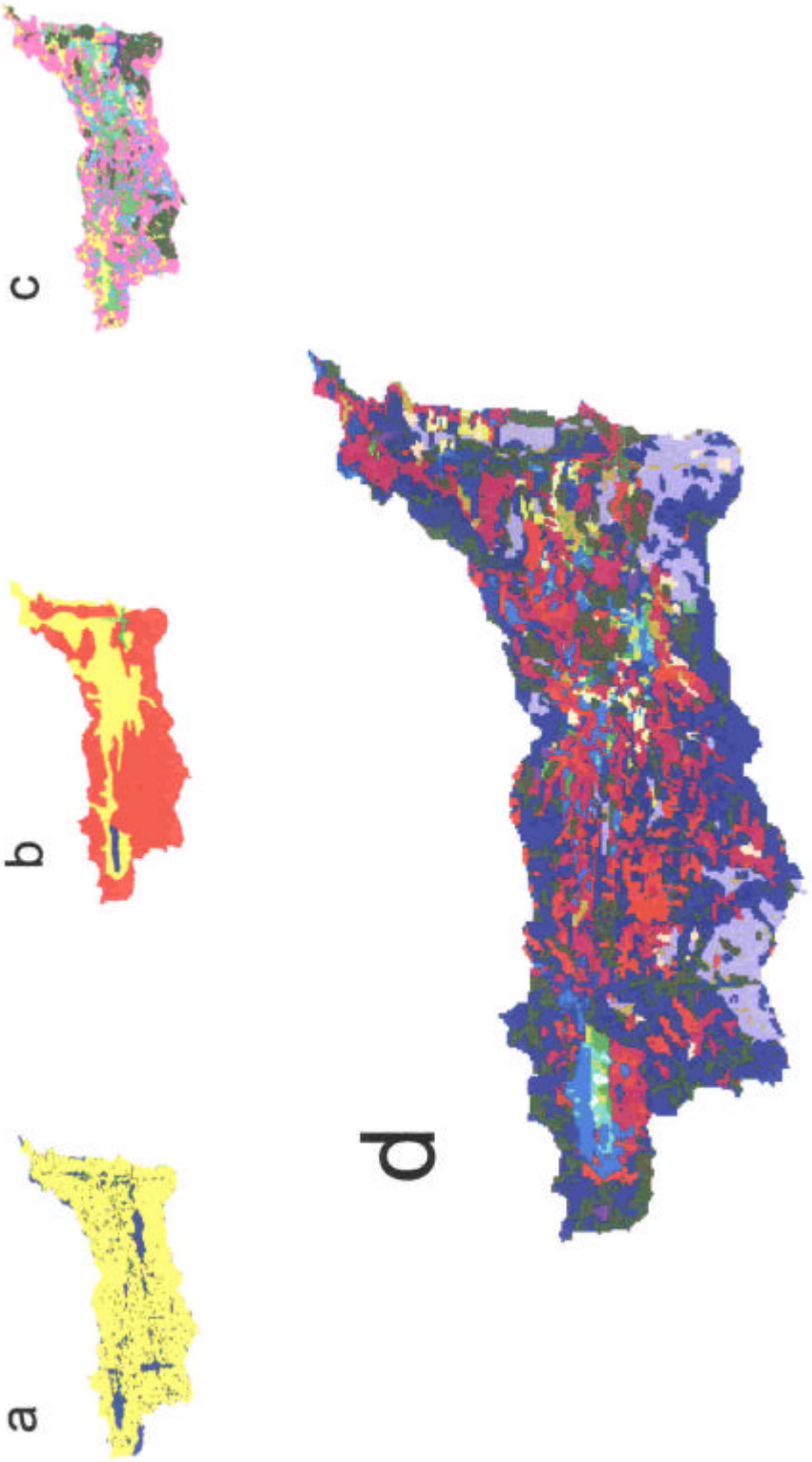


Tabla 14.19. Valores del número de curva (CN) y umbral de escorrentía (P_0) para la cuenca del río Alberche, subcuenca de El Burguillo completa, y subcuencas e intercuencas drenantes a ésta.

CUENCA, SUBCUENCA O INTERCUENCA	C.N.	P_0 (mm)
Cuenca del río Alberche	58,82*	35,00*
Subcuenca de El Burguillo	76,53	16,83
01. Subcuenca del arroyo de la Gama	85,09	8,76
02. Subcuenca del río Arenillas	82,79	10,39
03. Subcuenca del arroyo Gil	82,88	10,33
04. Subcuenca del río Piquillo	75,16	16,52
05. Subcuenca del río Astillero	79,64	12,78
06. Subcuenca garganta de Arrebolos	76,12	15,68
07. Subcuenca arroyo de la Gargantilla	90,02	5,54
08. Subcuenca del arroyo del Horco	78,81	13,44
09. Subcuenca del arroyo de la Cueva	85,75	8,31
10. Subcuenca del arroyo del Puerto	82,35	10,71
11. Subcuenca del río de Santa María	75,32	16,38
12. Subcuenca del arroyo de Navahondilla	84,66	9,06
13. Subcuenca del arroyo del Pasadero	70,89	20,53
14. Subcuenca del arroyo del Puerto	81,67	11,22
15. Subcuenca del arroyo del Chorrerón	67,88	23,66
16. Subcuenca garganta del Royal	78,93	13,34
17. Subcuenca del arroyo de la Yerma	72,14	19,31
18. Subcuenca garganta de Lanchamala	78,40	13,77
19. Subcuenca del río Gaznata	71,46	19,97
20. Subcuenca garganta de Muñogrande	72,20	19,25
22. Subcuenca garganta Cabrera	77,14	14,81
26. Subcuenca del arroyo del Puerto	75,20	16,49
100. Embalse de El Burguillo	98,79	0,61
200. La Isla de Navaluenga	71,71	19,72
1012. Intercuenca El Truchero	85,23	8,66
1113. Intercuenca La Media Legua	67,11	24,51
1214. Intercuenca Las Navazuelas	79,64	12,78
1315. Intercuenca Las Viñas	63,87	28,28
1416. Intercuenca Las Cuevas	74,02	17,55
1517. Intercuenca Valdelacasa	72,76	18,72
1618. Intercuenca Las Matas	63,61	28,60
1719. Intercuenca La Pizarra	72,72	15,17
1820. Intercuenca La Hoya	64,00	28,12
1921. Intercuenca arroyo del Higuerón	67,23	24,37
2022. Intercuenca Venero Claro	73,00	18,49
2224. Intercuenca La Rinconada	65,37	26,49
2426. Intercuenca Pozomalo	70,66	20,76
2628. Intercuenca Chamorzo Chino	69,72	21,71
0002. Intercuenca Romarcos-Aliagas	74,16	17,42
0103. Intercuenca arroyo de la Majada	82,56	10,56
0204. Intercuenca Cerro del Pino	79,00	13,29
0305. Intercuenca Cepeda la Mora	80,87	11,83
0406. Intercuenca La Devedilla	79,97	12,52

0507. Intercuenca Hoyocasero	83,39	9,96
0608. Intercuenca Pedro Blasco	83,80	9,67
0709. Intercuenca Oveja	88,44	6,54
0810. Intercuenca Charco del Negrito	85,17	8,71
0911. Intercuenca Casas del Escribano	78,99	13,29

* Datos estimados como promedio peninsular y para condiciones de humedad antecedente seca.

** Obtención del hidrograma de crecida con el método del hidrograma unitario*

El método del hidrograma unitario (Sherman, 1932) utiliza la discretización del hietograma, asignando un hidrograma de escorrentía superficial a cada milímetro de precipitación neta resultante de un hietograma de una duración determinada (D); para ello se basa en las hipótesis de constancia del tiempo base, proporcionalidad y superposición aplicadas al sistema lluvia neta-escorrentía (Ferrer, 1993). Suele admitirse como válido para cuencas con extensión inferior a 2000-2500 km^2 y superior a 5 km^2, por lo que sería aplicable a la subcuenca de El Burguillo y todas sus subcuencas e intercuencas, pero no así a la cuenca completa del río Alberche (CHA; 4100 km^2).

Para la transformación de los valores de precipitación a escorrentía mediante este método, una vez corregidos aquéllos arealmente, es preciso en primer lugar conocer su distribución temporal (hietograma) que nos condicionará sobremanera la distribución de los caudales (hidrograma).

- Distribución temporal de la precipitación

La representación temporal de la intensidad de precipitación recibe el nombre de hietograma, presentando notables diferencias entre episodios de precipitación distintos; sin embargo, las variaciones derivadas de la duración del evento de precipitación o su magnitud (periodo de retorno) no son tan importantes en su forma. Por ello tienden a emplearse unos modelos de hietogramas sintéticos cuya forma se modifica homotéticamente en función de la magnitud de la precipitación (Ferrer 1993). Dichos modelos pueden obtenerse, bien del análisis de hietogramas reales expresados de forma adimensional, o mediante el uso de las curvas intensidad-duración.

El primero de los procedimientos se ha descartado para la CHA al no existir ningun pluviógrafo en sus estaciones meteorológicas y por tanto carecer de hietogramas registrados. Tan sólo existen dos en las proximidades (fuera de la CHA), gestionados por el INM (Piedrahita y Ávila), pero su reciente instalación (tan sólo disponen de datos 10-minutales desde 1991 y 1988 respectivamente) hace que no hayan recogido algunos de los más importantes eventos de precipitación, unido a su habitual disfunción durante los episodios más modernos (como ocurrió el día 5-3-91). Por lo tanto, se recurre al método de las curvas de intensidad-duración.

- Generación del hietograma sintético

La falta de datos sobre la forma característica del hietograma condiciona la elección en primer lugar de uno simétrico simple, para después calibrar en función de los resultados a disposiciones más asimétricas sesgadas hacia los extremos.
Siguiendo el método de las curvas intensidad-duración, implementado en la hoja de cálculo I1/ID (CEH, 1992), e introduciendo como valores:

P_d= (precipit. máx. diaria areal para T=500 a) x K_a x 1,17
I_1/I_d= 10 (obtenido del mapa de isovalores Témez, 1987)
D= 28 horas (duración diaria)
Dt= 0,5 horas (menor que $0{,}2\times T_c$)

se obtienen valores de precipitación correspondientes a cada intervalo de un hietograma sintético y supuesto simétrico (Figura 14.5).

La duración total se establece en 28 horas por la ausencia de datos sobre la duración media de los episodios de precipitación, al ser diaria la recopilación de la información en las estaciones. Esta decisión se corrobora por la duración de alguno de los escasos episodios de precipitación importante registrados en los pluviógrafos de las estaciones automáticas que circundan la cuenca: las lluvias generadoras de crecidas entre los días 20 y 21 de enero de 1996 presentan un tiempo base de 27 horas en el observatorio de Ávila y de 28 horas en el de Piedrahita (Figura 14.6).

Por su parte, como duración del intervalo temporal del hidrograma se utiliza 0,5 horas, rango temporal que cumple el requisito de ser menor que un quinto del tiempo de concentración y además se considera idóneo de acuerdo a los rangos de procedencia de los datos y los objetivos del estudio. La importancia de la duración de los intervalos temporales del hietograma en los resultados finales ya fue puesta de manifiesto por García-Bartual (1996), quien observó para la Rambla de Poyo (Valencia) que los caudales obtenidos eran tanto menores cuanto más grosera era la descripción de la lluvia; de modo que con una descripción horaria en vez de 5-minutal se podrían subestimar las puntas en un 40 %. Sin embargo en las cuencas grandes como las aquí estudiadas, las fluctuaciones de intensidad son amortiguadas por el sistema, siendo suficiente con la resolución temporal horaria. García-Bartual (op. cit.) pone igualmente de manifiesto los problemas a que conduce la utilización de las curvas ID obtenidas con la fórmula de la Instrucción de drenaje superficial (MOPU, 1990) para el intervalo menor a una hora, normalmente de sobreestimación.

- Generación del hidrograma sintético

A partir del hietograma sintético y mediante el método del hidrograma unitario, se obtiene un hidrograma sintético. Para ello se ha utilizado una versión triangular del hidrograma sintético propuesto por el SCS (1972), también conocido como hidrograma unitario de Témez (Témez, 1987), y el hidrograma de Clark (1945).

Los datos de tiempos característicos se calculan mediante las fórmulas simplificadas del método del hidrograma triangular de Témez (Témez, 1987), que tan sólo precisan medir en cada cuenca o subcuenca la longitud del cauce principal y la pendiente media de éste, con lo que se obtiene el tiempo de concentración y el desfase de la punta (Tabla 14.20). Los datos de entrada (longitud del cauce principal, cotas de nacimiento y desembocadura) se obtuvieron planimetrando con un

aparato Ushikata X-Plan360 d, sobre la cartografía a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército; la medida de la longitud del cauce en los interfluvios (intercuencas) se hizo aprovechando alguna corriente secundaria, o la máxima longitud perpendicular al cauce principal al que drena.

Figura 14.5. Representación de un hietograma sintético simétrico para la subcuenca 1 de El Burguillo y diferentes periodos de retorno.

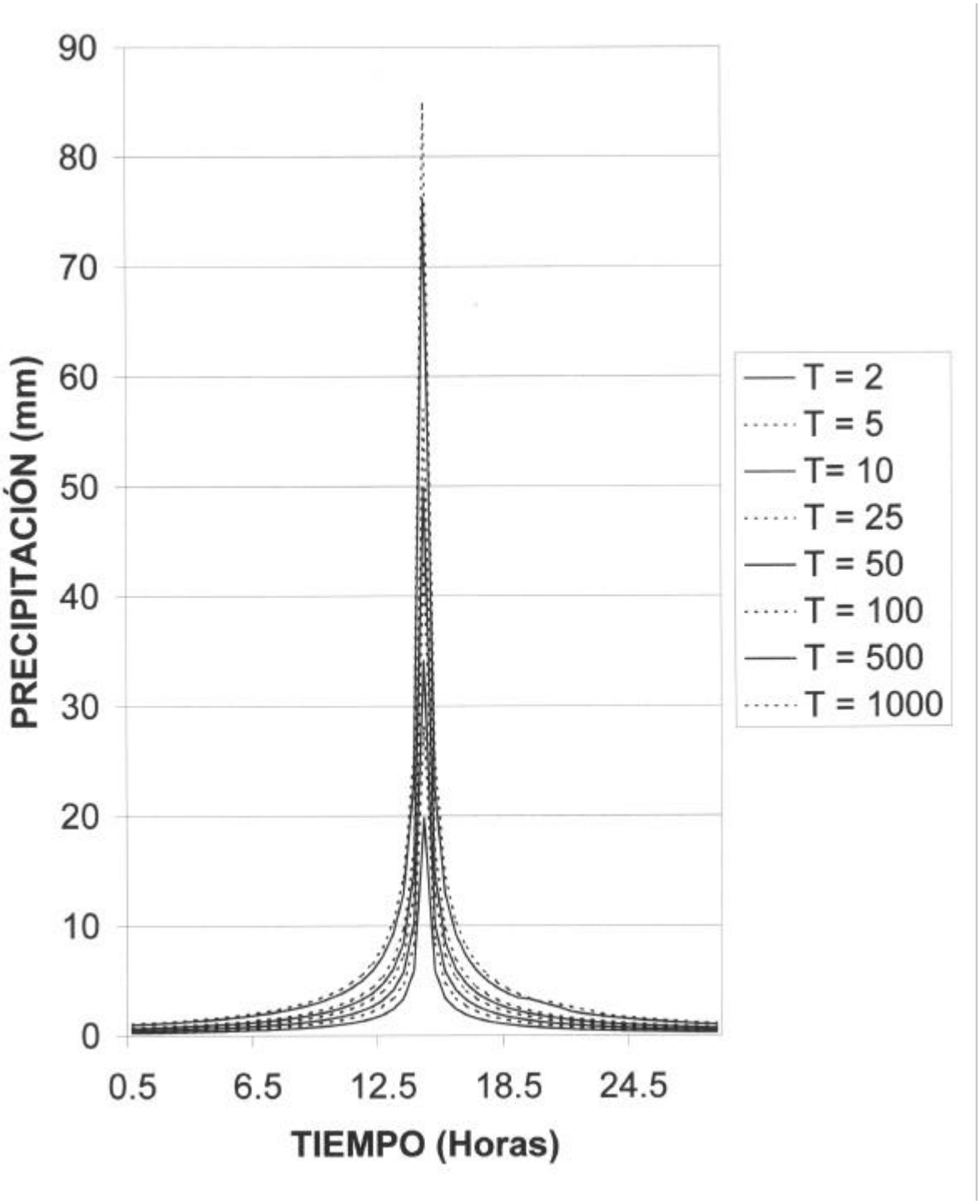


Figura 14.6. Hietogramas de Ávila y Piedrahita correspondientes a los días 20 y 21 de enero de 1996: a) Ávila 16-12-1989 (16,4 mm); b) Ávila 21-01-1996 (49,4 mm); c) Piedrahita 21-01-96 (159,2 mm).

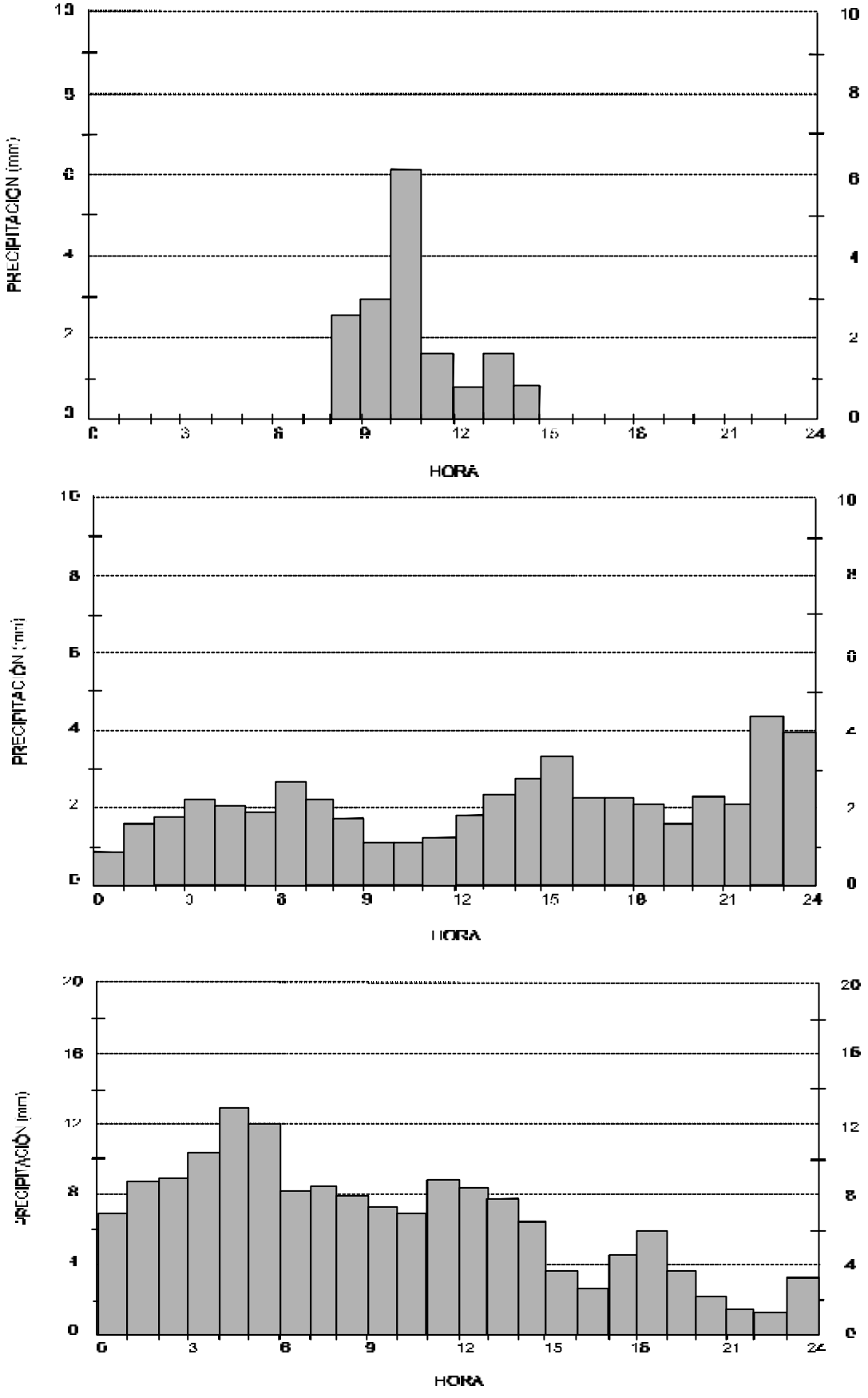


Tabla 14.20. Parámetros morfométricos y tiempos característicos calculados mediante las fórmulas del hidrograma triangular de Témez para el río Alberche completo, río Alberche hasta El Burguillo y corrientes e interfluvios drenantes a aquél.

CORRIENTE FLUVIAL O INTERFLUVIO	LONGITUD DEL CAUCE (L, en km)	PENDIENTE DEL CAUCE (J)	DESFASE DE LA PUNTA (T_{dp}, en horas)	CONCENTRACIÓN (T_c, en horas)
Río Alberche (completo)	181,00	0,0073	13,89	39,69
Río Alberche (Burguillo)	76,00	0,0133	6,41	18,33
Arroyo de la Gama	3,97	0,0679	0,51	1,43
Río Arenillas	12,77	0,0466	1,34	3,72
Arroyo Gil	4,99	0,0701	0,61	1,69
Río Piquillo	6,94	0,1029	0,73	2,02
Río Astillero	10,33	0,0377	1,19	3,30
Garganta de Arrebolos	7,68	0,0781	0,82	2,29
Arroyo de la Gargantilla	4,56	0,0965	0,53	1,48
Arroyo del Horco	10,21	0,0568	1,09	3,02
Arroyo de la Cueva	10,23	0,0655	1,06	2,95
Arroyo del Puerto	10,67	0,0515	1,15	3,19
Romarcos-Aliagas	5,03	0,0497	0,65	1,81
Arroyo de la Majada	4,90	0,0776	0,58	1,63
El Truchero	1,42	0,1551	0,20	0,56
Cerro del Pino	0,17	0,1832	0,04	0,11
Cepeda la Mora	6,51	0,0775	0,73	2,03
La Devedilla	2,03	0,0788	0,30	0,83
Hoyocasero	5,46	0,0623	0,66	1,85
Pedro Blasco	0,35	0,5487	0,05	0,15
Oveja	1,31	0,2183	0,18	0,49
Charco del Negrito	0,57	0,3340	0,87	0,24
Casas del Escribano	2,75	0,1090	0,35	0,99
Río de Santa María	20,76	0,0352	2,05	5,68
La Media Legua	1,12	0,1038	0,18	0,50
Arroyo de Navahondilla	5,91	0,0812	0,67	1,86
Las Navazuelas	8,27	0,0363	1,01	2,81
Arroyo del Pasadero	5,05	0,0495	0,65	1,82
Las Viñas	1,73	0,0346	0,31	0,86
Arroyo del Puerto	7,95	0,1044	0,80	2,23
Las Cuevas	0,78	0,2827	0,11	0,32
Arroyo del Chorrerón	10,04	0,0547	1,08	3,01
Valdelacasa	3,58	0,0587	0,49	1,35
Garganta del Royal	6,61	0,1452	0,65	1,82
Las Matas	2,55	0,2508	0,29	0,79
Arroyo de la Yerma	13,03	0,0500	1,34	3,73
La Pizarra	2,73	0,0407	0,42	1,18
Garganta de Lanchamala	5,99	0,1436	0,61	1,69
La Hoya	1,04	0,0479	0,20	0,55
Río Gaznata	23,40	0,0304	2,30	6,40
Arroyo del Higuerón	2,89	0,1145	0,36	1,01
Garg. de Muñogrande	5,81	0,1274	0,61	1,69
Isla de Navaluenga	0,08	0,0124	0,04	0,10

Venero Claro	0,79	0,1144	0,14	0,38
Garganta Cabrera	5,56	0,1746	0,55	1,54
La Rinconada	3,09	0,1587	0,36	1,00
Pozomalo	2,43	0,2514	0,28	0,77
Arroyo del Puerto	6,81	0,1161	0,70	1,94
Chamorzo Chino	1,48	0,1293	0,21	0,59

Para la transformación del hietograma en hidrograma se ha utilizado la modelación de crecidas con modelos de parámetros agregados, mediante el programa HEC-1 (HEC, 1981) basado en el hidrograma unitario de Clark (1945). Se introdujeron los datos de distribución temporal de la lluvia correspondientes a T= 500 años (hietograma sintético calculado) y los totales del resto de los periodos, supuesta esa misma distribución.

Para la cuenca completa del río Alberche y la subcuenca de El Burguillo considerada en su conjunto, los valores resultantes de los caudales punta del hidrograma para diferentes periodos de retorno están recogidos en la Tabla 14.21. Este tipo de sistemas son particularmente convenientes para cuencas grandes como la estudiada, porque la multiplicación de subcuencas hace que se promedien los errores cometidos. Sin embargo, para cuencas poco extensas en las que el proceso de laminación tiene poca importancia, los errores son muy grandes; ello se debe a que, al ser la transformación lluvia-escorrentía un proceso no lineal, existen varias combinaciones muy diferentes de valores de parámetros que dan el mismo resultado (Marco, 1996).

Tabla 14.21. Valores de caudales punta (m^3/s) instantáneos correspondientes a los hidrogramas calculados mediante el método del hidrograma sintético para las cuencas de El Burguillo y la CHA.

CUENCA	**PERIODO DE RETORNO** (años)							
	2	5	10	25	50	100	500	1000
El Burguillo	43,76	172,08	312,94	564,27	733,96	1079,63	1890,15	2308,13
CHA	8,15	96,64	215,43	440,74	661,68	936,40	1769,91	2216,27

- Organización espacio-temporal del modelo hidrometeorológico

Cuando se opta por aplicar un modelo hidrometeorológico semidistribuido, en el que se considera la existencia de varias subcuencas e intercuencas dentro de la cuenca del río principal (como es el caso de la subcuenca de El Burguillo), no basta con generar un único hidrograma sintético. Debe calcularse uno en cada unidad territorial considerada homogénea (subcuenca o intercuenca) para ser posteriormente combinados y trasladados a lo largo de los tramos de la corriente receptora (en este caso el río Alberche).

De esta forma, el esquema conceptual del modelo presenta un aspecto dendrítico lineal, con un eje constituido por la corriente principal (río Alberche), a la que se van añadiendo las diferentes subcuencas e intercuencas combinándose en nudos; la onda de crecida se propaga a lo largo de los tramos que separan estos nudos (Figura 14.7).

Figura 14.7. a) Modelo digital del terreno de la cuenca de El Burguillo. b) Subdivisión en subcuencas e intercuencas dentro de la cuenca de El Burguillo.

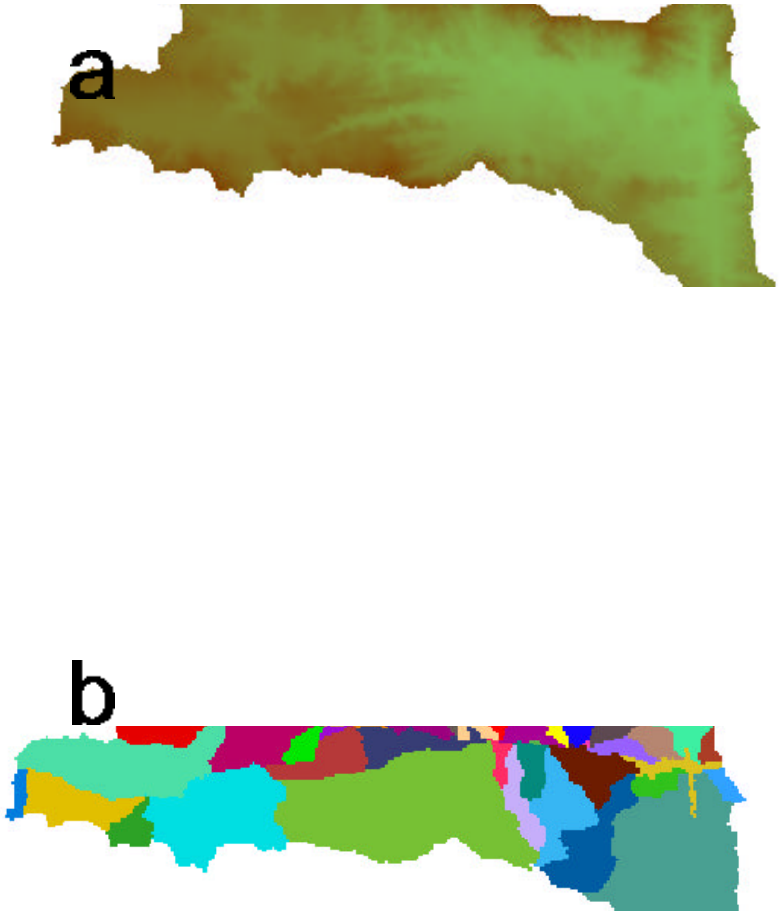
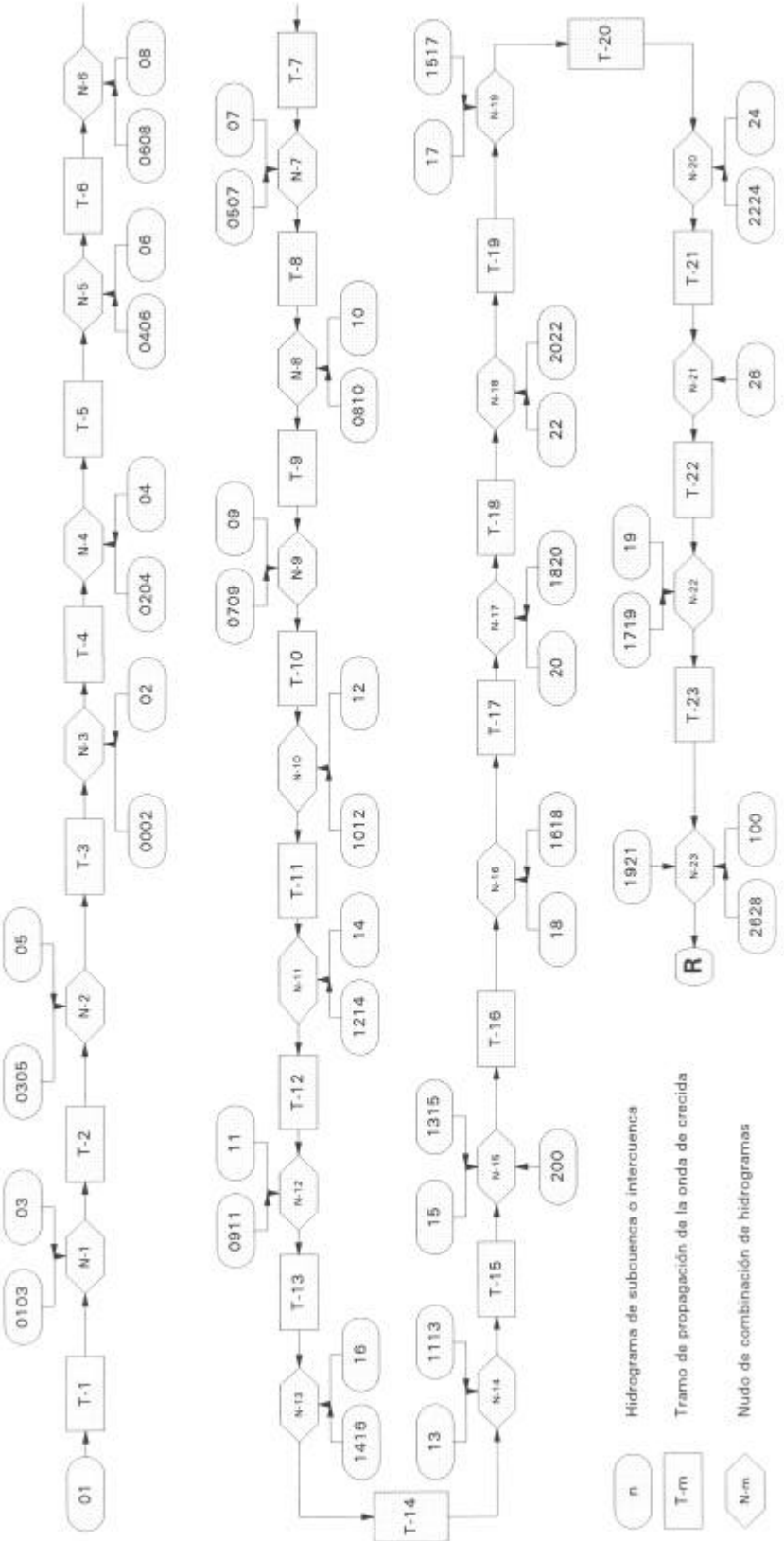


Figura 14.7. c) Organigrama de la estructuración en la generación, combinación y propagación de hidrogramas en las subcuencas y tramos de El Burguillo, introducido en el paquete HEC-1 para el modelo semidistribuido.



· *Combinación de hidrogramas*

La combinación del hidrograma generado en una subcuenca con la línea de propagación de la red a la que desemboca la cuenca, se realiza en el punto de desembocadura de su cauce principal. La incorporación del hidrograma generado en cada intercuenca se produce en el último punto aguas abajo de aquélla, esto es, en el punto de la combinación con la subcuenca situada inmediatamente aguas abajo en la misma margen. Por ello, normalmente a cada nudo de combinación llegan dos hidrogramas: una subcuenca y la intercuenca inmediatamente precedente. Este proceso se materializa mediante el uso de las tarjetas HC en el programa HEC-1 (HEC, *op. cit.*).

· *Propagación de la onda de crecida*

Una vez generados los hidrogramas y combinados oportunamente en su confluencia con el río principal (Alberche), los valores de caudales que representan la onda de crecida se desplazan a lo largo del cauce por un tramo del río hasta recibir los hidrogramas de otras subcuencas e intercuencas aguas abajo.

Este proceso, denominado propagación de la onda de crecida, se ha modelizado utilizando métodos de cálculo hidrológico implementados en HEC-1. Por la falta de datos, simplicidad del cálculo, y la reducida laminación que se produce en estos cauces, se ha adoptado la fórmula propuesta por Muskingum (US ARMY, 1969); dicha fórmula asume una relación lineal entre el volumen almacenado en cada tramo y los caudales entrantes y salientes.

La celeridad de la onda de crecida (C), en ausencia de datos específicos, se considera variable entre 0,5 y 2 m/s (L. Ardiles, *com. per.*), valores acordes con la estimación media aplicando fórmulas empíricas ($C=L/T_v$ para $T_v=0{,}64\times T_c$) que asciende a 1,8 m/s; el intervalo temporal (t) de 10 minutos, y la longitud de cada subtramo (L) de 1.200 m para que el cálculo sea estable en todos los tramos; el valor del parámetro X se considera 0,5 en los tramos torrenciales de gargantas (simple traslación de la onda) o menor donde existe desbordamiento a la llanura. Los valores de longitud del tramo, número de subtramos, parámetros (X, K y C) para los diferentes tramos, así como la estabilidad del cálculo están recogidos en la Tabla 14.22.

Tabla 14.22. Parámetros utilizados en la propagación de la onda de crecida por el método de Muskingum para los diferentes tramos diferenciados en la subcuenca de El Burguillo.

TRAMO	LONGITUD (en metros)	NÚMERO DE SUBTRAMOS	X	K	C	ESTABILIDAD DEL CÁLCULO		
						1/2(1-x)	≤ k/ t	≤ 1/2x
T-1	14226	11,85	0,25	3,95	1,0	0,67	2,00	2,00
T-2	8316	6,93	0,5	1,15	2,0	1,00	1,00	1,00
T-3	6455	5,38	0,4	0,90	2,0	0,83	1,00	1,25
T-4	487	0,41	0,5	0,7	2,0	1,00	1,00	1,00
T-5	4474	3,73	0,5	0,62	2,0	1,00	1,00	1,00
T-6	2673	2,23	0,5	0,37	2,0	1,00	1,00	1,00
T-7	1886	1,57	0,5	0,26	2,0	1,00	1,00	1,00
T-8	2430	2,02	0,5	0,34	2,0	1,00	1,00	1,00
T-9	655	0,55	0,5	0,09	2,0	1,00	1,00	1,00
T-10	2816	2,35	0,5	0,39	2,0	1,00	1,00	1,00
T-11	7296	6,08	0,5	1,01	2,0	1,00	1,00	1,00
T-12	4635	3,86	0,25	0,86	1,5	0,67	1,33	2,00

T-13	937	0,78	0,25	0,17	1,5	0,67	1,33	2,00
T-14	1627	1,36	0,25	0,30	1,5	0,67	1,33	2,00
T-15	2672	2,23	0,25	0,49	1,5	0,67	1,33	2,00
T-16	2024	1,69	0,1	0,12	0,5	0,56	4,00	5,00
T-17	898	0,75	0,1	0,50	0,5	0,56	4,00	5,00
T-18	1068	0,89	0,1	0,59	0,5	0,56	4,00	5,00
T-19	5830	4,86	0,1	3,24	0,5	0,56	4,00	5,00
T-20	1840	1,53	0,1	1,02	0,5	0,56	4,00	5,00
T-21	1562	1,30	0,1	0,87	0,5	0,56	4,00	5,00
T-22	443	0,37	0,1	0,25	0,5	0,56	4,00	5,00
T-23	2126	1,77	0,1	1,18	0,5	0,56	4,00	5,00

· *Organigrama espacial del modelo*

El esquema de organización presentado en la Figura 14.7, representa una situación idealizada considerando que en la parte final de la subcuenca no se encuentra construido el embalse de El Burguillo y la crecida evoluciona de forma natural. Sin embargo, existe otra alternativa de disposición espacial que se ajusta mejor a la dinámica actual, sobre todo para este último sector a partir del tramo de propagación número 19. Consiste en la conjunción de todos los hidrogramas de las cuencas drenantes al embalse en un único nudo ubicado en la cola del mismo, a partir del cual la laminación de la onda de crecida puede modelizarse mediante el método de Puls.

Otras variantes en el organigrama espacial a partir de las dos principales derivan de la no consideración de la capacidad de laminación del embalse; en el primer caso asimilando los valores de X y C (propagación según Muskingum) previos a la construcción de la presa. La falta de información sobre la situación previa al embalse y al funcionamiento del mismo nos lleva a descartar algunas de estas alternativas.

· *Organización temporal del modelo*

En el análisis y tratamiento de los datos pluviométricos se consideró un factor corrector de área en función del tamaño de la cuenca, subcuenca o intercuenca. Sin embargo, podrían añadirse al modelo consideraciones acerca de la fecha y hora del comienzo de la lluvia, supuesta en un principio simultánea en toda la cuenca.

La manifiesta elongación oeste-este de la subcuenca de El Burguillo, coincide con la dirección preferente de circulación de los episodios frontales que dan lugar a las crecidas. Por tanto, no es en absoluto descabellado hacer progresivo en el tiempo el momento de inicio de la precipitación en las subcuencas e intercuencas en función del rango de celeridad de las perturbaciones frontales causantes de lluvias importantes. A grandes rasgos, se considera que los frentes atlánticos de procedencia occidental o noroccidental tienen una velocidad media de avance de 500 km/día, lo que equivale a que establecer tres zonas dentro de la subcuenca entre las que existe una diferencia de inicio de la precipitación de una hora; este modelo considera por tanto una organización espacial heterócrona.

- Hidrograma resultante del modelo

Combinando los organigramas espaciales y las organizaciones temporales que ha sido posible modelizar por la existencia de la información precisa, se obtienen los hidrogramas de salida de la cuenca de El Burguillo para el modelo semidistribuido en subcuencas e intercuencas.

En el caso de una organización espacial que no considere la existencia del embalse y sea isócrona, los principales parámetros de los hidrogramas correspondientes a varios periodos de retorno se recogen en la Tabla 14.23. Se trata de hidrogramas trimodales, aunque el caudal punta duplica y triplica los correspondientes a las otras dos modas, que se sitúan a unos tiempos de 17 horas 10 minutos y 14 horas 30 minutos, respectivamente (Figura 14.8).

Tabla 14.23. Caudales característicos de los hidrogramas resultantes de la combinación de modelos hidrometeorológicos semidistribuidos con organización temporal isócrona establecidos para la subcuenca de El Burguillo.

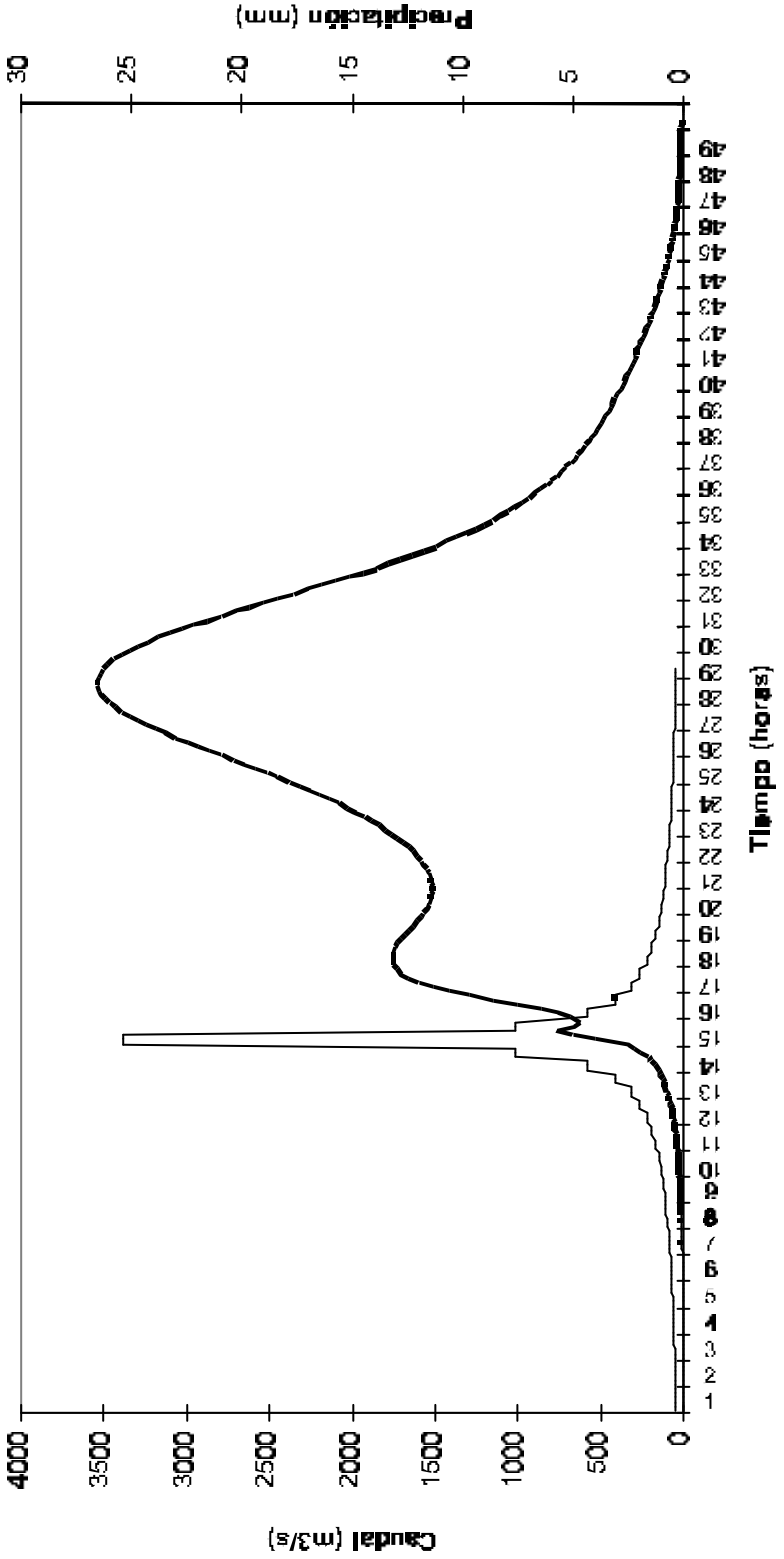
HIDROGRAMA RESULTADO	**PERIODO DE RETORNO** (en años)							
	2	5	10	25	50	100	500	1000
Caudal punta (m^3/s)	657,27	1051,59	1349,03	1792,40	2150,81	2550,52	3538,75	5425,90
Tiempo de punta (horas)	28,33	28,17	28,17	28,00	28,00	27,83	27,83	27,00
Caudal medio 6 h (m^3/s)	581,76	937,70	1208,29	1612,22	1940,10	2305,63	3209,73	4911,01
Caudal med. 24 h (m^3/s)	291,99	494,60	655,38	898,44	1099,22	1323,93	1892,07	2674,86
Caudal med. 72 h (m^3/s)	148,84	251,12	332,22	454,46	555,44	668,46	955,27	1345,59

El modelo cuya organización espacial sí que considera la presencia del embalse, aunque no la laminación que éste ejerce, resulta en unos parámetros para un periodo de retorno de 500 años: caudal punta= 3794,90 m^3/s; tiempo de punta= 24,67 horas; caudal medio 6 horas= 3395,54 m^3/s; caudal medio 24 horas= 1926,77 m^3/s; caudal medio 72 horas= 955,50 m^3/s. En este caso el hidrograma característico presenta una marcada bimodalidad, con una primera moda a 14 horas 50 minutos de 2/3 del caudal punta y rápida curva de ascenso.

**** Cálculo hidrometeorológico por el método racional modificado para la subcuenca de El Burguillo***

Mulvany (1850) estableció en Irlanda dos ideas básicas para la hidrología de eventos extremos: las cuencas hidrográficas poseen un tiempo característico de respuesta según su tamaño y pendientes (que entonces se denominó tiempo de concentración); y para una cuenca dada, la lluvia más desfavorable es la de duración igual al citado tiempo. Posteriormente Knidiling elaboró estas ideas en Estados Unidos de Norteamérica, convirtiéndolas en el denominado método racional (Marco, 1996).

Figura 14.8. Hidrograma sintético resultado de un modelo semidistribuido para la subcuenca de El Burguillo, correspondiente a un evento de periodo de retorno de 500 años. El hietograma aparece en línea más fina.



El método racional modificado fue una variación del clásico método racional, realizada por Témez (1991) con objeto de contemplar la influencia de la lluvia neta dentro del tiempo de concentración de la cuenca, introduciendo para ello el coeficiente de uniformidad (K). De esta forma, la formulación queda:

$$Q= C \times I \times A \times K / 3,6$$

siendo: Q, caudal punta; C, coeficiente de escorrentía del intervalo de I; I, intensidad media de precipitación en T_c; A, área de la cuenca; K, coeficiente de uniformidad.

Esta modificación mejora la propuesta contemplada en la Norma 5.2-IC (MOPU, 1990), ampliando su campo de aplicación hasta cuencas de 3000 km^2 y tiempos de concentración entre 0,25 y 24 horas.

- Cálculo del coeficiente de escorrentía

Se estimó a partir de la fórmula propuesta por Témez con bs valores de umbral de escorrentía calculados mediante la metodología del SCS (1972):

$$C = (P_d - P_0) \times (P_d + 23\ P_0) / (P_d + 11\ P_0)^2$$

siendo: C, coeficiente de escorrentía; P_d, precipitación diaria; P_0, umbral de escorrentía.

Para ello se utilizaron valores del P_0 en un rango entre 10 y 100 mm.

** Cálculo de la intensidad de precipitación*

Los valores correspondientes a la precipitación máxima en 24 horas se afectan por un factor reductor del área, utilizando la fórmula propuesta por Témez (1987):

$$K_A = 1 - (\log A / 15)$$

donde: K_A, factor reductor del área; A, área de la cuenca en km^2.

Esta estimación es considerada válida puesto que el área de la cuenca (1050 km^2) es menor de 3000 km^2, límite establecido por el citado autor para su aplicación.

El cálculo de la intensidad final para una duración igual a T_c utiliza un valor de $I_1/I_d = 10$, extraído del mapa de isovalores de Témez (1978, 1987), dentro de la expresión general de cálculo de intensidades para distintos intervalos temporales mediante las curvas de intensidad-duración.

- Cálculo del coeficiente de uniformidad

Se ha estimado mediante la fórmula propuesta por Témez (1991), obtenida de comprobaciones empíricas en diversas cuencas peninsulares:

$$K = 1 + (T_c^{1,25} / (T_c^{1,25} + 14))$$

donde K es el coeficiente de uniformidad, y T_c el tiempo de concentración, que a su vez se calcula con la expresión:

$$T_c = 0{,}3\ (L / J^{1/4})^{0{,}76}$$

siendo: T_c, tiempo de concentración; L, longitud del cauce principal en km; J, pendiente del cauce principal.

- Estimación de los cuantiles

Como resultado de aplicar la fórmula del método racional modificado para diferentes valores de umbral de escorrentía y distintos periodos de retorno, los valores de caudales punta obtenidos se encuentran recogidos en la Tabla 14.24.

Tabla 14.24. Cuantiles de caudal punta (Q_p , m^3/s) resultantes de la aplicación del método racional modificado a la subcuenca de El Burguillo para distintos valores de umbral de escorrentía (P_0) y periodos de retorno.

P_0 (mm)	C.N.	PERIODO DE RETORNO (en años)							
		2	5	10	25	50	100	500	1000
50	50,00	0	97,79	207,80	401,72	582,77	805,83	1466,82	1819,76
45	52,63	15,43	140,59	265,38	481,67	681,15	924,77	1637,72	2014,59
40	55,56	45,73	192,01	334,09	576,23	796,73	1063,54	1833,99	2236,81
35	58,82	83,25	254,94	417,48	689,74	934,35	1227,39	2061,34	2492,16
34	59,52	91,86	269,25	436,34	715,22	965,07	1263,76	2111,16	2547,80
33	60,24	100,89	284,22	456,03	741,75	996,99	1301,47	2162,58	2605,12
32	60,98	110,39	299,92	476,62	769,40	1030,19	1340,61	2215,67	2664,18
31	61,73	120,39	316,38	498,16	798,25	1064,75	1381,25	2270,51	2725,05
30	62,50	130,93	333,67	520,73	828,36	1100,73	1423,47	2327,17	2787,80
29	63,29	142,05	351,84	544,39	859,83	1138,24	1467,36	2385,73	2852,50
28	64,10	153,80	370,97	569,22	892,74	1177,37	1513,01	2446,29	2919,23
27	64,93	166,25	391,13	595,32	927,18	1218,20	1560,54	2508,93	2988,08
26	65,79	179,45	412,41	622,78	963,28	1260,87	1610,04	2573,75	3059,13
25	66,67	193,47	434,90	651,70	1001,14	1305,48	1661,63	2640,83	3132,45
24	67,57	208,39	458,71	682,20	1040,88	1352,15	1715,43	2710,28	3208,14
23	68,49	224,29	483,95	714,42	1082,65	1401,04	1771,58	2782,20	3286,26
22	69,44	241,29	510,75	748,49	1126,59	1452,28	1830,22	2856,70	3366,92
21	70,42	259,48	539,26	784,58	1172,87	1506,03	1891,48	2933,86	3450,17
20	71,43	279,01	569,64	822,85	1221,67	1562,46	1955,53	3013,81	3536,10
15	76,92	402,79	756,99	1054,70	1510,76	1891,62	2323,44	3458,26	4007,20
10	83,33	596,36	1032,04	1381,68	1898,88	2318,83	2785,47	3979,50	4546,20

14.1.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE CAUDALES DE CRECIDA PARA LA CHA

El análisis estadístico realizado para la CHA, tiene por objeto la estimación de los caudales punta y caudales medios diarios correspondientes a diferentes periodos de retorno (cuantiles de caudal) a partir de los datos de aforos y utilizando métodos paramétricos con datos locales y regionales; para ello se emplearán las series anuales de máximos caudales disponibles.

La idea de medir la importancia de una crecida por su frecuencia corresponde a Fuller, quien a principios del siglo XX introdujo el concepto de periodo de retorno como inversa de la probabilidad de superar un determinado caudal.

Este estudio puede realizarse con modelos para la predicción de avenidas basados en un único lugar (univariados), multisitio (multivariados), regionales, o información histórica y de paleoavenidas. Dentro de los primeros se ha elaborado mediante técnicas no paramétricas, básicamente la comprobación visual de ajuste a gráficas de funciones de distribución, o paramétricas que tratan de ajustar a los datos un modelo estadístico (función de distribución + método de estimación de parámetros + modelo de utilización de datos locales y regionales).

** Antecedentes en el análisis estadístico de caudales en la CHA*

Tal y como se recoge en el estudio encargado por la Comisaría de Aguas del Tajo (MOPU, 1987), un manual confeccionado por la CHT y UF para la explotación, conservación y vigilancia de los saltos del Alberche (anejo 5- Actuación ante una avenida), considera como caudales punta los reflejados en la Tabla 14.25.

Tabla 14.25. Cuantiles de caudal (m^3/s) correspondientes al análisis estadístico de caudales realizado por la CHT y UF para el río Alberche hasta los embalses de El Burguillo y de San Juan (MOPU, 1987).

SUBCUENCA	PERIODO DE RETORNO			
	10	50	100	500
Río Alberche hasta El Burguillo	700	1039	1183	1513
Río Alberche hasta San Juán	1013	1501	1709	2184

** Adquisición y selección de los datos de aforos*

Se utilizarán las series ordinarias de aforos procedentes de las estaciones y embalses situados en el río Alberche o sus afluentes, y gestionados por la Confederación Hidrográfica del Tajo y la empresa Unión Fenosa, S.A.

- Datos de la Confederación Hidrográfica del Tajo

Los datos correspondientes a la CHT son gestionados por la Comisaría de Aguas, se encuentran implementados en la base de datos HIDRO (Quintas, 1994) y son periódicamente publicados en los anuarios de aforos de dicha Confederación (CHT, 1993-1994).

Existen 13 referencias a estaciones de aforo situadas en cauces de la CHA, algunas de las cuales se encuentran actualmente fuera de servicio o presentan series de datos de corto periodo (Tabla 14.26).

Tabla 14.26. Estaciones de aforo con datos de caudales máximos anuales situadas en la CHA, y controladas por la Comisaría de Aguas de la CHT. E= embalse; Q_c= caudal anual máximo diario; Q_{ci}= caudal anual máximo instantáneo.

INDICATIVO	SITUACIÓN		CUENCA DRENANTE (km^2)	AÑO COMIENZO	AÑO FINAL	NÚMERO DE DATOS	
	CORRIENTE	MUNICIPIO				Q_c	Q_{ci}
03022	Río Alberche	Aldea del Fresno	-	1914/15	1931/32	2	0
03110	Río Alberche	Hoyocasero	-	1934/35	1935/36	-	-
03111	Río Alberche	El Burguillo (E)	1050	1941/42	1985/86	43	16
03112	Río Alberche	San Juan (E)	1911	1934/35	1985/86	37	9
03113	Río Alberche	Las Picadas (E)	2008	1964/65	1985/86	22	0
03114	Río Alberche	C. del Cura (E)	1055	1965/66	1985/86	21	0
03115	Río Alberche	Cazalegas (E)	3993	1955/56	1985/86	31	0
03116	Aº Manzano	Los Morales	-	-	-	-	-
03180	Río Cofio	S.M. Valdeigl.	629	1962/63	1981/82	-	-
03183	Río Alberche	Escalona	3102	1969/70	1988/89	11	6
03198	Río Perales	Villamantilla	260	1968/69	1988/89	15	11
03228	Río Aceña	Peguerinos	56	1973/74	1988/89	9	6
03231	Río Alberche	Navaluenga	698	1973/74	1988/89	11	2

- Datos de Unión Fenosa, S.A.

Los caudales medidos por la compañía Unión Fenosa son gestionados por la Dirección de Movimiento de Energía y han sido facilitados desde la central de Puente Nuevo, centro de control del Sector Alberche-Castrejón. Esta empresa dispone de datos de caudales diarios máximos de entradas y salidas para cada uno de los cuatro embalses que administra en esta cuenca (Tabla 14.27).

Tabla 14.27. Embalses con datos de caudales máximos anuales situados en la CHA, y controlados por la Dirección de Movimiento de la Energía de Unión Fenosa. Q_c= caudal anual máximo diario; E= dato de entrada; S= dato de salida.

INDICATIVO	SITUACIÓN		CUENCA DRENANTE (km^2)	AÑO COMIENZO	AÑO FINAL	DATOS	
	CORRIENTE	EMBALSE				Q_c	E/S
0356	Río Alberche	El Burguillo	1050	1930/31	1991/92	62	E/S
0357	Río Alberche	Charco del Cura	1055	1930/31	1991/92	62	S
0358	Río Alberche	San Juan	1790	1954/55	1991/92	38	E/S
0359	Río Alberche	Las Picadas	2008	1953/54	1991/92	39	S

A la vista de las Tablas 14.26 y 14.27, puede comprobarse la escasez de datos de caudales máximos en las estaciones de la cuenca. Tal es así que realizar un análisis con las mínimas garantías de rigor estadístico resulta prácticamente imposible en la mayoría de ellas; a este hecho se une que gran parte de los caudales no se encuentran en régimen natural, al estar reguladas las cuencas drenantes a esas estaciones. Por todo ello, y atendiendo a los objetivos de evaluar los procesos actuales ligados a las crecidas fluviales, se estudiarán en profundidad aquellas estaciones que presenten régimen natural y series suficientemente representativas: las entradas al embalse de El Burguillo (0356 y 03111) y Navaluenga (03231) en el río Alberche; y Villamantilla (03198) en el río Perales, afluente por la margen izquierda.

**** Análisis estadístico con modelos univariados***

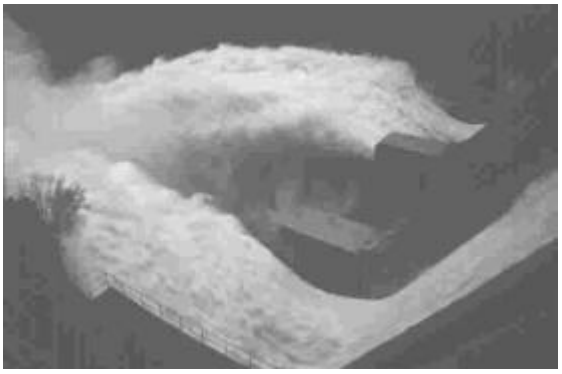
- Análisis estadístico de los datos de El Burguillo

Se dispone para las entradas al embalse de El Burguillo de cuatro series de datos, tres originales y una combinación de ellas:

- Caudales máximos anuales diarios (Q_c) de la CHT (43 datos).
- Caudales máximos anuales instantáneos (Q_{ci}) de la CHT (16 datos).
- Caudales máximos anuales absolutos (Q_c+Q_{ci}) de la CHT (42 años).
- Caudales máximos anuales diarios de entrada (Q_c) de UF (62 años).







Fotografías 14.6, 14.7 y 14.8. Salida de caudales de crecida por los órganos de desagüe de los embalses de la CHA: aliviadero de El Burguillo (arriba-izquierda) y vertederas de Las Picadas (abajo-izquierda) y Cazalegas (arriba-derecha).

Los cálculos se realizan para las nueve combinaciones de modelos estadísticos expuestas y las cuatro series (Tabla 14.28), pero prestando especial credibilidad a las dos primeras series y combinaciones de modelos.

Tabla 14.28. Caudales (m^3/s) correspondientes al cuantil de periodo de retorno de 500 años, obtenidos a partir de la aplicación de diferentes modelos estadísticos a cuatro series de caudales máximos para las entradas al embalse de El Burguillo. CHT= Confederación Hidrográfica del Tajo; UF= Unión Fenosa.

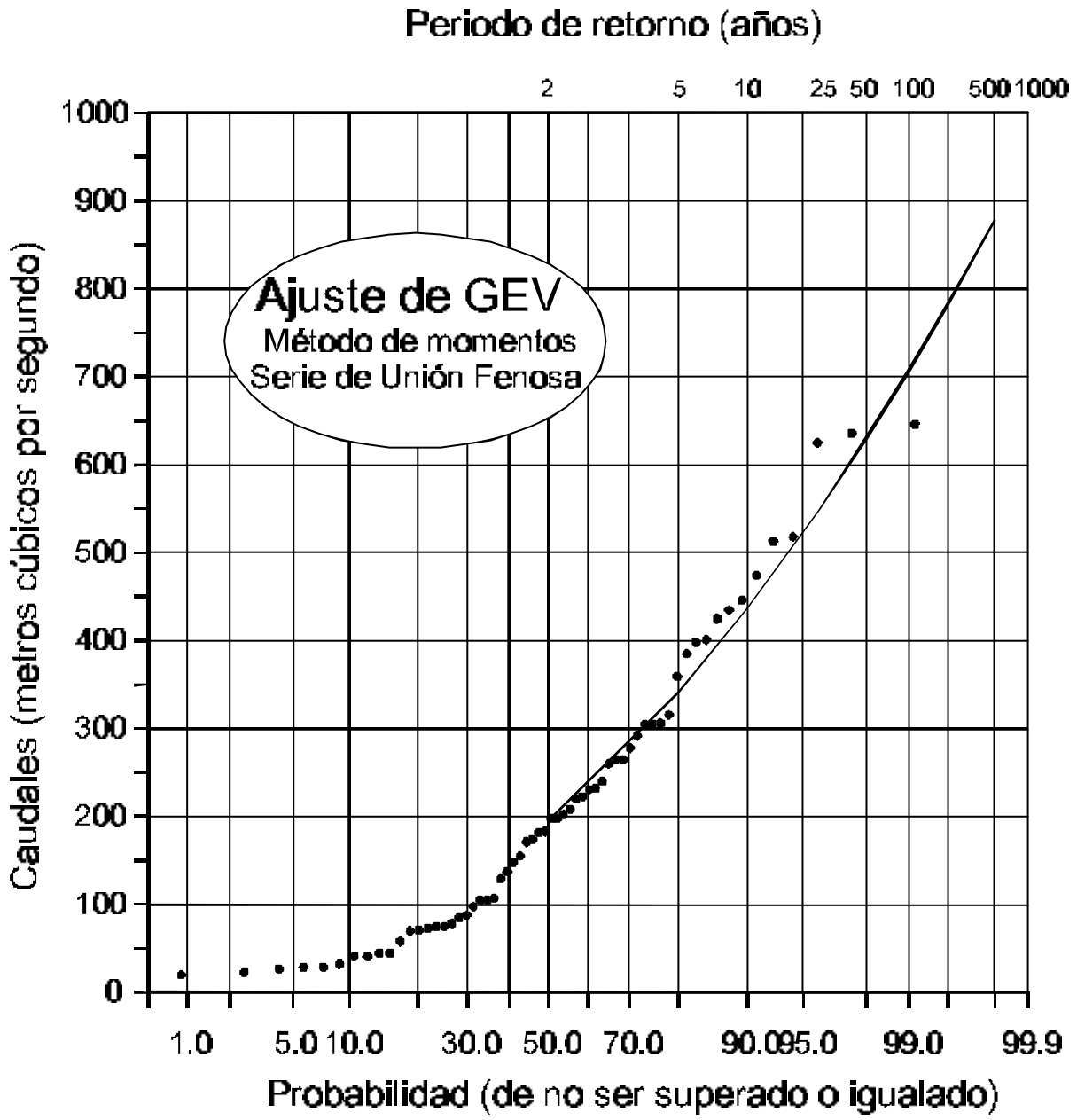
MODELO \ SERIE	Q_c (CHT)	Q_{ci} (CHT)	$Q_c + Q_{ci}$ (CHT)	Q_c (UF)
GEV + PWM	1800	2040	2899	1125
GEV + MOM	981	1426	1442	879
GEV + MLSF	697	1317	995	789
GEV + ML	217761	3879	659718	1737
GUMBEL + MOM	885	1719	1332	942
GUMBEL + PWM	833	1828	1253	963
GUMBEL + ML	704	1701	1053	899
LPIII + LMOM	2876	2820	5757	1290
SQRT-ET_{max} + ML	1238	1992	1945	1488

Ante las notabilísimas diferencias de valores que pueden apreciarse en la Tabla 14.28, acrecentadas en este caso al tratarse de un alto periodo de retorno, es preciso realizar un análisis de bondad de las diferentes funciones (estimación de la capacidad descriptiva usando índices numéricos) mediante el método del error cuadrático mínimo (un simple estudio de los valores de mínimos cuadrados) entre la función y los valores muestrales (Tabla 14.29). Igualmente se realizó un análisis gráfico del ajuste, empleando para ello las representaciones de P(x) *vs* valor de la variable (Figura 14.8); éste se centró tanto en las partes bajas de las gráficas (altas probabilidades), como en el tramo correspondiente a bajas probabilidades y altos valores de caudales.

Tabla 14.29. Análisis de la bondad del ajuste de los diferentes resultados de modelos estadísticos a los valores de las probabilidades muestrales, mediante suma de cuadrados de las diferencias (mínimos cuadrados), y para las cuatro series consideradas. En negrita, los valores de mínimos cuadrados para cada una de las series.

MODELO \ SERIE	Q_c (CHT)	Q_{ci} (CHT)	$Q_c + Q_{ci}$ (CHT)	Q_c (UF)
GEV + PWM	18940,17	16180,25	60491,83	6028,83
GEV + MOM	**4815,67**	9143,00	10774,67	**1675,67**
GEV + MLSF	25627,17	**4831,50**	57951,67	4301,50
GEV + ML	71000000,00	48317,75	410000000,00	35456,50
GUMBEL + MOM	4938,17	9226,50	**10189,67**	2274,83
GUMBEL + PWM	6731,50	14436,25	12955,33	2562,33
GUMBEL + ML	16440,83	8045,50	32793,33	2375,33
LPIII + LMOM	108279,70	78663,50	500903,50	22527,17
SQRT-ET_{max} + ML	7614,67	52288,50	658839,20	29331,67

Figura 14.9. Valores muestrales y función de distribución de ajuste correspondientes a un modelo estadístico integrado por una función del tipo Valores Extremos Generalizados (GEV) y un método de estimación de Momentos, para la serie anual de caudales máximos diarios de Unión Fenosa (entradas a El Burguillo).



La serie de datos que mejor comportamiento adopta es la formada por los datos Q_c de Unión Fenosa, con los menores valores de mínimos cuadrados y extraordinarios ajustes gráficos, como es lógico por su notable longitud (62 años). Por su parte, los modelos estadísticos con los que se consiguen mejores resultados son *GEV + MOM* y Gumbel + *MOM*, en especial el primero de ellos.

El modelo GEV es el recomendado por el NERC (1975) para el ajuste de la distribución de las avenidas anuales en Gran Bretaña. Además, su combinación con MOM y PWM se considera óptima por su baja varianza y no severa predisposición; para muestras de tamaño medio (N=50) las varianzas son comparables con aquéllas que proporcionan los estimadores ML, y para muestras menores son sustancialmente mejores. De ahí que se consideren como los valores mejor ajustados estadísticamente los de la citada serie con un modelo de tipo *GEV + MOM* (Tabla 14.30), cuya validez se comprobó mediante un test de Kolmogorov-Smirnov para un nivel de significación de 0,2.

Tabla 14.30. Valores de los cuantiles (caudales en m^3/s) para diferentes periodos de retorno empleando un modelo estadístico de función de distribución de Valores Extremos Generalizados con un método de estimación de parámetros de Momentos, para la serie anual de caudales máximos diarios de entrada en El Burguillo (Unión Fenosa).

CAUDAL MÁXIMO DIARIO	PERIODO DE RETORNO (años)							
	2	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**200**	**500**
m^3/s	195	342	436	549	630	708	783	879

Sin embargo en este aspecto conviene ser prudentes: los test de bondad de ajuste del tipo Kolmogorov-Smirnov tienen el problema de no ser sensitivos al comportamiento de las colas del modelo (comportamiento de avenidas de grandes periodos de retorno); si uno de estos test no rechaza la validez de un modelo, no puede interpretarse como una confirmación del mismo (Salas, 1995).

- Análisis estadístico de los datos de Navaluenga y Villamantilla

En este caso tan sólo se dispone de dos series de datos para cada una de las estaciones de aforos:

- Caudales máximos anuales diarios (Q_c) de la CHT (13 y 15 datos, respectivamente).
- Caudales máximos anuales instantáneos (Q_{ci}) de la CHT (3 y 11 datos, respectivamente).

A pesar de lo cortas que son las series, se estimó oportuno realizar el análisis estadístico sobre las primeras de ellas a título meramente orientativo, ya que los resultados no se consideran representativos, aunque sean válidos estadísticamente como muestran los test de Kolmogorov-Smirnov realizados.

Se aplicaron, como en el caso anterior, las nueve combinaciones de los modelos estadísticos enumerados, optándose finalmente por aquél que combina una función de distribución de tipo GEV con un método de estimación MOM, utilizando únicamente datos locales. Los cuantiles resultantes para ambas estaciones de aforos están recogidos en la Tabla 14.31.

Tabla 14.31. Cuantiles de caudales máximos diarios (m^3/s) procedentes del análisis estadístico de caudales para las series de caudales diarios máximos (Q_c) correspondientes a las estaciones de aforo de Navaluenga (03231) y Villamantilla (03198) utilizando un modelo estadístico que combina la función GEV con un estimador de momentos.

SERIE DE DATOS	PERIODO DE RETORNO (en años)							
	2	5	10	25	50	100	200	500
Q_c Navaluenga (03231)	96	213	298	417	514	617	729	890
Q_c Villamantilla (03198)	8	16	20	24	27	30	32	35

* *Distinción de caudales correspondientes a avenidas excepcionales en los modelos univariados*

La consideración de un pequeño número de eventos de crecida del periodo histórico como avenidas excepcionales, abre una nueva vía de análisis al permitir asignarles diferentes pesos que el resto de los datos en la asignación de frecuencias muestrales, mejorando así la estimación de cuantiles de alto periodo de retorno.

Se ha aplicado esta metodología de ponderación de la serie de datos, recomendada por el *U.S. Water Resources Council* (USWRC, 1981), a las tres muestras originales de caudales registrados en El Burguillo, en las que se han distinguido tres, dos y tres avenidas mayores, respectivamente. Consiste en asignar un peso de uno a éstas últimas, y de (N+M-Z)/N al resto de los registros ordinarios; siendo N el número de datos ordinarios, M el número de datos históricos, y Z el número de datos excepcionales. A las series resultantes (N+M) se ha ajustado una función del tipo *LPIII* con estimador *LMOM*, utilizando la hoja de cálculo ANECAV (CEH, 1992) completada con las fórmulas necesarias para calcular el coeficiente de sesgo y así obtener el factor de frecuencia de la función (K_T). Posteriormente, se realizó un ensayo asignando los mismos pesos a todos los valores (históricos y ordinarios). Los resultados de ambos supuestos se recogen en la Tabla 14.32.

Tabla 14.32. Valores de los cuantiles (caudales en m^3/s) para diferentes periodos de retorno obtenidos por análisis estadístico (LPIII+MOM) diferenciando los caudales considerados excepcionales: 1) asignando el mismo peso a todos los valores de la serie y para las tres diferentes series de datos; 2) asignando un peso de uno a los valores de avenidas excepcionales y de (N+M-Z)/N al resto de los valores de la serie, únicamente para la serie de Unión Fenosa.

	SERIE DE DATOS	PERIODO DE RETORNO (años)						
		2	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**500**
	O_c C.H.T.	87	218	351	586	815	1097	2923
1	Q_{ci} C.H.T.	252	627	1010	1679	2331	3131	2888*
	Q_c U.F.	153	334	502	775	1027	1322	1313
2	Q_c U.F.	195	444	683	1082	1456	1901	945*

* Corresponden a la consecuencia de un extraño que marca la función en el cálculo del estimador de los momentos.

** Caracterización temporal de los episodios de crecida en la subcuenca de El Burguillo*

El reparto mensual de los máximos anuales registrados en la serie de máximos diarios de Unión Fenosa (62 datos), permite conocer su distribución numeral y porcentual, tanto en conjunto como por intervalos establecidos en virtud de los periodos de retorno (Tabla 14.33).

Tabla 14.33. Distribución temporal de los eventos de crecidas máximas anuales registradas en la serie de caudales de entrada a El Burguillo (Unión Fenosa), expresada numeral/porcentualmente, tanto para el total como para intervalos establecidos en función de los periodos de retorno.

Mes	Total	$Q_c<T_2$	$T_2<Q_c<T_5$	$T_5<Q_c<T_{10}$	$T_{10}<Q_c<T_{25}$	$T_{25}<Q_c<T_{50}$	$Q_c>T_{50}$
Octubre	2 / 3,2	2 / 3,2	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0
Noviembre	7 / 11,3	4 / 6,4	2 / 3,2	0 / 0	1 / 1,6	0 / 0	0 / 0
Diciembre	11 / 17,7	6 / 9,7	4 / 6,4	0 / 0	1 / 1,6	0 / 0	0 / 0
Enero	12 / 19,3	4 / 6,4	4 / 6,4	3 / 4,8	1 / 1,6	0 / 0	0 / 0
Febrero	7 / 11,3	0 / 0	4 / 6,4	2 / 3,2	0 / 0	1 / 1,6	0 / 0
Marzo	11 / 17,7	5 / 8,1	4 / 6,4	0 / 0	1 / 1,6	0 / 0	1 / 1,6
Abril	8 / 12,9	7 / 11,3	0 / 0	1 / 1,6	0 / 0	0 / 0	0 / 0
Mayo	4 / 6,4	3 / 4,8	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	1 / 1,6
Totales	62 / 100	31 / 50	18 / 29	6 / 9,7	4 / 6,4	1 / 1,6	2 / 3,2

Todos los datos de caudales máximos corresponden a los meses comprendidos entre octubre y mayo, ambos inclusive. Analizando la distribución total, se observa que corresponde a un histograma con forma de campana, notablemente simétrica, ligeramente bimodal (modas en diciembre-enero y marzo); la bimodalidad es más acusada si cabe, para los eventos de $Q_c<T_2$, ya que se observan dos modas bastante separadas, correspondientes a los meses de diciembre y abril, con un seno acusado en febrero, cuando no se registra ningún evento. Por el contrario, los eventos de mayores caudales ($Q_c>T_2$) están notablemente centrados y son unimodales, sobre todo para $T_2<Q_c<T_{10}$, con una moda en enero y febrero.

De esta forma y *grosso modo*, puede que existan dos poblaciones dentro de la serie: una que engloba los episodios invernales (enero-febrero) con un 30,6 % de los episodios, y otra con los otoñales y primaverales (octubre-diciembre, 32,2 %; marzo-mayo, 37 %).

- Interpretación hidrometeorológica de la distribución temporal

Los pequeños eventos de crecida se localizan asociados a precipitaciones otoñales y primaverales, que bien podrían corresponder a nevadas tempranas y tardías con fusión rápida y no gran intensidad; incluso estar favorecidos por la existencia de lluvias previas o por precipitaciones ácueas sobre la nieve que aceleren su fusión.

Los eventos intermedios de crecida están notablemente centrados en los meses invernales, correspondiendo a intensas nevadas generalizadas con fusión progresiva.

Los caudales excepcionales parecen asociarse, como ocurría con los bajos, a precipitaciones invernales tardías o primaverales, quizás intensísimas nevadas seguidas de episodios de altas temperaturas que provocan su fusión instantánea.

Si se correlacionan estas precipitaciones con los tipos de circulación de la península Ibérica (Capel, 1981), la mayor parte de los eventos se asocian a flujos de procedencia occidental o noroccidental, de carácter zonal (Benito *et al.*, 1996b): las perturbaciones atlánticas (sistemas frontales) transportadas por los vientos del oeste o suroeste pueden afectar a casi toda la península Ibérica, cruzándola de oeste a este. Cuando el flujo zonal permanece entre 45° y 50° N, la Península se ve afectada por el paso sucesivo de sistemas frontales, responsables de precipitaciones continuas y persistentes, con efectos en las cuencas atlánticas (entre ellas la del Tajo).

Respecto a la distribución mensual de los eventos de crecida, existe una coincidencia con los patrones establecidos a nivel peninsular (Benito *et al.*, 1996b), y más concretamente con el de la cuenca del Tajo. Las mayores crecidas ocurren durante el invierno, con un segundo pico en otoño; sólo los ríos con régimen de alimentación nival o nivo-pluvial, como es el caso, muestran un tercer pico durante primavera.

** Relación entre los caudales diarios e instantáneos*

Algunos autores han reconocido ciertas relaciones entre los datos de caudales diarios e instantáneos medidos en una misma fecha y estación de aforos. Estas relaciones se suelen formular matemáticamente mediante ecuaciones que son función del área de la cuenca drenante, como la clásica fórmula de Fuller:

$$Q_i = (1 + a/A^b) \times Q_d$$

donde Q_i es el caudal instantáneo; A, superficie de la cuenca (km^2); Q_d, caudal diario; a, coeficiente que oscila entre 1,5 y 7,5, con un valor frecuente de 2,7; b, coeficiente que suele adoptar un valor cercano a 0,3.

Los caudales instantáneos registrados en la base de datos HIDRO para las estaciones de aforo de la CHA, pocas veces tienen incorporado el día del mes dentro de la fecha de aforo en que se realizaron; por ello, tan sólo es posible utilizar para esta comparación los Q disponibles para fechas aisladas y los reflejados en los resúmenes del anuario como Q_{ci}. Por otro lado, también se puede estudiar la semejanza entre los cuantiles resultantes del análisis estadístico de las series Q_c y Q_{ci}, como valores representativos de Q_d y Q_i respectivamente. Ambas representaciones, intentando ajustar los resultados a la fórmula de Fuller, se realizaron para 22 datos diarios Q_i-Q_d comunes en la estación de Navaluenga (03231), y para los ocho cuantiles Q_c-Q_{ci} calculados en el embalse de El Burguillo (datos de la CHT). Las ecuaciones de las rectas que, pasando por el origen, mejor ajustan ambas representaciones son:

Navaluenga	$Q_i = 1{,}5525 \times Q_d$	$R^2 = 0{,}7913$
El Burguillo	$Q_{ci} = 1{,}6756 \times Q_c$	$R^2 = 0{,}9791$

La enorme dispersión de los datos, fundamentalmente en el caso de Navaluenga, así como el alejamiento de los valores teóricos que deberían alcanzar las pendientes según la fórmula de Fuller (1,3786 y 1,3359 respectivamente), nos lleva a descartar el uso de este tipo de relaciones para obtener caudales diarios a partir de instantáneos, o a la inversa. No hay que olvidar que esta fórmula pese a utilizar un concepto probabilístico, es empírica y por tanto sujeta a enormes problemas de extrapolación (Marco, 1996).

A pesar de esta disparidad de resultados, el estudio de zonas inundables en Talavera de la Reina (MOPU, 1987) utiliza la citada fórmula con unos valores de a=2,66 y b=0,3 para la obtención de caudales máximos instantáneos a partir de caudales máximos diarios en la CHA, generando así unos cuantiles muy estimativos de 1000, 1500, 3000 y 4500 m^3/s para periodos de 10, 25, 100 y 500 años, respectivamente. También ha sido usado por algunos estudios realizados por el IGME (Ayala *et al.*, 1986).

**** Análisis de las series de caudales diarios y los hidrogramas registrados***

Para algunas de las estaciones de aforo ubicadas en la CHA se dispone de datos de caudales diarios obtenidos a partir de la base de datos HIDRO (Quintas, 1994). También ha sido posible localizar algunos ejemplos de limnigramas correspondientes a eventos de crecida, archivados por la Comisaría de Aguas de la CHT y susceptibles de ser convertidos a hidrogramas. El análisis de ambos conjuntos de datos presenta notable interés a la hora de caracterizar la forma del hidrograma de crecida y sus tiempos característicos para la avenida de diseño.

Con objeto de evitar el efecto modificador (normalmente mediante laminación) que el sistema de embalses introduce en el hidrograma, el análisis de las series de caudales diarios se centró en las estaciones que presentan caudales en régimen natural: entradas a El Burguillo, Navaluenga y Villamantilla.

- Estudio de los caudales diarios de entrada a El Burguillo

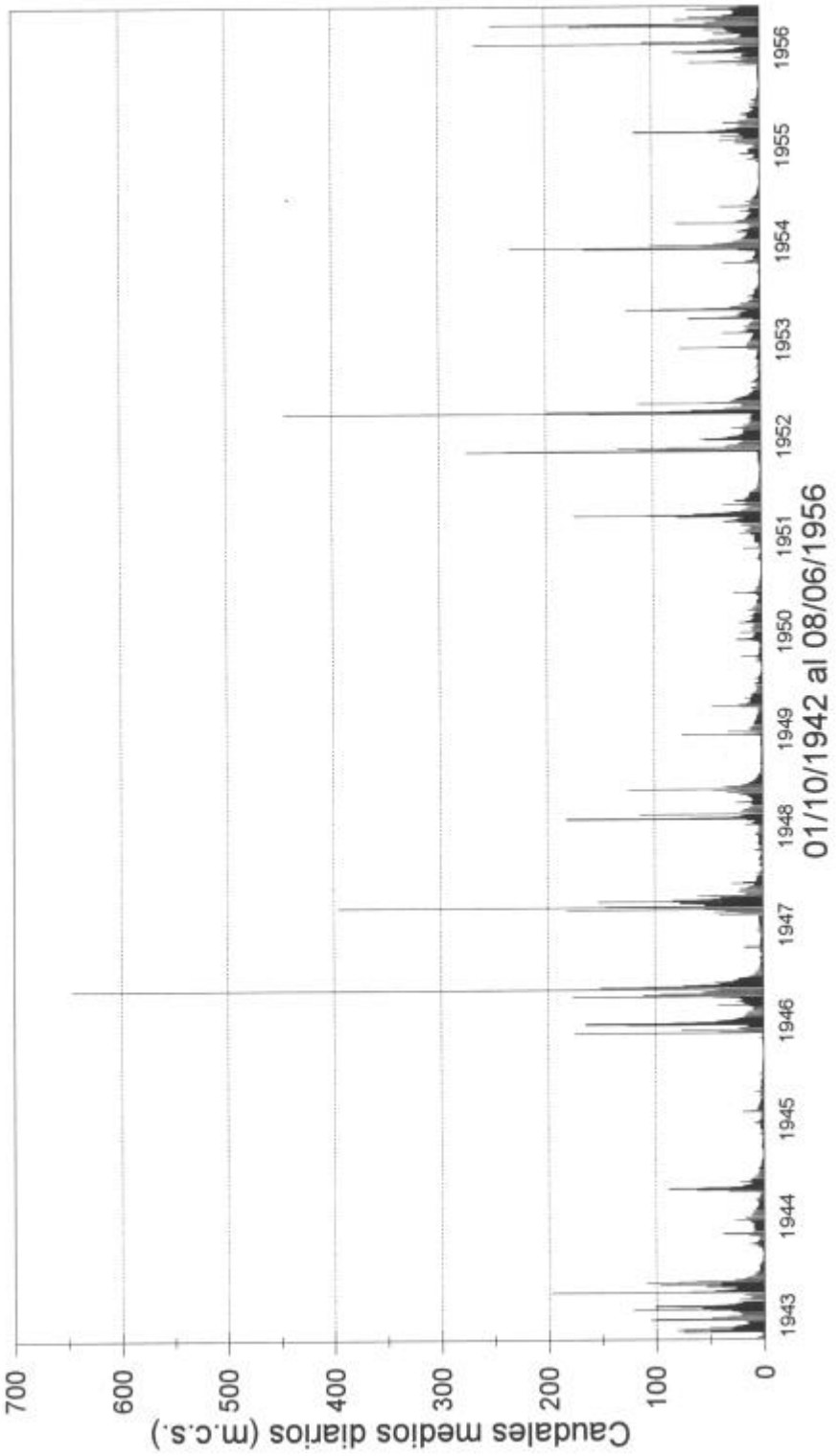
Se dispone de dos series de caudales diarios: una para los periodos de años hidrológicos 1942-43/1985-86 y 1989-90/1993-94 (interrumpida durante cuatro años) procedente de la base de datos HIDRO (Quintas, 1994); y otra de la base de datos de Unión Fenosa que comprende del 1-I-1989 al 10-VIII-1994. Ambas solapan temporalmente y totalizan un conjunto con más de 17000 datos diarios de caudales, importante volumen de información para ser analizado (Figuras 14.10 y 14.11).

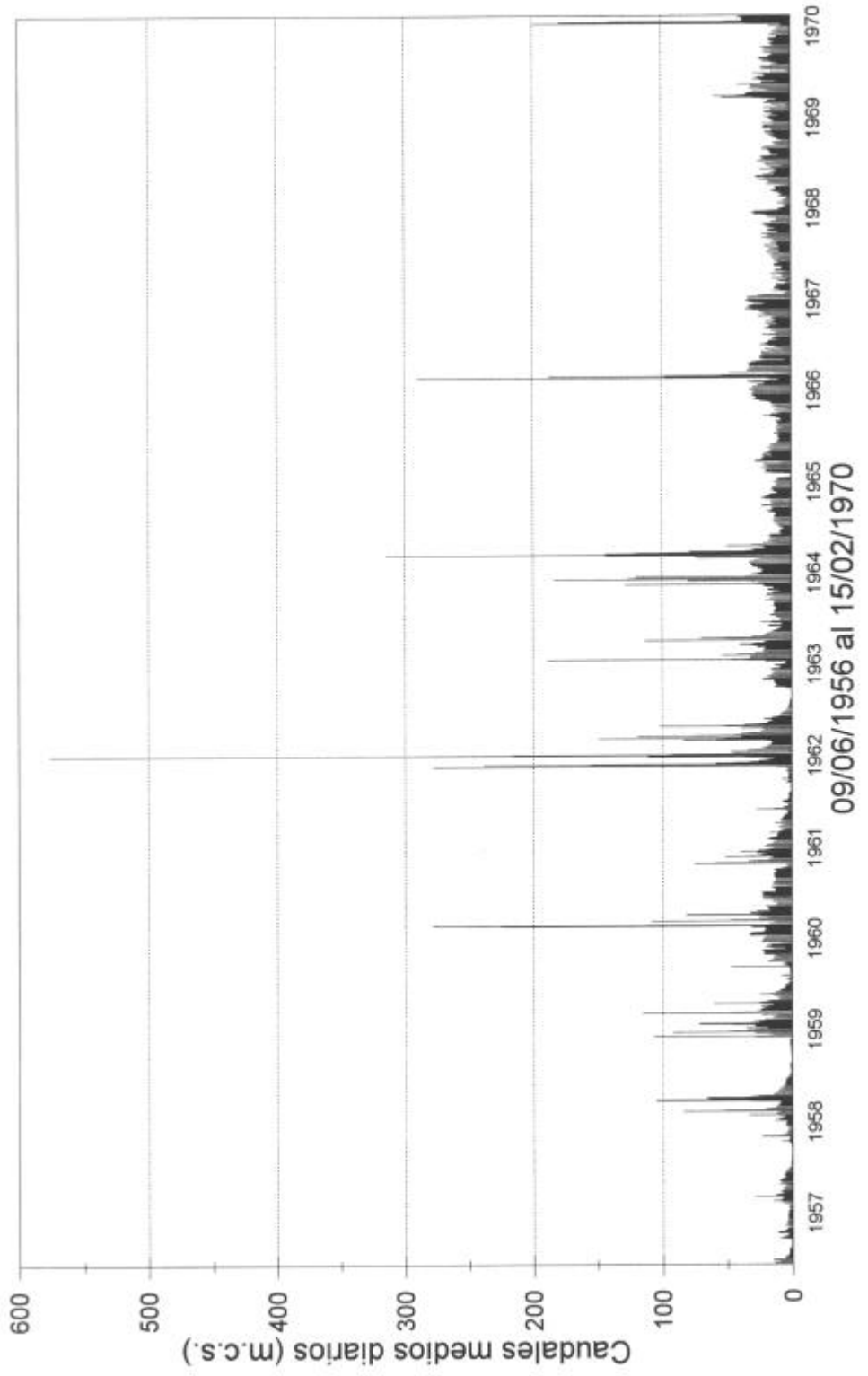
Si se consideran como eventos de crecida únicamente aquellos episodios en los que el caudal punta ha sobrepasado el valor de un cuantil característico de la serie, como puede ser el correspondiente al periodo de retorno de dos años (195 m^3/s), pueden contabilizarse hasta 18 eventos entre el 01/10/42 y el 25/10/94; de ellos al menos cinco superan los 342 m^3/s (cuantil correspondiente a un periodo de retorno de cinco años).

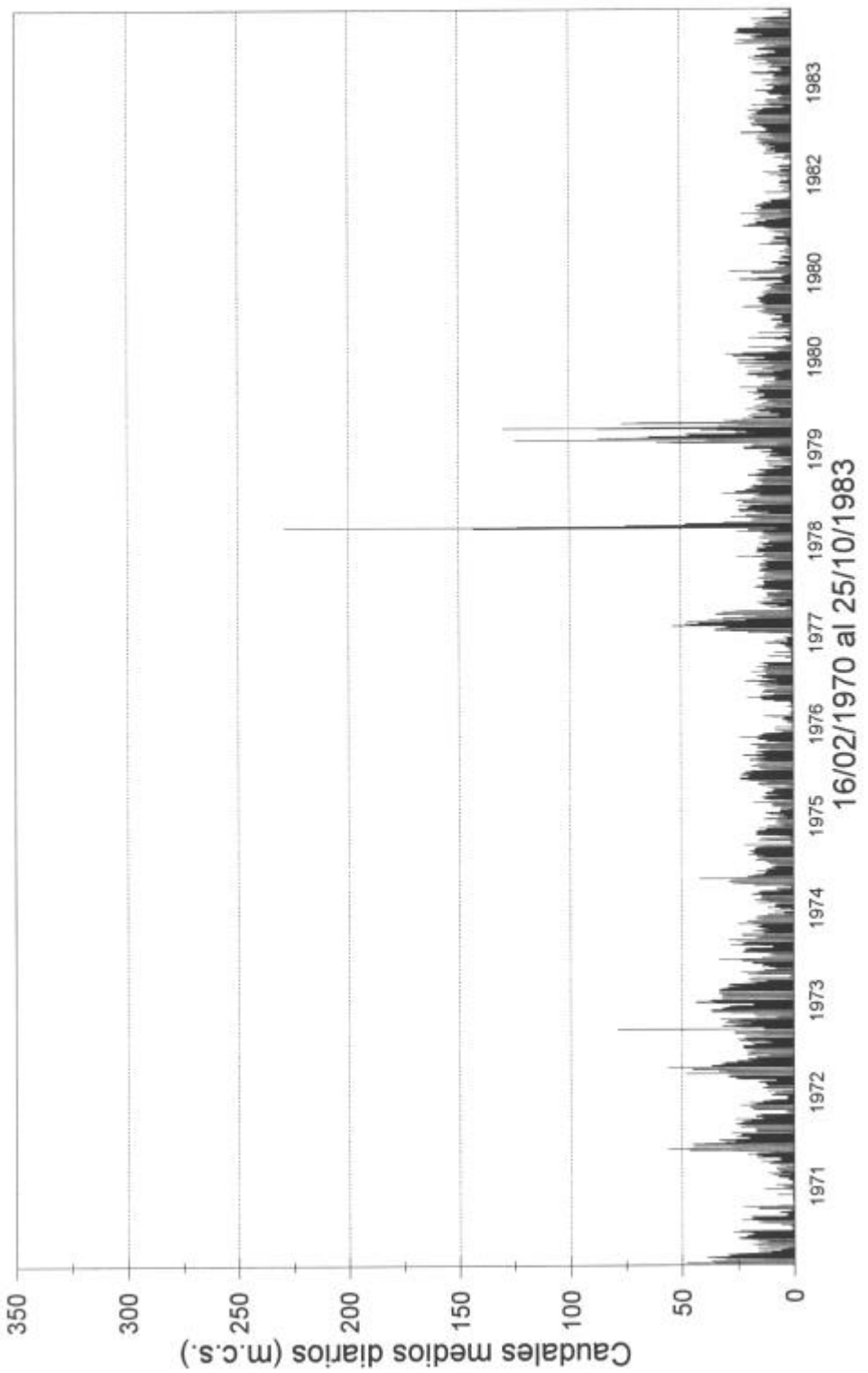
Los hidrogramas de crecida registrados en este periodo, aunque muy variados en cuanto a la magnitud del caudal punta y volumen del hidrograma, presentan unas características que puede sintetizarse en los siguientes rasgos:

- Morfología marcadamente asimétrica, con una curva de ascenso verticalizada (pequeño tiempo de crecida) y curva de descenso con pendiente más suave (más prolongada en el tiempo) que enlaza de forma imperceptible con la curva de agotamiento.
- Carácter unimodal, con un pico de flujo principal que nunca ocupa más de un valor; otras puntas secundarias se suelen localizar en el inicio de la curva de ascenso (pico de magnitud menor a 1/6 del principal) y en la parte central de la curva de descenso (normalmente 2 ó 3 picos de magnitud menor a 1/4 del principal).

Figura 14.10. Caudales medios diarios (Q_d, m^3/s) correspondientes a la serie de entradas al embalse de El Burguillo registrada por la Confederación Hidrográfica del Tajo (HIDRO) para los periodos: a) 01-10-1942 / 08-06-1956; b) 09-06-1956 / 15-02-1970; c) 16-02-1970 / 25-10-1983; d) 26-10-83 / 30-09-86 y 01-01-89 / 25-10-94.




Caudales medios diarios (m.c.s.)
0
100
200
300
400
500
600
1957
1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
09/06/1956 al 15/02/1970


Caudales medios diarios (m.c.s.)
350
300
250
200
150
100
50
0
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1980
1982
1983
16/02/1970 al 25/10/1983

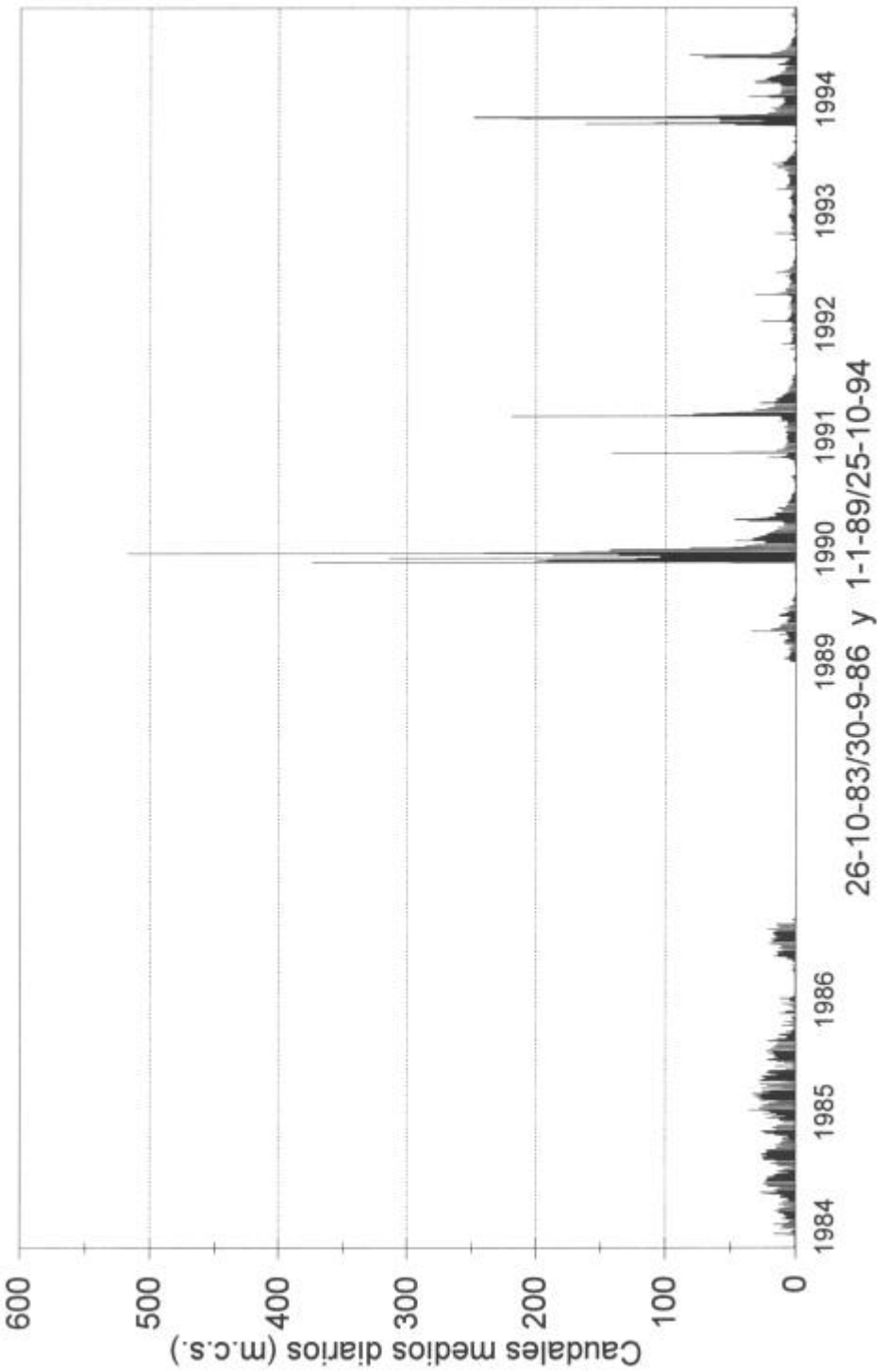

Caudales medios diarios (m.c.s.)
600
500
400
300
200
100
0
1984
1985
1986
1989
1990
1991
1992
1993
1994
26-10-83/30-9-86 y 1-1-89/25-10-94

Figura 14.11. Caudales instantáneos (Q_i, m^3/s) correspondientes a la serie de entradas al embalse de El Burguillo registrada por la Confederación Hidrográfica del Tajo (HIDRO) para el periodo 01-10-1942 / 30-09-86. Las fechas aparecen cuando los caudales superan 342 m^3/s.

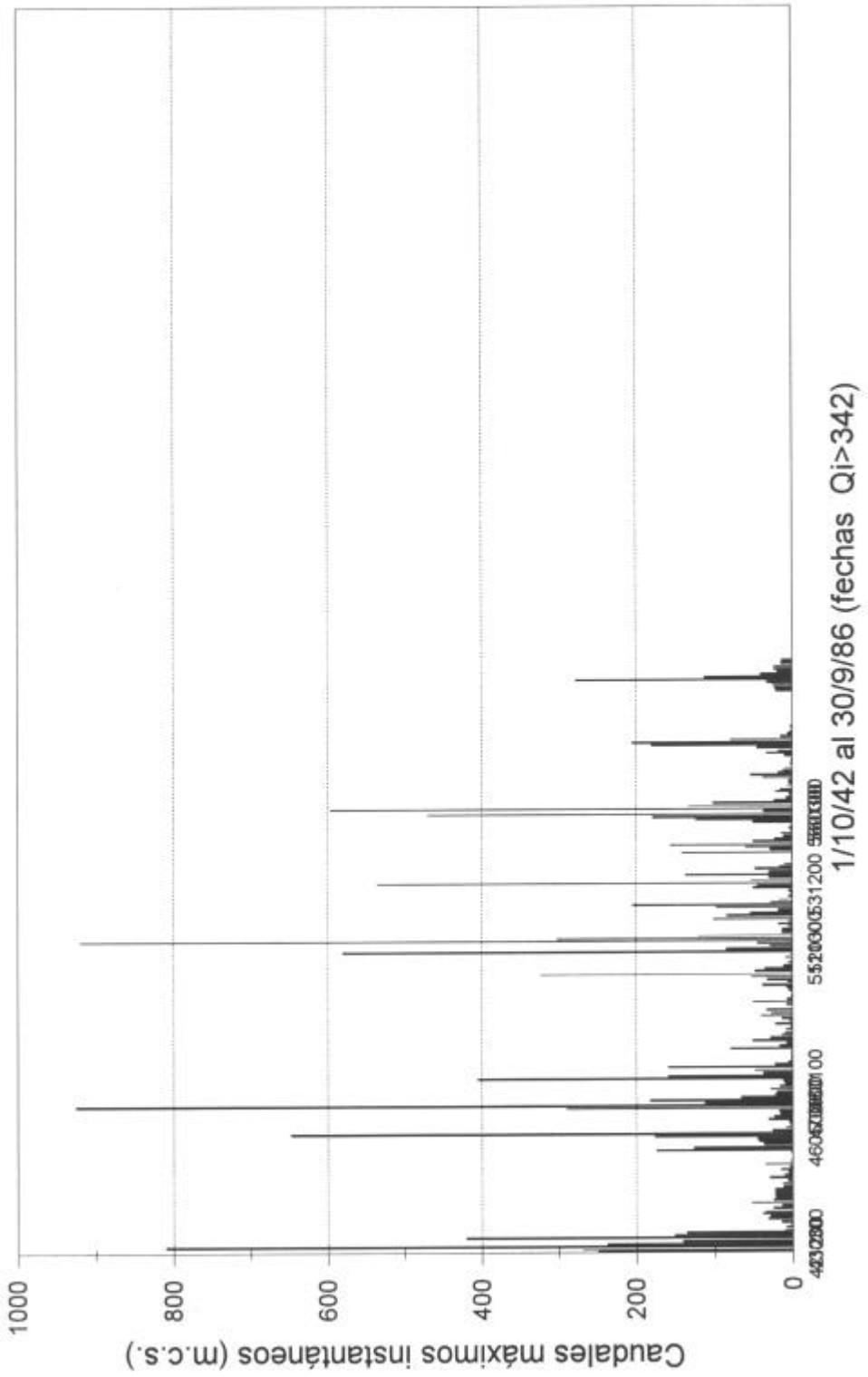
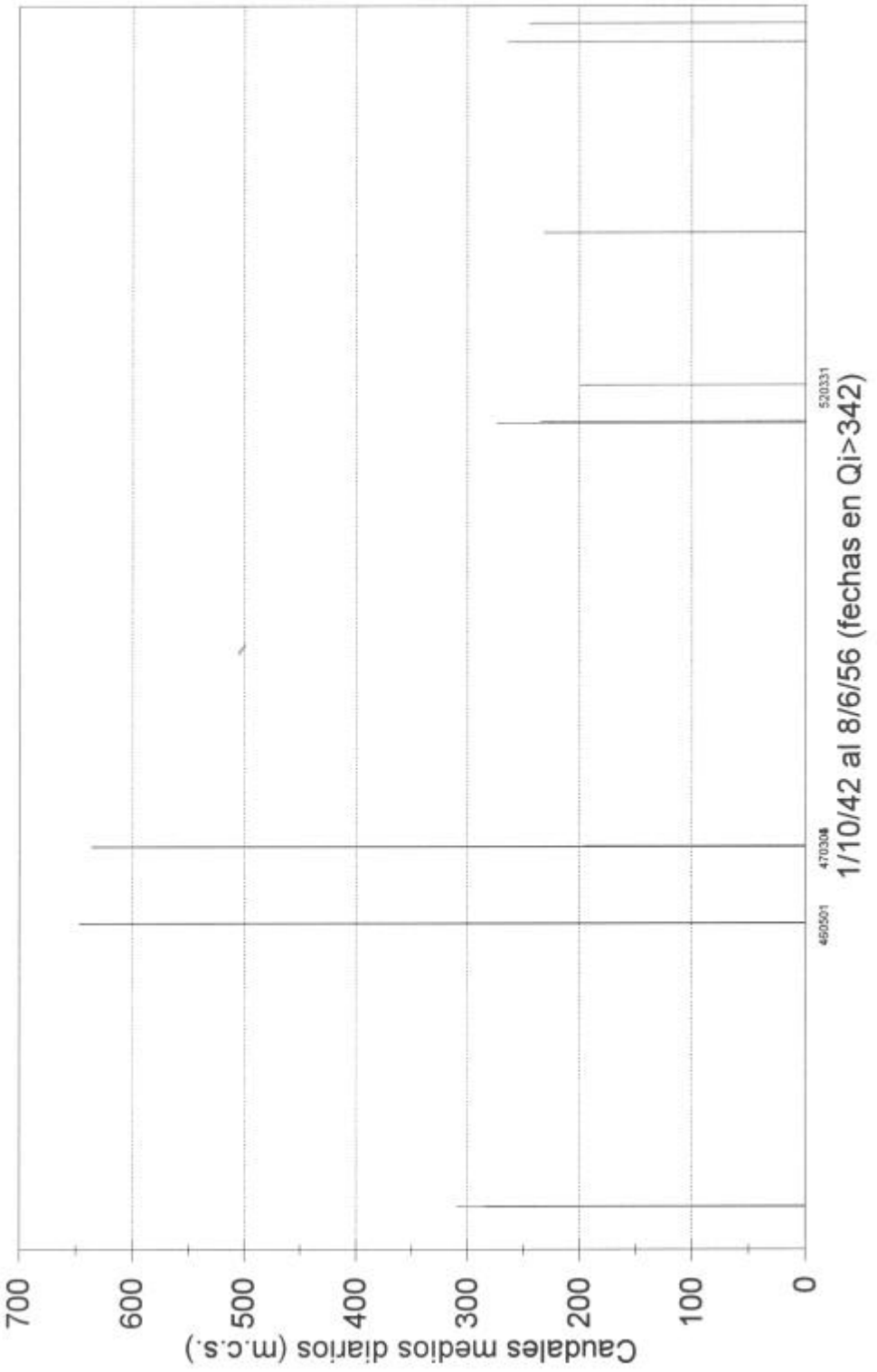
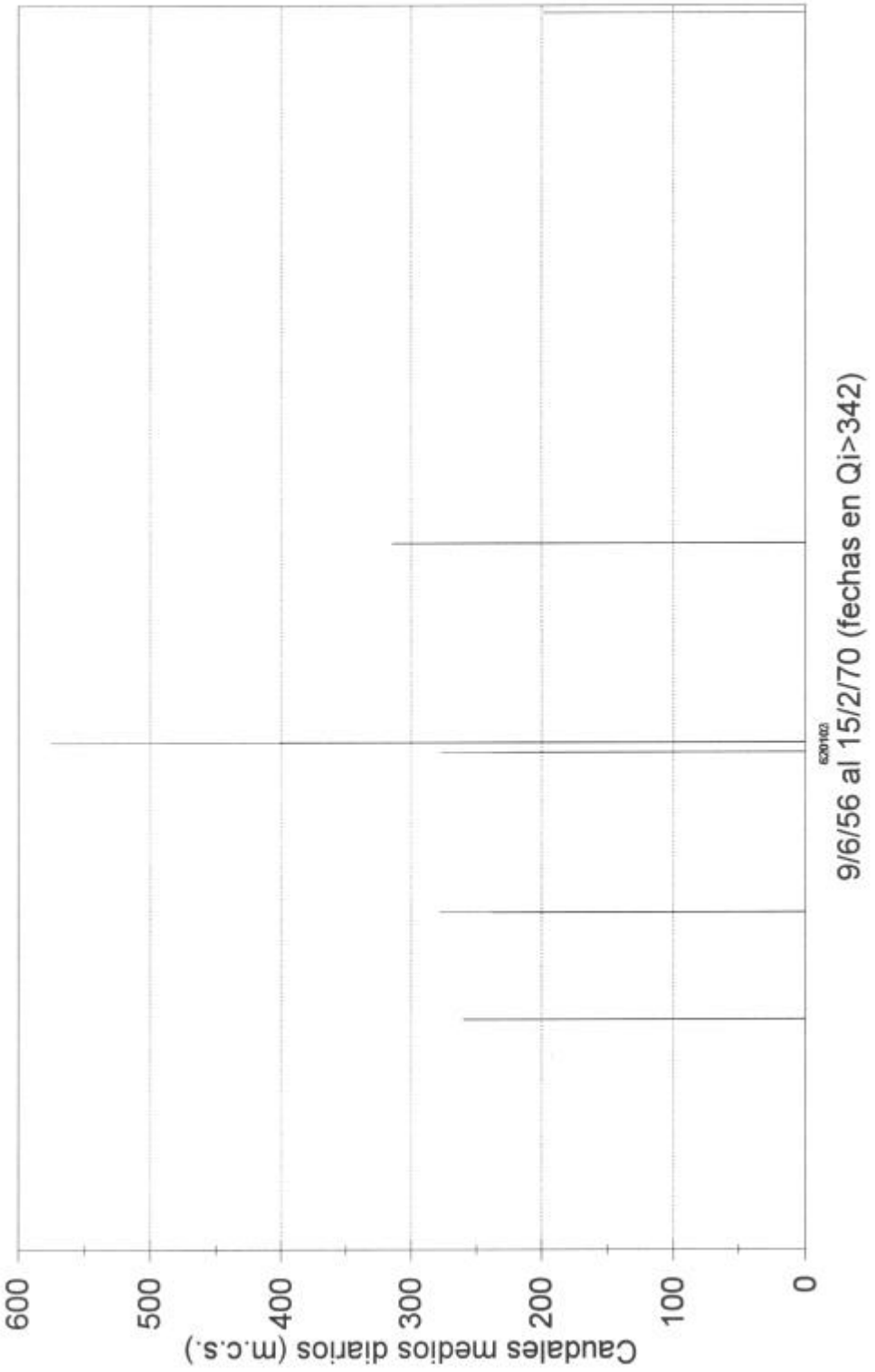
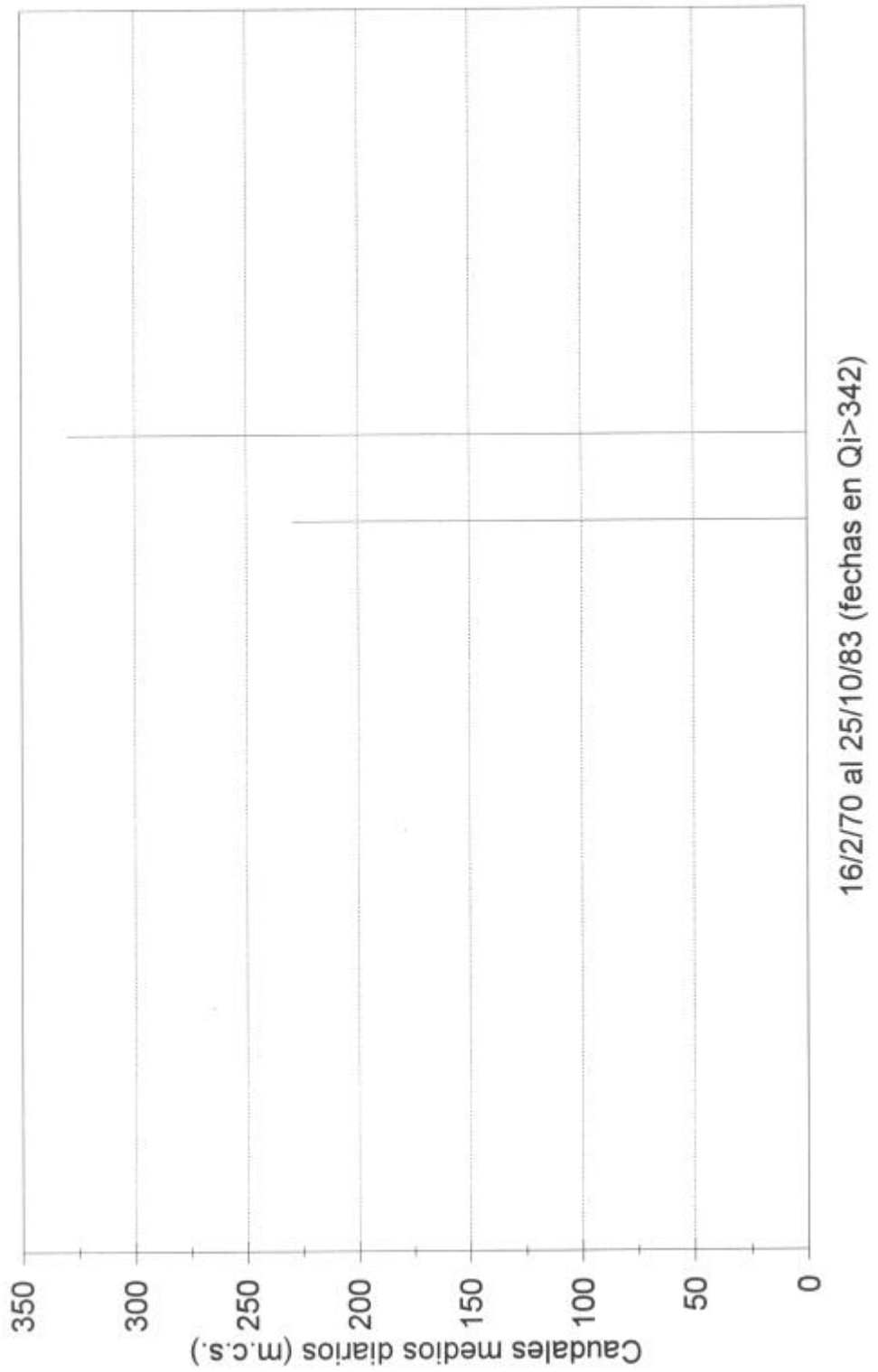
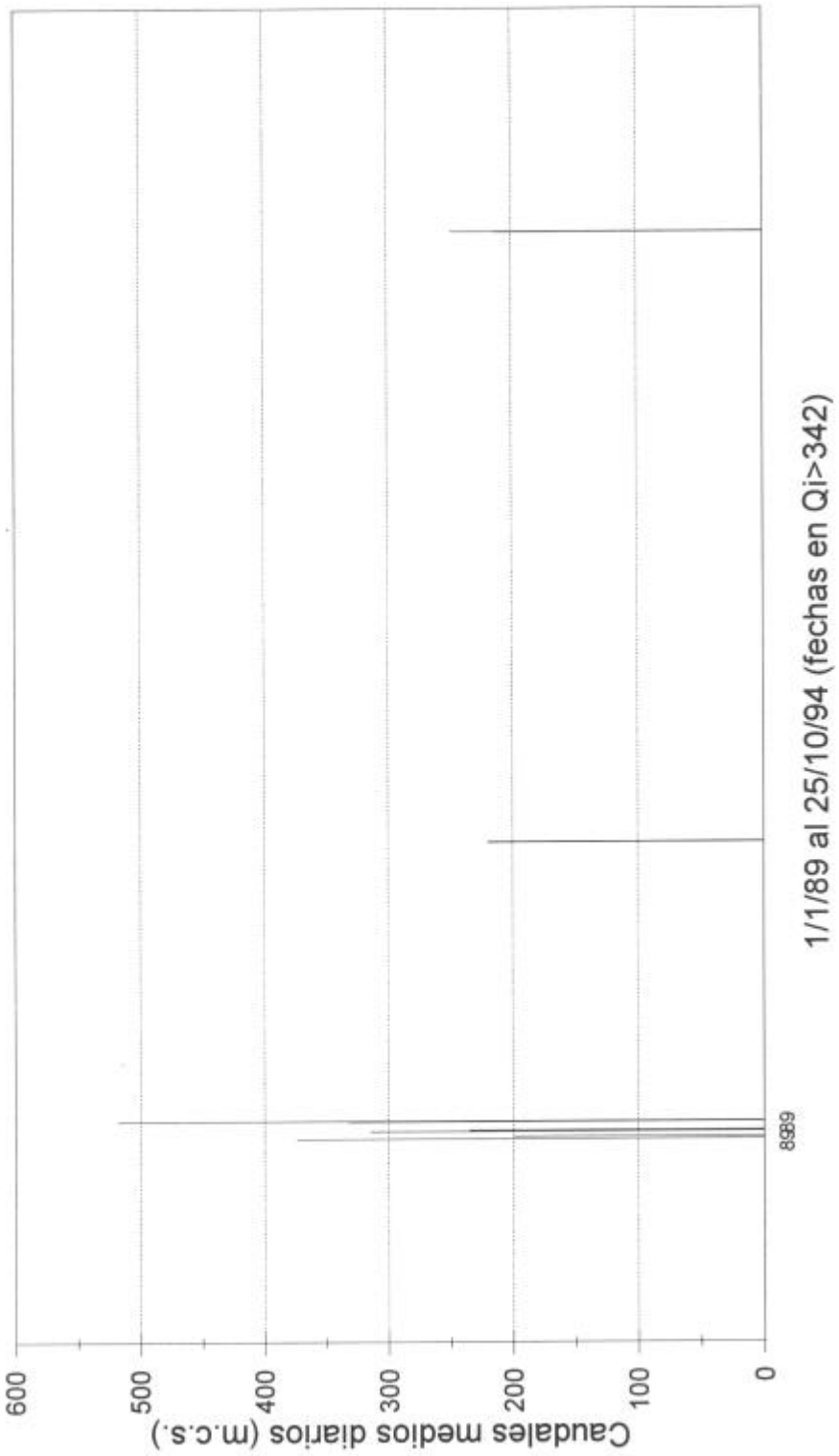


Figura 14.12. Magnitud y fechas de los caudales medios diarios (Q_d, m^3/s) que superan los 195 m^3/s (periodo de retorno de 2 años), correspondientes a la serie de entradas al embalse de El Burguillo registrada por la Confederación Hidrográfica del Tajo (HIDRO) para los periodos: a) 01-10-1942 / 08-06-1956; b) 09-06-1956 / 15-02-1970; c) 16-02-1970 / 25-10-1983; d) 26-10-83 / 30-09-86 y 01-01-89 / 25-10-94.




Caudales medios diarios (m.c.s.)
0
100
200
300
400
500
600
9/6/56 al 15/2/70 (fechas en Qi>342)


Caudales medios diarios (m.c.s.)
350
300
250
200
150
100
50
0
16/2/70 al 25/10/83 (fechas en Qi>342)


Caudales medios diarios (m.c.s.)
600
500
400
300
200
100
0
8989
1/1/89 al 25/10/94 (fechas en Qi>342)

Los tiempos base son muy variables en función de la magnitud del evento, aunque raramente exceden la semana de duración, salvo en situaciones de solapamiento de hidrogramas de dos o más episodios distintos, situación en la que puede alcanzar duraciones de hasta un mes. Un caso extremo corresponde al evento registrado durante los meses de noviembre y diciembre de 1989; tres hidrogramas superpuestos, con los picos de flujo situados los días 19 de noviembre (374,08 m^3/s), 1 de diciembre (314,09 m^3/s) y 18 de diciembre (517,92 m^3/s), provocaron un periodo con caudales de crecida que superó los dos meses de duración (19 de noviembre a 24 de enero).

La morfología de un hidrograma correspondiente a un evento sencillo es más fácil de recomponer en episodios de media-baja magnitud, como los correspondientes a las puntas de: 08/11/90 (141,35 m^3/s), 06/03/91 (219,5 m^3/s) ó 03/11/93 (248,51 m^3/s). En todos ellos llama la atención, como ya se señaló con carácter común, la repentina llegada de caudal punta, que muchas veces constituye el primer dato diario del hidrograma, multiplicando hasta por 15 el caudal del día precedente a modo de avenida relámpago (*flash flood*).

- Estudio de los caudales diarios e hidrogramas en Navaluenga

Se dispone de una serie de caudales diarios procedente de la base de datos HIDRO (Quintas, 1994) correspondiente al periodo 01-02-1974 / 29-09-94, con una corta interrupción durante el año 1983/84; en total ascienden a más de 3.500 datos diarios (Figura 14.13).

De igual forma, si el umbral para considerar un evento como crecida se establece en base a un cuantil resultante del análisis estadístico de la serie, como puede ser el caudal de 96 m^3/s correspondiente a un periodo de retorno de dos años, existen durante ese periodo al menos ocho eventos de crecida; de ellos la mitad superan los 213 m^3/s que supone el cuantil con periodo de retorno de 5 años.

En este caso los hidrogramas tienen dimensiones y forma más similares entre sí, pudiendo caracterizarse por: su patrón ligeramente asimétrico, con la curva de descenso más tendida que la de ascenso (menor tiempo de crecida); carácter marcadamente bimodal, con un pico previo a la punta (de magnitud aproximadamente la mitad de Q_p) dando peso a la curva de ascenso; en ocasiones pueden localizarse otros picos secundarios en la curva de descenso que no representan importancia salvo en solapamientos de eventos diferentes.

Para Navaluenga se dispone igualmente de hidrogramas registrados por el limnígrafo instalado en la estación de aforos 03231. En concreto los correspondientes a dos importantes eventos de crecida: 5 a 7 de marzo de 1991 y 21 a 24 de enero de 1996. Ambos presentan patrones diferentes, aunque con algunas semejanzas:

- Polimodalidad; aunque destaca un pico de crecida principal apuntado, existen otros dos picos a lo largo de la curva de descenso y uno o varios a lo largo de la curva de ascenso; el último de los picos secundarios de la curva de descenso, a su vez, es doble. Esta característica es un reflejo de la complejidad de la cuenca drenante, con aportaciones de diferentes subcuencas y distintos tiempos de propagación; tiene su reflejo también en el hidrograma sintético resultante modelo hidrometeorológico semidistribuido por subcuencas.

Figura 14.13. Caudales medios diarios (Q_d, m^3/s) correspondientes a la serie de Navaluenga registrada por la Confederación Hidrográfica del Tajo (HIDRO) para el periodo 01-02-1974 / 30-09-1989.

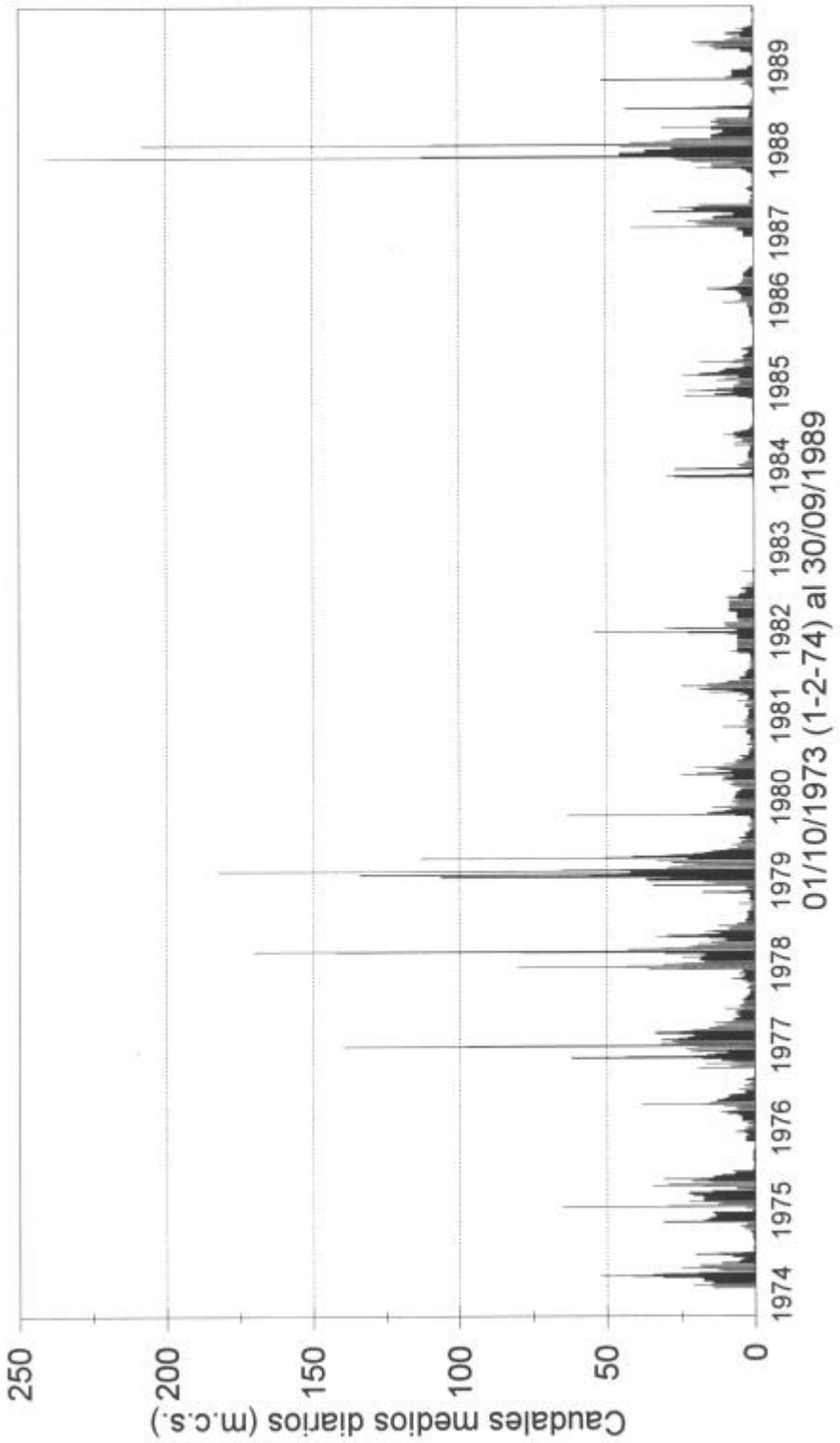


Figura 14.14. Limnigrama registrado por el limnígrafo instalado en la estación de aforos 03231, correspondiente al evento de crecida del 5 a 7 de marzo de 1991.

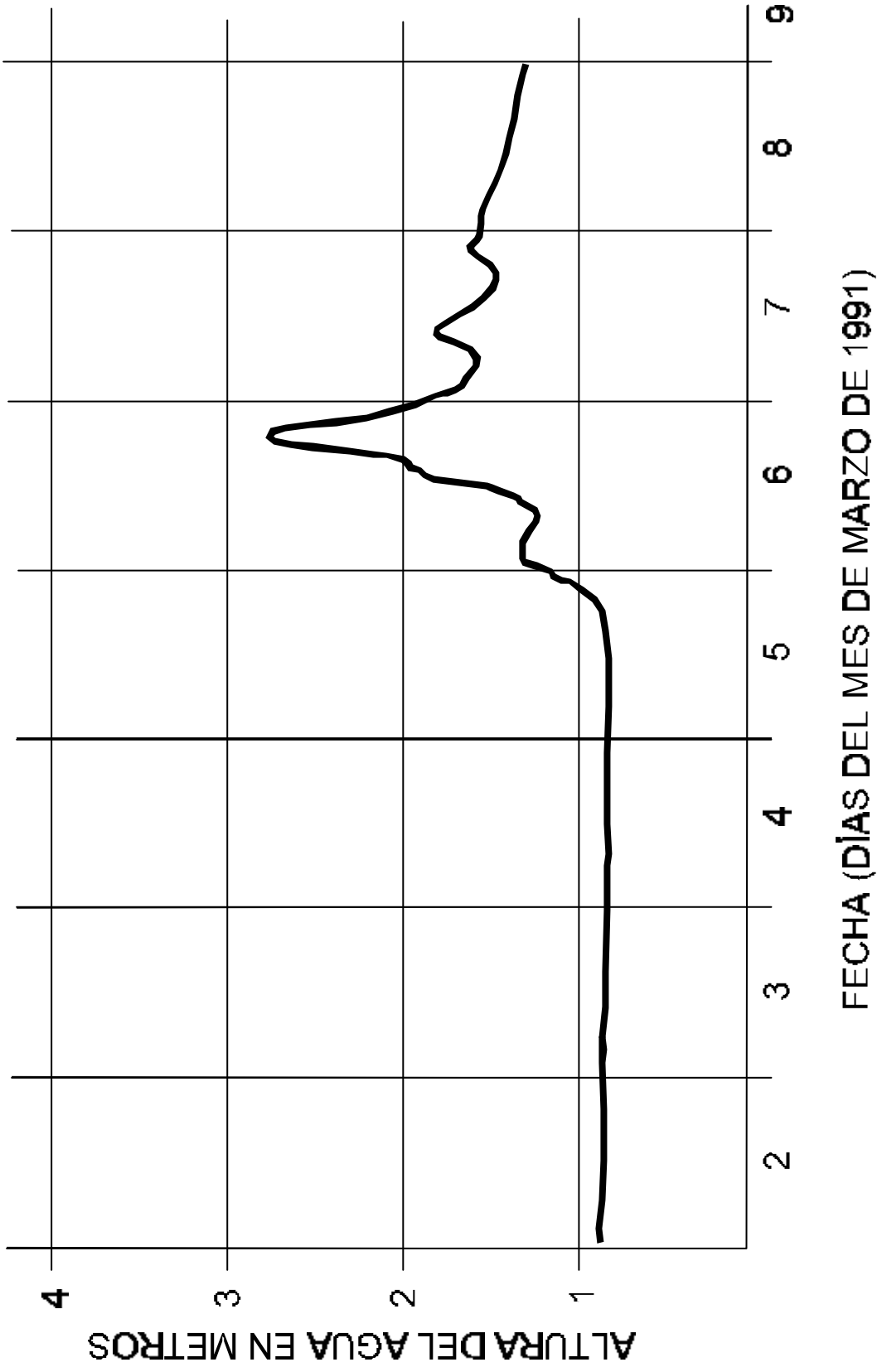
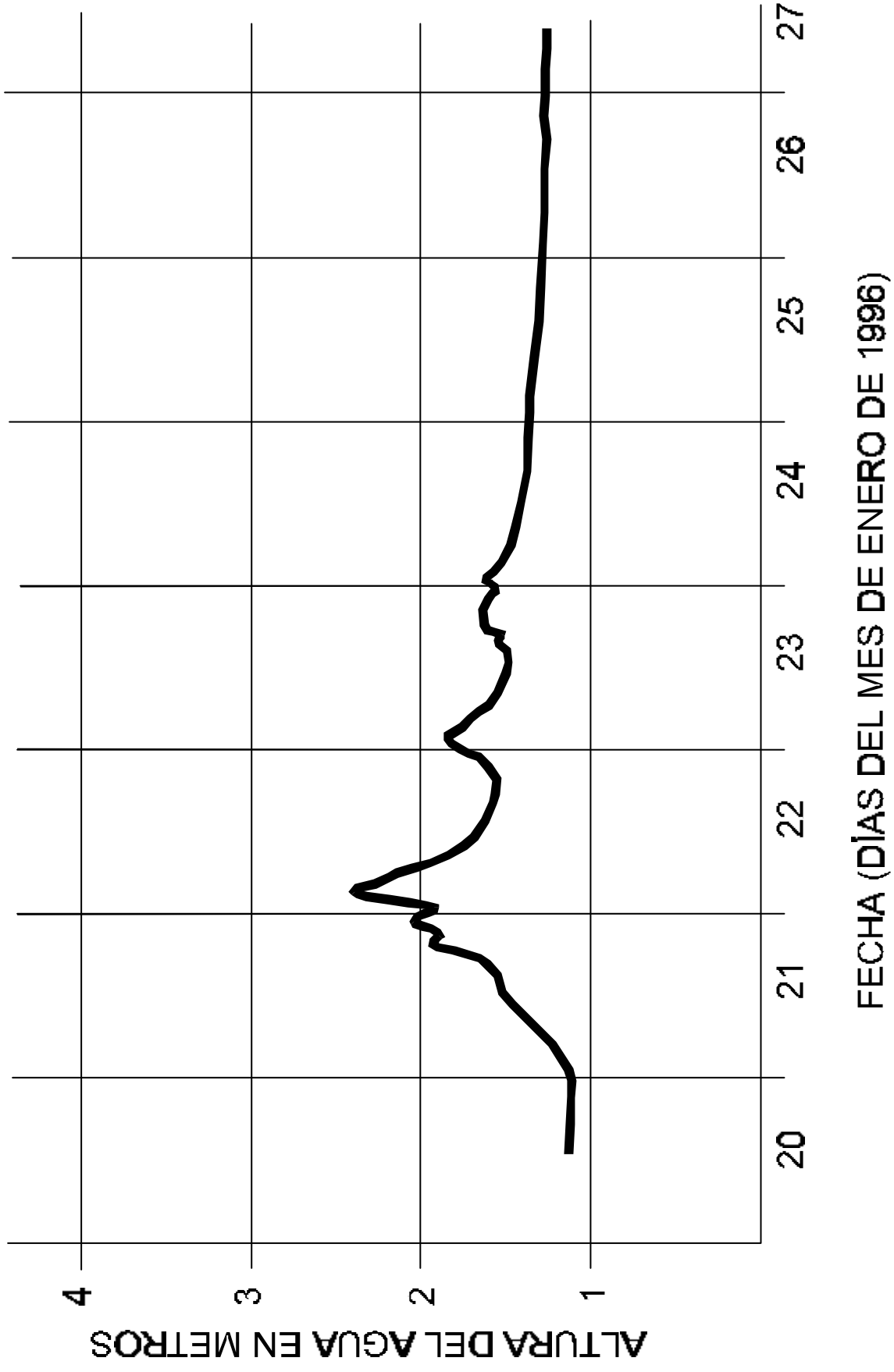


Figura 14.15. Limnigrama registrado por el limnígrafo instalado en la estación de aforos 03231, correspondiente al evento de crecida del 21 a 24 de enero de 1996.



- Tiempos característicos semejantes; existe un paralelismo en el tiempo de crecida (curva de ascenso) tanto del pico principal (22-23 horas) como de los secundarios en la curva de descenso (33 y 38-40 horas, respectivamente); también son semejantes los tiempos base del hidrograma, en el entorno de las 48-52 horas (dos días).

- Magnitudes absolutas de los picos secundarios; los picos de la curva de descenso se sitúan en el entorno de 160 y 100 m^3/s respectivamente, en ambos hidrogramas.

Sin embargo, y como es lógico, presentan también diferencias: la disposición y magnitud de los picos secundarios de la curva de ascenso; el volumen total del hidrograma (área bajo la curva); y la magnitud del caudal punta del pico principal.

- Análisis comparativo de caudales entre estaciones sucesivas

La estación ubicada en Navaluenga se encuentra inmediatamente aguas arriba de las entradas al embalse de El Burguillo, sin, por tanto, mediar entre ambas ninguna estructura antrópica que pudiera descartar el mantenimiento del régimen natural.

Dadas esas circunstancias, un sencillo e ilustrativo ejercicio consiste en comparar los caudales diarios registrados en ambas para el periodo común de funcionamiento de estas estaciones (01-02-74 / 30-09-1986). Como era previsible (Figura 14.14) existe una clara correspondencia entre los eventos de crecida de ambas, aunque pueden apreciarse una serie de diferencias, fundamentalmente en la magnitud de los caudales, debidas a tres hechos:

1) La distinta amplitud del área drenante a cada una de ellas, sensiblemente mayor en la segunda (698 frente a 1040 km^2). Este efecto se observa en las crecidas del año 1979-80, con la duplicación del caudal punta.

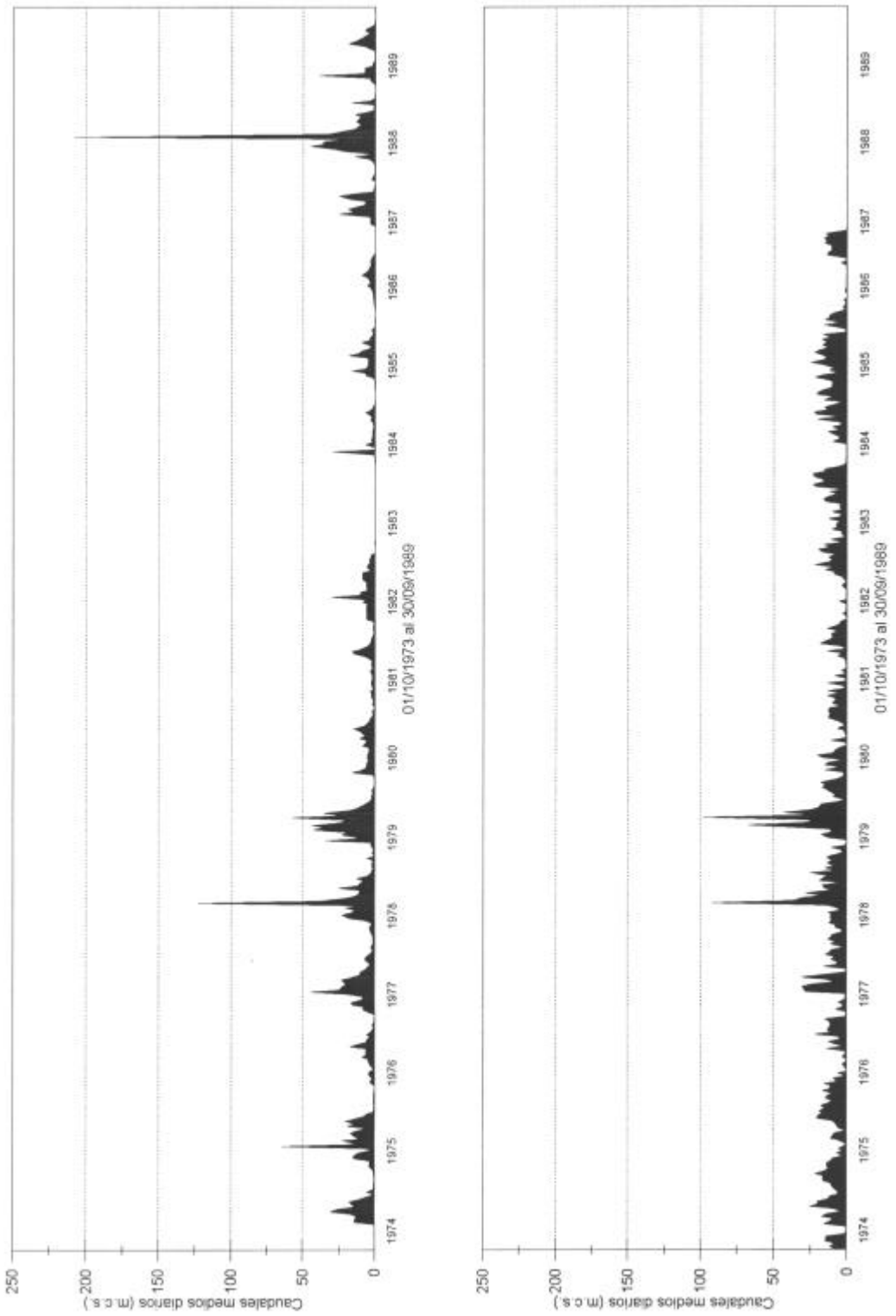
2) El tramo de canal entre ambos puntos de muestreo que induce una sensible laminación de los caudales punta, aumentando a la vez el tiempo base del hidrograma. Este segundo fenómeno se manifiesta en el decremento del pico de crecida para las avenidas de 1975 y 1978-79.

3) La incorporación en la segunda estación de nuevas corrientes afluentes con tiempos de concentración muy bajos, generando la aparición de múltiples puntas secundarias y un fondo generalizado de caudales. Este hecho es sencillo de observar con una simple ojeada a ambos gráficos, y es especialmente patente para las avenidas de 1985, 1980 y 1976-77.

En los eventos donde apenas se denotan diferencias puede que los fenómenos anteriormente indicados se solapen y contrarresten sus efectos.

Igualmente existe una pequeña dislocación temporal debido a esa propagación de la onda de crecida, nunca superior a un dato (un día), e imperceptible en la representación gráfica.

Figura 14.16. Comparación de los caudales diarios registrados en las estaciones de Navaluenga (parte superior) y las entradas a El Burguillo (parte inferior) para el periodo 1973-1989.



**** Análisis estadístico de caudales utilizando modelos predictivos regionales***

Con objeto de solventar la incertudumbre sobre la representatividad de una única muestra, que se traduce en una elevada varianza en los estimas de los parámetros y cuantiles del análisis estadístico, se han desarrollado metodologías que asumen la existencia de una región homogénea respecto a ciertas características estadísticas (Ferrer, 1996).

Los modelos predictivos regionales se basan en considerar las características de cada uno de los puntos de registro como una variable dependiente; y el resto de las propiedades climáticas o fisiográficas comunes al conjunto de estaciones de la región, como variables explicatorias.

Un modelo clásico dentro de los regionales es la avenida-índice, caso particular de la variable-índice, que considera los estadísticos C_s y C_v constantes en la región y asume que la variable resultante del cociente de cada serie por su media sigue la misma distribución de frecuencia en toda la región. Desarrollos e innovaciones posteriores usan otros modos diferentes de estandarización de las series: momentos ponderados estadísticamente, media de los logaritmos, o parámetros del modelo TCEV.

Las estaciones de aforos de la CHA con datos Q_c se dividieron en dos grupos, de acuerdo a su supuesto régimen natural o si por el contrario presentaban algún tipo de regulación artificial. Dentro del primer grupo se encuentran las estaciones de Navaluenga (03231), El Burguillo (03111), Villamantilla (03198) y Peguerinos (03228). A las cuatro series de datos Q_c se les aplicaron los métodos de estandarización basados en una simple media aritmética de la serie. Los cuantiles locales de las series estandarizadas se estimaron con un modelo de tipo GEV+MOM. Para la obtención de cuantiles regionales a partir de los locales se utilizaron diversas variantes metodológicas:

1) Media regional simple de los cuantiles locales (Dalrymple, 1960).
2) Media regional ponderada de los cuantiles locales, de acuerdo al tamaño de las series.
3) Media regional simple de los cuantiles locales, diferenciando dos regiones fisiográficas de aplicación.
4) Cuantiles regionales considerando una serie única el conjunto de datos estandarizados en todas las estaciones (NERC, 1975).

El hecho de añadir a los dos métodos tradicionales (Dalrymple, 1960; NERC, 1975) otros dos procedimientos, se justifica en que los modelos de estimación de cuantiles basados en datos regionales utilizan regresiones en la estimación de parámetros del tipo mínimos cuadrados ordinarios. Sin embargo, la asunción de igualdad en las variables explicativas es incierta en los registros de avenidas, debido a la diferente longitud de los registros y diferencias en las condiciones de medida. De ahí el interés por introducir un sencillo factor de peso en función de la longitud de los registros.

Los cuantiles locales, recalculados a partir de los regionales resultantes de las cuatro variantes metodológicas, se encuentran recogidos en la Tabla 14.34; se han incluido los cuantiles resultado del modelo univariado para su confrontación con los resultados aplicando modelos regionales.

Tabla 14.34. Cuantiles locales de caudales máximos diarios (m^3/s) procedentes del análisis estadístico de caudales para las series de caudales diarios máximos (Q_c) utilizando métodos de estimación regionales (avenida-índice). Los procedimientos de cálculo de cuantiles regionales desde los locales fueron: 1) Media simple de cuantiles locales; 2) Media ponderada de cuantiles locales; 3) Media simple para regiones fisiográficas; 4) Cuantiles regionales desde la serie completa de datos estandarizados. El apartado 5) corresponde a una recopilación los cuantiles obtenidos con modelos univariados para esas mismas series.

SERIE DE DATOS	PERIODO DE RETORNO (en años)							
	2	5	10	25	50	100	200	500
1) MEDIA SIMPLE								
Navaluenga (03231)	118	219	283	362	419	476	531	605
El Burguillo (03111 UF)	192	356	460	588	681	773	863	982
Villamantilla (03198)	8	15	19	24	28	32	36	41
Peguerinos (03228)	5	9	12	15	17	20	22	25
2) MEDIA PONDERADA								
Navaluenga (03231)	118	216	278	354	408	461	514	581
El Burguillo (03111 UF)	192	351	451	574	663	750	835	945
Villamantilla (03198)	8	15	19	24	27	31	35	39
Peguerinos (03228)	5	9	11	15	17	19	21	24
3) MEDIA SIMPLE REGIONALIZADA								
Navaluenga (03231)	115	212	279	362	426	489	554	641
El Burguillo (03111 UF)	187	344	453	588	693	795	899	1041
Villamantilla (03198)	8	15	19	23	26	29	31	34
Peguerinos (03228)	5	9	12	14	16	18	19	21
4) SERIE COMPLETA								
Navaluenga (03231)	117	216	280	361	420	479	535	610
El Burguillo (03111 UF)	189	351	455	586	682	777	869	991
Villamantilla (03198)	8	15	19	24	28	32	36	41
Peguerinos (03228)	5	9	12	15	17	20	22	25
5) MODELO UNIVARIADO								
Navaluenga (03231)	96	213	298	417	514	617	729	890
El Burguillo (03111 UF)	195	342	436	549	630	708	783	879
Villamantilla (03198)	8	16	20	24	27	30	32	35
Peguerinos (03228)	5	8	10	13	15	16	18	20

En vista de los resultados y comparándolos entre sí, podría afirmarse que los cuantiles obtenidos se encuentran todos en los mismos órdenes de magnitud, aunque con algunas diferencias entre ellos fundamentalmente en los de mayor magnitud y altos periodos de retorno. No cabe duda que para el caso de estaciones con series muy cortas (Villamantilla y Peguerinos) la inclusión de parámetros regionales mejora la pobre estimación de cuantiles locales; más dudoso podría ser el efecto sobre series largas (El Burguillo) de cuantiles contrastados. Entre todas las variantes estudiadas, por sus mayores cualidades regionalizadoras, la alternativa 4 (NERC, 1975) es la que mejores resultados obtiene.

Las hipótesis planteadas por Dalrymple (1960), fueron posteriormente muy cuestionadas en lo referente a la supuesta independencia del C_v respecto al tamaño de la cuenca vertiente. Sin embargo, otros estudios más recientes aplicando este método (FREND, 1989) no detectan tal problema; de hecho el método de avenida-índice es el modelo regional más utilizado a escala nacional en países como Gran Bretaña (NERC, 1975). Recientemente, Ferrer y Mateos (1999) han propuesto, por las mejoras estadísticas que supone, el empleo del método de momentos ponderados probabilísticamente (PWM) para la estimación regional de parámetros de la función SQRT-ET_{max}.

14.2. ANÁLISIS PALEOHIDROLÓGICO: AVENIDAS HISTÓRICAS

" Tanto crecieron las aguas sobre la tierra que llegaron a cubrir todos los montes más altos de debajo del cielo ... Quince codos subieron las aguas por encima de los montes más altos ... La inundación de las aguas sobre la tierra duró ciento cincuenta días"

Génesis, 7, 19-20 y 24 (La Biblia)

La recopilación, catalogación y profundización en los datos puntuales existentes sobre avenidas pasadas (periodo histórico o prehistórico), revierte un especial interés en tanto proporcionan información acerca de caudales con altos periodos de retorno, susceptible de ser integrada en el análisis hidrológico para mejorarlo, o sobre los fenómenos geológico-geomorfológicos asociados a estos caudales elevados, de gran capacidad geomórfica.

Esta catalogación se lleva a cabo mediante la confección de bases de datos, frecuentemente informatizadas, que emplean sistemas gestores relacionales permitiendo búsquedas selectivas y la confección de informes con los parámetros estadísticos básicos. Estas bases de datos normalmente se conectan con elementos georreferenciados (cartografías digitales), siendo soportadas por sistemas de información geográfica automáticos digitales. Dos son las fuentes principales de información sobre inundaciones asociadas a avenidas pasadas: la documentación histórica, y las marcas y depósitos del registro geológico-geomorfológico.

14.2.1. INUNDACIONES HISTÓRICAS EN LA CHA

La base de datos de inundaciones históricas realizada para la CHA tiene las fuentes de información en:

* Hemerotecas de publicaciones periódicas; fundamentalmente los fondos del periódico El Diario de Ávila (sección "*El Tiempo en España y en el Extranjero*") depositados en sus oficinas centrales y en la Biblioteca Pública de Ávila (Tabla 14.35); El Norte de Castilla (Valladolid), ABC (Madrid)...

* Estudios hidrológicos realizados para la construcción de infraestructuras hidráulicas, bien por la propia Confederación Hidrográfica del Tajo, bien por las empresas promotoras (Saltos del Alberche y Unión Fenosa).

* Otras bases de datos regionales o nacionales previas sobre inundaciones históricas, como las elaboradas por diversos organismos públicos e iniciativas privadas (Tabla 14.36):

    - Comisión Técnica de Emergencia por Inundaciones (CTEI; DGPC y DGOH, 1985) que consta de 159 referencias para la cuenca del Tajo desde el año 749 dC hasta nuestros días.

    - Instituto Tecnológico Geominero de España (Ayala *et al.*, 1988) con 206 registros de inundaciones para toda España.

Tabla 14.35. Información de interés hidrológico extraída de las citas recopiladas sobre avenidas históricas en el Diario de Ávila, y que afectaron a corrientes de la CHA.

FECHA	COMENTARIOS
19-02-1936	ALARMANTE CRECIDA DEL RÍO ALBERCHE. San Martín de Valdeiglesias.- Se ha recrudecido el temporal de lluvias, y se han venido abajo varios edificios modestos. El río Alberche ha experimentado una crecida alarmante, que ha motivado un bando del alcalde, recomendando al público que adopte toda clase de precauciones al pasar los puentes, en previsión de posibles desgracias.
21-02-1936	EL ALBERCHE ALCANZA UNA ALTURA DE 8 METROS SOBRE EL NIVEL ORDINARIO. Ayer por la mañana uno de nuestros redactores recorrió la zona inundada del Alberche. Este río alcanzó ocho metros sobre el nivel que ordinariamente lleva el citado río causando daños en no pocas fincas de los términos de El Tiemblo y San Martín de Valdeiglesias. A consecuencia de las lluvias en El Tiemblo se hundió una casa y otra en Pelayos de la Presa (Madrid). También se llevó la corriente un puente sobre el Alberche que se hallaba en el término de San Martín. Afortunadamente no hubo que lamentar desgracias personales, pero las pérdidas son de consideración.
04-02-1937	El tiempo va mejorando, si bien los ríos han aumentado su caudal. Pero si el estado del suelo va mejorando, en cambio los ríos y riachuelos que desde la sierra de Guadarrama bajan por las alturas y El Escorial, Torrelodones, Navalagamella, Valdemorillo, etc., en busca del caudal del Tajo, donde se vierten, siguen trayendo exceso de agua, y los cauces estrechos habitualmente han sido sustituidos por verdaderos meandros, que inundan y dejan un lecho de fango, que será de difícil y larga reparación. Existen tambien algunos arroyos, que están invadeables, sobre todo los del Palancar, el de la Vega, el Cienvallejos, y en general todos aquellos que por estar en el sector izquierdo de nuestra ala, son para el presente y para un proximo futuro de extraordinario interés.
27-03-1943	EL TEMPORAL CAUSA IMPORTANTES DAÑOS EN LA PROVINCIA. SE DESBORDA EL RÍO ALBERCHE. En Burgohondo: ... como consecuencia de las torrenciales lluvias registradas que originaron su crecida, ... al salirse de su cauce arrastró el puente denominado «Puente Nuevo» de ese término municipal, que da paso a los vecinos residentes en los caseríos de las «Umbrías» los que han quedado incomunicados con el poblado, por haber derruído también el llamado «Navasuelas», situado en la garganta del mismo nombre ... En Navaluenga: ... a causa de la enorme credida de sus aguas, originada por las torrenciales lluvias pasadas y deshielo de las nieves de la Sierra próxima, experimentando una crecida de ocho metros sobre su nivel ordinario ... ha inundado una gran extensión de terreno, penetrando las aguas desbordadas en varios edificios y encerraderos de ganado con los consiguientes daños, viéndose obligado el vecindario de la parte Sur, a abandonar sus casas ante la acometida de las aguas ... ha arrastrado los puentes de «La Cigüeñuelas», «La Muela», «Rosotonejo» y «Riacho» ... considerables daños en el arbolado y sembrados de las huertas ribereñas así como en numerosas fincas particulares ... se elevan a más de medio millón de pesetas.
01-05-1946	HOY SE HA REGISTRADO LA MAYOR INUNDACIÓN DEL SIGLO EN ÁVILA. Las carreteras del Barraco y Burgohondo cortadas por las aguas. Numerosas viviendas aisladas.
03-05-1946	SE DESBORDA EL RÍO ALBERCHE. Talavera de la Reina, 8 tarde. Conforme se temía, hoy se ha desbordado el río Alberche, rebasando el agua las carreteras de El Tiemblo e invadiendo huertas y caseríos. El torrente de agua llega hasta esta ciudad, por la carretera de Madrid, lo que ha motivado la suspensión de comunicaciones por carretera con la capital de España. El parque de La Alameda se encuentra completamente inundado.
	LAS INUNDACIONES EN LA CUENCA DEL RÍO ALBERCHE HAN CAUSADO DAÑOS EN HUERTOS Y CERCADOS. En la cuenca del Alberche se ha producido el pasado día 1 la mayor inundación que se recuerda por la enorme precipitación de lluvias afectando perjudicialmente las zonas de Navaluenga, Burgohondo y Hoyo de Pinares sobre todo. En Hoyo de Pinares la impetuosa corriente arrastró los huertos con pérdida de la simiente y hortalizas... Las compuertas del embalse de Puente Burguillo estuvieron abiertas el pasado día 1 diez metros ... La techumbre del templo parroquial de Navaluenga se desploma como consecuencia de las lluvias ...
06-05-1946	... sin cesar ha estado pasando unos tras otros frentes fríos o cálidos por nuestro territorio. Y de paso de esos frentes se ha ido marcando en muchas ocasiones por el reguero de tormentas que ha ido produciendo al progresar hacia oriente. Tormentas de poco calibre, y que ...
08-03-1947	POR FIN SE LLENÓ EL EMBALSE DEL ALBERCHE. ... las cuantiosas precipitaciones acuosas de estos días y el deshielo de las nieves acumuladas en nuestras sierras ... Hoy vierte sus caudales a razón de 200 metros por segundo. No ha habido desgracias personales aunque sí tenemos que lamentar daños en el ganado y en los puentes. Al presente momento lleva embalsados treinta millones de metros cúbicos diarios de agua aproximadamente.
31-03-1952	El pantano del Alberche ha subido alrededor de 2 metros.
12-01-1970	Los ríos abulenses se desbordaron inundando grandes extensiones de terreno. El río Alberche también ha crecido ... ante la gran crecida del Alberche fue necesario abrir los aliviaderos.
17-12-1989	EL TEMPORAL DESBORDÓ LOS RÍOS. El intenso temporal de lluvia que cayó ayer en la provincia de Ávila causó auténticos estragos en distintas localidades como Navaluenga, El Tiemblo y Burgohondo, donde el desbordamiento del río Alberche inundó parte de los primeros pueblos. El río Alberche se desbordó en la zona del Valle, afectando a Navaluenga y especialmente a El Tiemblo ...
18-12-1989	Cortada la carretera local 923 por haber provocado el Alberche la rotura de un puente.
07-03-1991	Inundaciones en las partes bajas de un grupo de viviendas que se encuentran cerca del cauce del río Alberche en Navaluenga. Este agua pudo ser reducido, según confirmó Protección Civil, a través de una motobomba.
19-12-1997	Por otra parte hay que destacar que el río Alberche se desbordó a las 3 de la madrugada del jueves a su paso por Navaluenga, inundando los sótanos de varios edificios ubicados en las proximidades. Hubo daños de diversa consideración, según las primeras estimaciones realizadas.
13-01-2001	ALERTA EN MADRID Y TOLEDO AL DESBORDARSE EL RÍO ALBERCHE. La Policía Local y la Cruz Roja de Escalona evacuaron en la tarde de ayer a las once personas...

- Base de datos HISTORIC del proyecto de investigación Paleotagus (Benito *et al.*, 1996a; Díez-Herrero *et al*., 1998; Fernández de Villalta *et al*., 1998) que contiene 385 fichas de inundaciones históricas para la cuenca del Tajo.

- Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas (CNIH) asociado a la Base Nacional de Datos sobre Zonas Inundables, de la Dirección General de Protección Civil (en fase de elaboración).

Figura 14.17. Copia de una página de El Diario de Ávila del 27 de marzo de 1943, donde aparece una noticia extensa del desbordamiento del río Alberche



EL DIARIO DE AVILA

Pla
TE

El acto de afirmación Nacional sindicalista

El camarada Francisco Abella disertará sobre «La propiedad y la Falange»

El próximo martes, día 30, tendrá lugar en el Teatro Principal de esta Ciudad un acto de afirmación Nacional-Sindicalista en el que pronunciará una conferencia sobre el tema de «La propiedad y la Falange», el camarada Francisco Abella, abogado del Estado, Medalla de la Vieja Guardia y vicesecretario de Ordenación Económica de la C. N. S.

Este acto forma parte del ciclo de divulgación de la Doctrina del Movimiento, iniciado por el jefe provincial en el pasado mes de noviembre. La asistencia es obligatoria para todos los afiliados y el excelentísimo señor gobernador civil y jefe provincial invita a todo el pueblo de Avila—hombres y mujeres—a que se interesen en conocer la Doctrina que informa nuestro servicio a la Patria.

Consejo Diocesano de los Jóvenes de Acción Católica

Aspirantado

Se pone en conocimiento de todos los aspirantes pertenecientes a los Centros de San Juan Evangelista y San Juan Bosco de Avila, que con motivo de celebrarse el Día del Aspirante, se celebrarán los siguientes actos:

Hoy 27, a las ocho y media de la noche Retiro para los Aspirantes de los dos Centros en la capilla de las Nieves (Reyes Católicos).

Mañana 28, a las ocho y media en la Basílica de San Vicente, Misa de Comunión que celebrará el excelentísimo y reverendísimo señor Obispo y a continuación imposición de insignias y distribución de carnets de dirigentes a los curaillistas que lo merecieron. Con nuestras banderas acompañaremos al Prelado después.

Por la tarde a las tres y media a Sonsoles. Punto de reunión, Plaza de Santo Tomé.

Se invita para estos actos a todos los niños de la capital.

El delegado diocesano.

Ilustre Ayuntamiento de Arevalo

Subasta de resinas

El próximo día 6 de abril a las DOCE HORAS, tendrá lugar en estas Casas Consistoriales, la subasta para el aprovechamiento de resinas de setenta y cinco mil cuatrocientos ochenta y ocho pinos, del monte número 25 del Catálogo perteneciente a estos propios, bajo el tipo de ciento ochenta y un mil ciento setenta y una peseta veinte céntimos, celebrando con sujeción estricta a los pliegos que se hallan de manifiesto en la Jefatura del Distrito Forestal de Avila y en la Secretaría de este Ayuntamiento, y observancia de cuanto previene el artículo 162 del Estatuto y Reglamento de Contratación Municipal.

Arévalo 24 de marzo de 1943.—El alcalde, *J. Fortado.*

DE SOCIEDAD

Real Academia de Jurisprudencia

El próximo lunes, a las siete de la tarde, la Corporación de la Real Academia de Jurisprudencia y Legislación, celebrará en Madrid, solemne sesión, para la recepción en el Consejo Académico del Excmo. Sr. don Francisco González Rojas, prestigioso abogado y presidente de los Hombres de Acción Católica de Avila, quien pronunciará su discurso de ingreso sobre el tema «La Justicia Social en los Documentos Pontificios». Con este motivo el señor González Rojas ha salido hoy para Madrid.

Destino

Ha sido destinado al Cuerpo de Investigación y Vigilancia, de Ferrocarriles, el bizarro alférez de la Comandancia de la Guardia Civil de Avila, don José Muñoz Hernández. Enhorabuena y que el nuevo destino le proporcione muchas satisfacciones.

Nuevo procurador de los Tribunales

En el Juzgado de 1.ª Instancia e Instrucción de Cebreros, ha jurado el cargo de procurador de los Tribunales, nuestro buen amigo don Tarsicio González López. Le deseamos muchos éxitos en el desempeño de sus nuevas actividades.

Petición de mano

Por don Jerónimo Reinoso, industrial de Valladolid, y para su hermano Luciano, ha sido pedida en el pueblo de Sotalbo (Avila), al culto maestro nacional de dicha localidad, don Bonifacio Robledo Perela, la mano de su hija María Guadalupe. Entre los novios se cruzaron valiosos regalos. La boda se celebrará en el mes de mayo próximo. Enhorabuena.

Viajeros

Hoy ha pasado el día en nuestra Ciudad el notario de Madrid, don Luis Sierra y distinguida señora.

Mejorada

Lo está del accidente sufrido hace unos días la distinguida señora doña Luciana Albertos, esposa de nuestro buen amigo don Román Bayo. Deseamos su completo restablecimiento.

Testimonio de gratitud

La señora viuda, madre, hermanos y demás familia del industrial que fué de esta plaza don Constantino Domínguez Jiménez (q. e. p. d.), dan las gracias a cuantas personas les han acompañado y testimoniado su sentimiento con motivo del fallecimiento de dicho señor.

Aniversarios

Se cumple el primer aniversario del fallecimiento de don Florentino López Alonso y de don Mateo Villa Sáez. Por el eterno descanso de sus almas, se han celebrado, respectivamente, funerales en las iglesias pa-

FRENTE DE JUVENTUDES

Sobre la canción como elemento de propaganda, el camarada Patricio González de Canales, secretario nacional de Propaganda de la Vicesecretaría de Educación Popular, nos ha dicho:

Por un cantar somos capaces, a veces, de morir. Por un cantar entusiasmamos el rumbo de la vida. Por un cantar, lejos de la Patria, el corazón se nos pone en las lágrimas y nos dan ganas de quitar a alguien de enmedio. Un cantar tiene más fuerza que toda otra propaganda: nos confunde con los demás camaradas; resulta un poco de la vida española, de nuestro mundo sentimental.

«La juventud canta la ambición española».
Con el Día de la Victoria el Día de la Canción.

El temporal causa importantes daños en la provincia

Se desborda el río Alberche

En Burgohondo

La Guardia Civil de Burgohondo comunica que noches pasadas, como consecuencia de las torrenciales lluvias registradas que originaron su crecida, se desbordó el río Alberche y que al salirse de su cauce arrastró el puente denominado «Puente Nuevo» de este término municipal, que da paso a los vecinos residentes en los caseríos de las «Umbrías» los que han quedado incomunicados con el poblado, por haber derruido también el llamado «Navauelas», situado en la garganta del mismo nombre.

Los daños ocasionados con la destrucción de estos puentes en las fincas particulares son muy elevados.

Afortunadamente no hay que lamentar desgracias personales para lo que las autoridades locales, fuerzas del puesto, y demás realizan toda clase de trabajos, encaminados a restablecer el contacto con los vecinos incomunicados.

En Navaluenga

Por su parte la Guardia Civil del puesto de Navaluenga, da cuenta de que también por aquellos lugares se ha desbordado el río Alberche a causa de la enorme crecida de sus aguas, originada por las torrenciales lluvias pasadas y deshielo de las nieves de la Sierra próxima, experimentando una crecida de ocho metros sobre su nivel ordinario. El Alberche, al salirse de sus cauces, ha inundado una gran extensión de terreno, penetrando las aguas desbordadas en varios edificios y encerraderos de ganado con los consiguientes daños, viéndose obligado el vecindario de la parte Sur, a abandonar sus casas, ante la acometida de las aguas. El ímpetu de estas ha arrastrado los puentes de «La Cigüeñuelas», «La Muela», «Rosotonejo» y «Rincho», situado este último, sobre la garganta de los «Chivotes», que han quedado totalmente destruidos.

El desbordamiento del río Alberche ha causado en el término municipal de Navaluenga considerables daños en el arbolado y sembrados de las huertas ribereñas así como en numerosas fincas particulares.

Por fortuna no se lamentan desgracias personales, gracias a los activos trabajos realizados por las autoridades locales, fuerzas del puesto y vecindario, pero las pérdidas que se lamentan se elevan a más de medio millón de pesetas.

Banco de España

AVILA

Conversión de títulos ferroviarios en amortizable al 3,50 por 100, emisión 1ª de Octubre de 1942

En virtud de la orden del Ministerio de Hacienda publicada en el Boletín Oficial del Estado con fecha 23 del actual, que establece las reglas para efectuar la citada conversión, de acuerdo con la Ley de 27 de Fe-

El autor de "La Loba", en Avila

Con el fin de asistir a la representación de su obra teatral, que com

¡E

Estam
los pers
problem
almas. S
mada d
Su mira
palabra
su coraz
los nues
gedores
dichosa
Nosotr
hemos c
oración.
nuestra
lenta. Co
Cristo... I
que mue
Y sea
por ese c
el Calvari
rosa. Nos
Lentamen
abierto d
se alzan
perdón.

BA

Mañana
llo, se efe
del Campo
ductor de
ción y D
Correspo
a los equ
Navas del
El encue
media de l

Actividad

El domin
a tarde e
de Santo T
pondiente
Balón a ma
Fechas A
gaz contra
des Alvarez
A las die
se celebrar
diente al C
Fútbol entr
contra Cent

40 sa
muertc

ROMA, 2
castrenses
en los difer
Cincuenta
y diez y och
cidos.
Dichas ci
por el sacer
Cappola en
ciada ante l
Los cura
dos en el I
prendidos e

Figura 14.18. Copia de una página de El Diario de Ávila del 3 de mayo de 1946, donde aparece una noticia extensa sobre las inundaciones en la cuenca del Alberche y sus daños.



EL DIARIO DE AVILA

REDACCION Y ADMINISTRACION
PLAZA DEL TENIENTE ARÉVALO, 7
TELÉFONO 34
APARTADO DE CORREOS, 8

Las conferencias culturales del Padre Gastón

Han quedado ultimados todos los detalles para las tres conferencias que el ilustre y sabio padre jesuita Daniel Gastón dará en esta Capital los días 10, 11 y 12 del actual mes de mayo y que como ya hemos dicho, dada la altura y prestigio del conferenciante y los temas a desarrollar, han de revestir caracteres de un gran acontecimiento cultural.

Dichas tres conferencias, como también hemos anunciado, son patrocinadas por el Centro Cultural Abulense y organizadas por un grupo de elementos culturales de la Capital y es de estimar y agradecer a todos este esfuerzo, de organizar tan importantes actos culturales que contribuyen a elevar la vida espiritual de los pueblos.

Las dos primeras conferencias de los días 10 y 11 se celebrarán en el teatro de la Casa Social a las ocho y media de la noche y la tercera y última tendrá lugar el domingo 12 en el Teatro Principal a las doce y media de la mañana.

Oportunamente daremos a conocer los temas de las tres conferencias y el resto de detalles que interesen al público.

Hallazgos

En la Comisaría del Cuerpo General de Policía se encuentra depositada una cantidad de dinero encontrada esta mañana en la Plaza de Abastos y un abrigulto de niño color verdoso.

SANCHEZ PRIETO
MEDICO
PIEL - VENEREAS - SIFILIS
Consulta: 3 a 4 de la tarde y
9 a 10 de la noche
Duque de Alba, 4 2.°

De la festividad de San Segundo

La romería celebrada ayer tarde en las inmediaciones de la capilla de San Segundo y Puente Adajo estuvo animadísima y fué mucho el público que formó en las filas de la procesión en que figuraba artísticamente adornadas las andas, la imagen del Santo perteneciente al oratorio de las Hijas de la Caridad de La Granja, que tanto entusiasmo han puesto en la organización de la fiesta. Todos los hermanos de la nueva Cofradía rivalizaron en la manifestación de sus sentimientos religiosos y la Capilla fué visitadísima. En el sorteo del regalo que la Cofradía donaba a sus favorecedores, ha re-

Las inundaciones en la cuenca del Alberche han causado daños en huertos y cercados

La techumbre del templo parroquial de Navaluenga se desplomó anoche apenas terminado el Ejercicio de las Flores

Aún no había salido del templo el sacerdote, don Emiliano Martín, que providencialmente resultó ileso en medio de los escombros

En la cuenca del Alberche se ha producido el pasado día 1 la mayor inundación que se recuerda por la enorme precipitación de lluvias, afectando perjudicialmente las zonas de Navaluenga, Burgohondo y Hoyo de Pinares sobre todo. En Hoyo de Pinares la impetuosa corriente arrastró los huertos con pérdida de la simiente y hortalizas. El excelentísimo señor gobernador civil y jefe provincial del Movimiento, don Luis Valero, que ha visitado estas zonas, y los pueblos de El Fresno y El Mirón en la cuenca del Adaja, nos anuncia que se harán las oportunas gestiones cerca de la Confederación hidrográfica para resolver el problema de este último río, que ciertamente carece de cauce, así como también respecto al Ministerio de Agricultura para conseguir patatas de siembra con que rehacer los huertos destruídos en la región del Alberche. Las autoridades provinciales solicitarán también subvenciones para tratar de socorrer a los damnificados y reponer inmediatamente las vías estropeadas por las inundaciones y de los caminos de saca de productos.

Las compuertas del embalse de Puente Burguillo estuvieron abiertas el pasado día 1 diez metros

Le enorme crecida del río Alberche se ha reflejado en el caudal recogido en el embalse de Puente Burguillo, que se halla lleno con un margen de desagüe regulador. La abertura máxima de las compuertas ha sido el día 1 a las 17,45, con diez metros en total. Es la mayor abertura registrada este año, como ha sido la riada también la mayor registrada. A la una y media de hoy las compuertas están abiertas con un metro y medio de altura. No nos ha sido posible ponernos en comunicación con la central de Puente Nuevo por hallarse la línea interrumpida a causa de los desperfectos sufridos como consecuencia de las lluvias.

La techumbre del templo parroquial de Navaluenga se desploma como consecuencia de las lluvias

Anoche, a las diez, al terminar el ejercicio del Mes de las Flores, se desplomó la techumbre del templo parroquial de Navaluenga.

Había estado lleno de fieles, particularmente niños, y el sacerdote don Emiliano Martín, suprimió al final del ejercicio las preces que acostumbraba a rezar, terminando el acto con la invocación «Sálvanos, Virgen María», como si de hecho la aplicase al momento. Y como si tuviera la intuición de lo que iba a suceder, recomendó al pueblo que se saliera del templo anunciando que el ejercio había terminado, quedándose él con su hermano, sacerdote también, don Pedro, orando ante el Santísimo. Cuando en la iglesia no quedaban más personas que ambos hermanos, súbitamente se desplomó la techumbre, con terrible estruendo. El párroco se refugió entre nubes de polvo en la sacristía, y al salir de su estupor llamó a su hermano, con la natural inquietud, hasta que le respondió la voz del señor alcalde, que acudió con el pueblo en los primeros momentos, de gran confusión para el vecindario, pues todas las familias tenían varios de sus miembros, niños y personas mayores, en el ejercicio de las Flores, y temieron la catástrofe que solo a la Divina Providencia se ha de agradecer que no haya sucedido.

Sociedad de San Vicente de Paul

Conferencia de Señoras

Esta Asociación, advierte a sus socias, activas y honorarias, que el próximo domingo, denominado del Buen Pastor, tendrán lugar, los actos reglamentarios.

Por la mañana a las nueve, misa de comunión en los PP. Paules y a las once y media, la Junta general en el Palacio Episcopal. Se suplica puntual asistencia.

Conferencias de Hombres

El domingo, día 5, celebrarán la Junta General reglamentaria.

A las 8 y media de la mañana, misa en la iglesia de la Magdale-

La fiesta de la

Bautizo

En la Iglesia Parroquial de San Juan, ha recibido las aguas bautismales la recién nacida hija de don Eduardo Rey Fernández, secretario provincial del Frente de Juventudes y gestor de la excelentísima Diputación.

Administró el Santo Sacramento el señor cura párroco don Aniceto Morcillo quien impuso a la neófita el nombre de María Jesús, siendo apadrinada por la señorita Trinidad Martín y don Nicolás Rey, hermanos respectivos de los padres.

Los numerosos invitados fueron obsequiados en el domicilio de los padres de la nueva cristiana recibiendo numerosas felicitaciones a las que unimos la nuestra.

Operado

Por el reputado cirujano y director del Hospital Provincial don Angel Torres, le ha sido sometida una operación quirúrgica con resultado satisfactorios, a nuestro buen amigo don José Rey Falcato.

Deseamos su mejoría y pronto restablecimiento.

Viajeros

Hemos saludado hoy a nuestros queridos amigos don Emiliano Martín y don Angel Jiménez, párroco y médico, respectivamente de Navaluenga, a quienes duraba todavía la terrible impresión que a todo el pueblo produjo el suceso de anoche.

Necrológicas

En Palencia ha fallecido en su mejor edad, y víctima de rápida y traidora dolencia, la distinguida señora doña María del Socorro Fortea Jiménez de Cid, virtuosa dama que era ornato y luz de su hogar y dechado de mujeres católicas españolas por sus piadosos y patrióticos sentimientos, traducidos en constantes acciones ejemplares, que la merecieron sinceros aprecios en el círculo de sus amistades y respetos afectuosos de cuantos frecuentaron su trato.

En Valladolid fueron inhumados sus restos mortales, exteriorizándose en el fúnebre acto las manifestaciones de condolencia a la familia doliente.

Hacemos presente nuestro pesar a nuestro distinguido amigo don Benito Cid de la Llave, comisario de Recursos de la Zona Norte, esposo de la finada, y demás familiares y pedimos a Dios otorgue la paz eterna al alma de esta señora que de Dios goce.

En sufragio de esta finada se aplicará un novenario de misas del día 12 al 19 en los Paules a las nueve.

—Fulminante dolencia ha producido el inesperado fallecimiento de don Arsenio Alonso Fernández conocido comerciante de Arévalo, cuyas excelentes prendas de simpatía y afabilidad le habían conquistado la general estimación en

Tabla 14.36. Información de interés hidrológico extraida de las citas recopiladas sobre avenidas históricas en diferentes fuentes documentales (DGPC y DGOH, 1985; Ayala *et al*., 1988), y que afectaron a corrientes de la CHA. Las interrogaciones indican datos desconocidos.

FECHA	LOCALIDAD	COMENTARIOS
??-11/12-1485	?	Río Tajo y sus afluentes desbordados
13-06-1733	Santa Olalla	El río Alberche se llevó 103 casas
26-06-1733	¿San Clemente?	El río Alberche se llevó dos puentes y cinco casas
02-12-1739	Escalona	El Alberche se desbordó arrasando los puentes de Escalona y el de su mismo nombre en la carretera de Madrid. Duró desde finales de noviembre hasta el 4 de diciembre
??-12-1747	?	Se desbordó el Alberche
??-??-1756	Talavera de la Reina	Importante crecida del Alberche que se llevó un puente de madera en el término municipal de Talavera de la Reina
??-05-1789	Toledo	El Alberche experimenta una importante crecida en la provincia de Toledo
??-01-1856	Escalona	El Alberche experimentó una gran crecida en Escalona, donde se hundió el puente, dejando al pueblo aislado
27/28-01-1856	Varias	El Alberche anegó las vegas e interrumpió las comunicaciones de varios pueblos. Fuente: El Imparcial
??-??-1922	?	Catastrófica crecida del río Alberche, de tal magnitud, que no se tenía referencia de otra igual o superior; alcanzó la cota 522 en el puente de San Juan. Las mediciones y cálculos realizados proporcionaron un caudal máximo en torno a los 2.120 m^3/s. Fuente: Proyecto de construcción de aprovechamientos del tramo superior del río Alberche para riegos y producción de energía (Saltos del Alberche, 1954)
24-12-1927	?	El río Alberche causa daños de consideración en dos puentes que estaban en construcción en los kms. 41 y 42 de la carretera de Ávila a Sotillo de la Adrada. Fuente: El Norte de Castilla
16/22-02-1936	Varias	El desbordamiento del Alberche en el término municipal de El Tiemblo arruinó la mayoría de las cosechas. Se desbordó en Talavera de la Reina, rebasando el Puente y llegando desde la carretera hasta la ermita del Prado; representó 70 cm menos que la del 10-14 de febrero de 1979. También causó estragos en Escalona, causando la ruina de los hortelanos y agricultores ribereños. Graves daños en una central eléctrica y varias fábricas. Pérdidas 12 millones de pesetas. Fuente: ABC (Madrid); El Norte de Castilla (Valladolid).
22/26-01-1941	Talavera de la Reina	Los ríos Tajo y Alberche se desbordaron en Talavera la Reina, causando el hundimiento de un arco del puente romano. En esta población se midió un caudal del orden de 4700 m^3/s. Pérdidas de 36 millones de pesetas.
25-03-1943	El Tiemblo	A causa de las fuertes lluvias el rio Alberche experimentó una gran crecida. En Burguillo se registró un caudal de 1420 m^3/s. Fuente: López Bustos, A. (1981). Tomando el pulso a las grandes crecidas de los ríos peninsulares, R.O.P., marzo 1981
??-??-1944	Burgohondo y Navarrevisca	La crecida inutilizó las estaciones de aforo de Burgohondo y Navarrevisca
03/06-03-1947	Talavera de la Reina	En Talavera la conjunción del Tajo y Alberche cortó la carretera y ferrocarril, dejando Madrid y Toledo aislados, y derrumbó dos ojos del puente romano. Pérdidas 50 millones de pesetas. Fuente: ABC (Madrid); CHT (1950). Proyecto de reparación de daños ocasionados por las avenidas del 5 de marzo de 1949 en la acequia nº 2 (2º sector) de la Z/R del Canal Bajo del Alberche.
14-12-1955	Talavera de la Reina	El Alberche no puede desaguar en el Tajo, inundando los caminos próximos y deslizándose por la ctra. de Madrid hasta la erta. de la Virgen del Prado
22-02-1960	Cazalegas	Con motivo de las lluvias persistentes, el Alberche llegó casi a llenar el embalse de Derivación del Canal Bajo del Alberche, evacuando éste con una lámina de 4,5 m de los 5,00 previstos como máxima, teniendo abiertas 6 de las 7 compuertas existentes. Fuente: Proyecto de reparación de daños en la presa de derivación del Canal Bajo Alberche (1960)
11-01-1970	Talavera la Reina	En Talavera las aguas del Alberche inundaron la N-V debido a fortísimas lluvias y deshielo de la nieve. Un arco del puente romano fue derribado. Pérdidas de 30 millones de pesetas. Fuente: La Voz de Talavera; CHT (1978). Nota informativa sobre la riada habida los días 25 de febrero y 3 de marzo de 1978 en Talavera de la Reina.
??-??-1973	Pepino	Crecida del río Alberche. A su paso por el término municipal de Pepino, el cajero de entrada del paso con salto del Camino de "Las Torres" en la margen izquierda se partió, dando origen a que este se desplazara y se partiera. Fuente: proyecto de reparación
01/03-03-1978	Talavera de la Reina	El río Tajo provocó un corte de once horas en la CN-V, inundación de sótanos, entreplanta del hospital, puentes bajo las aguas. Pérdidas de 45 millones de pesetas. Fuente: La Voz del Tajo; Extremadura; CHT (1978). Nota informativa sobre la riada habida los días 25 de febrero y 3 de marzo de 1978 en Talavera de la Reina.
??-01-1979	Cazalegas	Grandes avenidas del Alberche en la presa de Cazalegas, que causaron erosiones por detrás de los muros cajeros y avanzaron en dirección al cuerpo central de la presa de tierras, con gran peligro de posible rotura del dique. La presa llegó a verter por aliviadero 1200 m^3/s. Fuente: proyecto de refuerzo (1979)
23-12-1996	Aldea del Fresno	Evacuadas diez chabolas y un cámping por las inundaciones. Protección Ciudadana ordenó el desalojo de un cámping situado en Aldea del Fresno, al incrementarse el nivel del río Alberche. Se abrieron las compuertas de Picadas, Burguillo (Ávila) y Cazalegas (Toledo). Fuente: El País (Madrid)
24-12-1996	Aldea del Fresno y Escalona	La gran cantidad de agua que liberan los embalses provoca inundaciones. Los ríos Jarama, Henares y Alberche se han desbordado en algunos puntos de su cauce. En el Alberche se prevén inundaciones en algunas urbanizaciones de Escalona (Toledo) y riesgo de corte en los accesos al cámping de Aldea del Fresno (1.230 vecinos), que fue desalojado el domingo, al igual que algunos restaurantes y chalés cercanos al río. Fuente: El País (Madrid)
26-12-1996	Aldea del Fresno	La Confederación Hidrográfica del Tajo decidió ayer reducir el volumen de agua vertida por el embase de Picadas en el Alberche, ... junto a Aldea del Fresno, pasó ayer de 350 a 250 metros cúbicos por segundo. Fuente: El País (Madrid)
26-01-1997	Escalona	En Escalona (Toledo) tuvieron que ser desalojados varios chalés en las inmediaciones del Alberche y diez ancianos de una residencia privada tuvieron que ser trasladados. Según fuentes de ese organismo [Protección Civil], este inmueble ya tuvo que ser desalojado hace un año por el mismo motivo. Fuentes municipales mostraron su malestar ante la imposibilidad de contactar con responsables de la

		Confederación Hidrográfica del Tajo (CHT) para conocer si se iban a producir nuevos desembalses que aumentasen el volumen de agua. Fuente: El País
13-01-2001	Aldea del Fresno y Escalona	"Las lluvias desbordan un tramo del Alberche y activan el plan para prevenir inundaciones". Fuente: La Razón (pág. 26, Madrid). El desbordamiento del Alberche provoca la evacuación de once ancianos en Escalona. Fuente: El Día digital (Toledo).
08-03-2001	Cardiel de los Montes	Una urbanizaciòn con 60 personas queda incomunicada en Cardiel de los Montes. Fuente: El Día digital (Toledo).



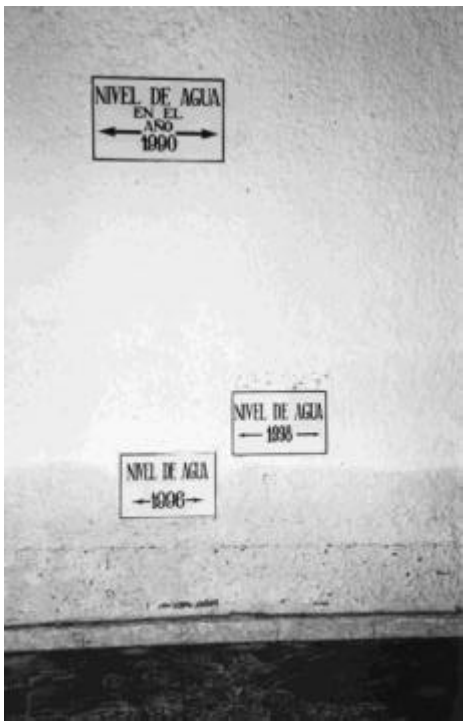
Fotografía 14.9. Inundación del 16-18 de diciembre 1989 por desbordamiento de la confluencia Alberche-Perales en Aldea del Fresno.

* Documentación histórica original recogida en la tradición religiosa. Un documento depositado en la iglesia de Méntrida contiene la historia de la aparición de la talla de la Virgen de la Poveda (Villa del Prado, Madrid). Según la traducción e interpretación del mismo hecha por el párroco local, la talla habría sido depositada sobre un sarmiento de vid entre una chopera de las márgenes del río Alberche durante una crecida acaecida en el año 1272; dicha talla parece proceder de aguas arriba, posiblemente del término de Navas del Rey. La tradición también recoge que la ermita original se ubicó en el lugar donde apareció la talla, pero que ante las repetidas inundaciones que sufría, fue trasladada ladera arriba. La nueva ubicación también fue anegada por el río Alberche en una crecida, siendo interpretado tal hecho como un signo celestial que invitaba a los devotos a acatar la voluntad divina y retornar la ermita a su lugar original, donde fue reconstruida hacia el año 1600.

* Marcas o testigos de efectos de la inundación en edificios históricos. Destaca entre ellos la secuencia de placas de cerámica ubicadas en el zaguán de entrada a la ermita de la Virgen de la Poveda. El párroco de Villa del Prado ha colocado azulejos con una línea indicativa de la altura alcanzada por las aguas y el año, para las crecidas acontecidas desde 1990. Concretamente existen tres placas correspondientes a los años 1990, 1996 y 1998 situadas a unas alturas de 1,58, 0,44 y 0,64 m sobre el suelo del zaguán, respectivamente. A ellas cabría añadir la línea de flotantes dejada por la inundación del 12 de enero de 2001 (aún sin placa), ubicada a 0,30 m de altura; corresponde a un caudal de desembalse de la presa de Las Picadas de 250 m^3/s, a los que hay que sumar el caudal no regulado del río Perales. Los ermitaños, residentes allí desde niños, manifiestan recordar otras dos grandes crecidas que inundaron el templo: una siendo niños, sobre 1943; y otra que alcanzó en la ermita una altura de 2,40 m, y que podría corresponder a enero de 1970.







Fotografías 14.10, 14.11 y 14.12. Ermita de la Virgen de la Poveda (Villa del Prado): vista general durante las inundaciones de enero de 2001 (arriba-izquierda); puerta principal de entrada a la ermita (arriba-derecha); placas de marcas de nivel durante las inundaciones de la década de 1990 y zona humedecida (con línea de flotantes) por la inundación de enero de 2001, aún sin placa.

La base de datos de inundaciones históricas del río Alberche se encuentra estructurada en fichas que recogen la información existente para cada evento, entendiendo éste como un fenómeno de avenida o crecida producido en una fecha concreta, centrado en una corriente y localizado en un punto o tramo de la misma. Algunas de las citas, aparte de significar la existencia de evento de crecida y su origen (lluvia o nieve) ofrecen información adicional sobre niveles alcanzados o daños producidos en bienes situados en las márgenes.

En total se han logrado recopilar 34 eventos de inundación histórica en la CHA entre 1272 y 2001 (Tabla 14.37), tan sólo once de ellos previos al registro ordinario instrumental de caudales (anteriores a 1930, cuando se establece la estación de aforos del embalse de El Burguillo), lo que limita notablemente la significación estadística de su análisis espacio-temporal.

Figura 14.19. Diagrama del modelo conceptual y estructura formal de la base de datos sobre inundaciones históricas HISTORIC, incluida en la base de datos Paleotagus (Díez-Herrero *et al*., 1998). Los rectángulos, elipses y rombos representan entidades, atributos y relaciones entre ellos, respectivamente.

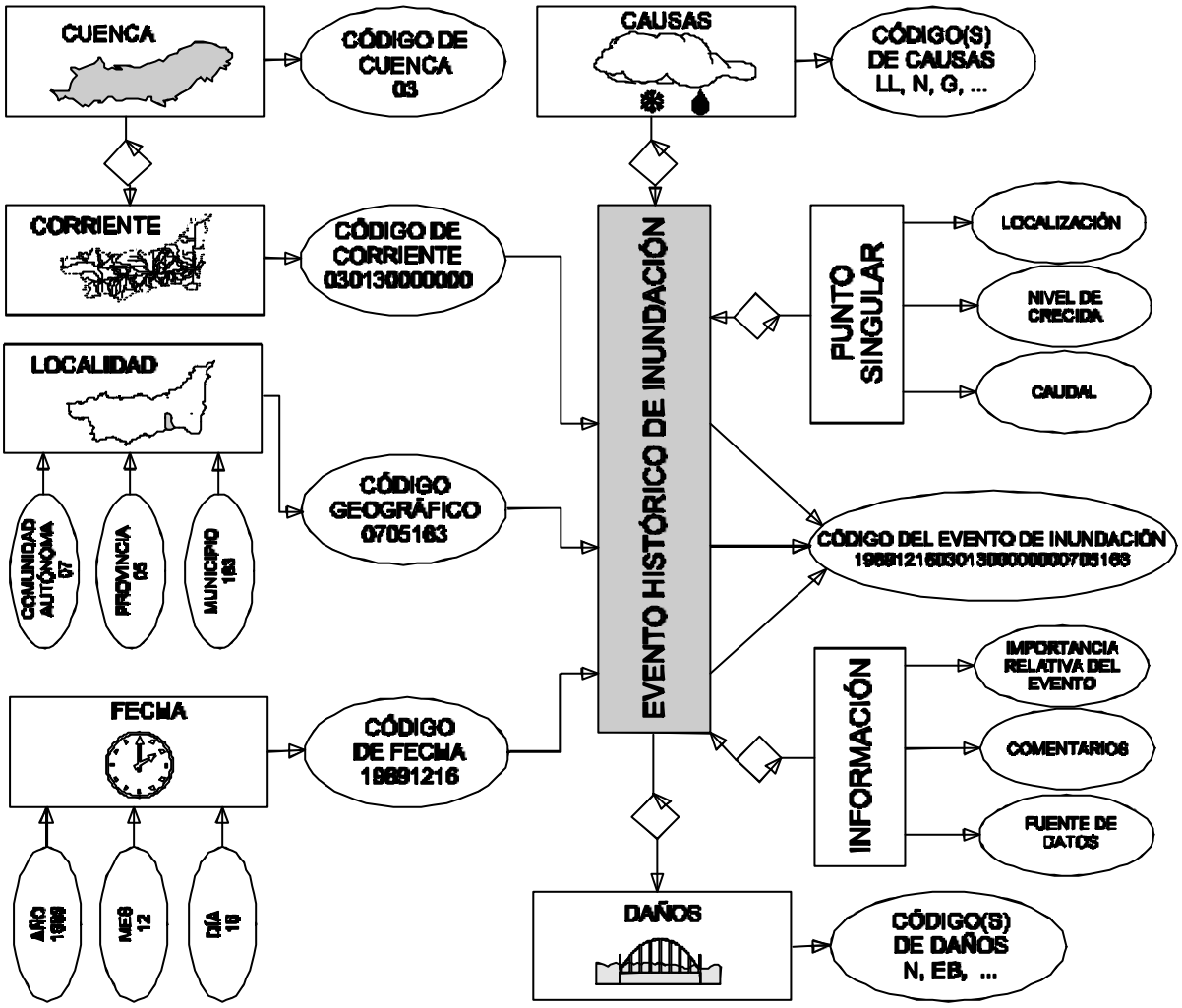


Figura 14.20. Organización de las coberturas gráficas disponibles en la base de datos de inundaciones históricas y geológicas Paleotagus, y funciones del sistema de información geográfica aplicado al análisis paleohidrológico (Díez-Herrero *et al*., 1998).

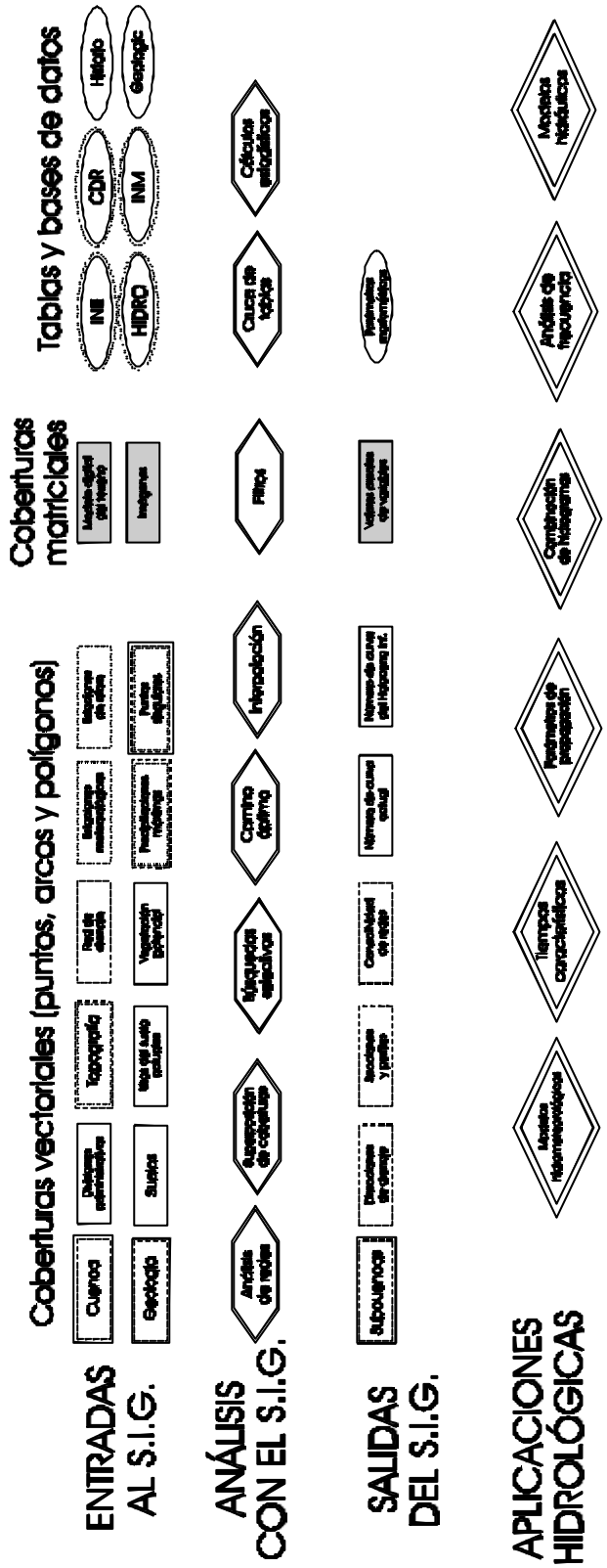


Figura 14.21. Salida gráfica de la consulta realizada a la base de datos HISTORIC de Paleotagus sobre las inundaciones históricas ocurridas en el río Alberche.

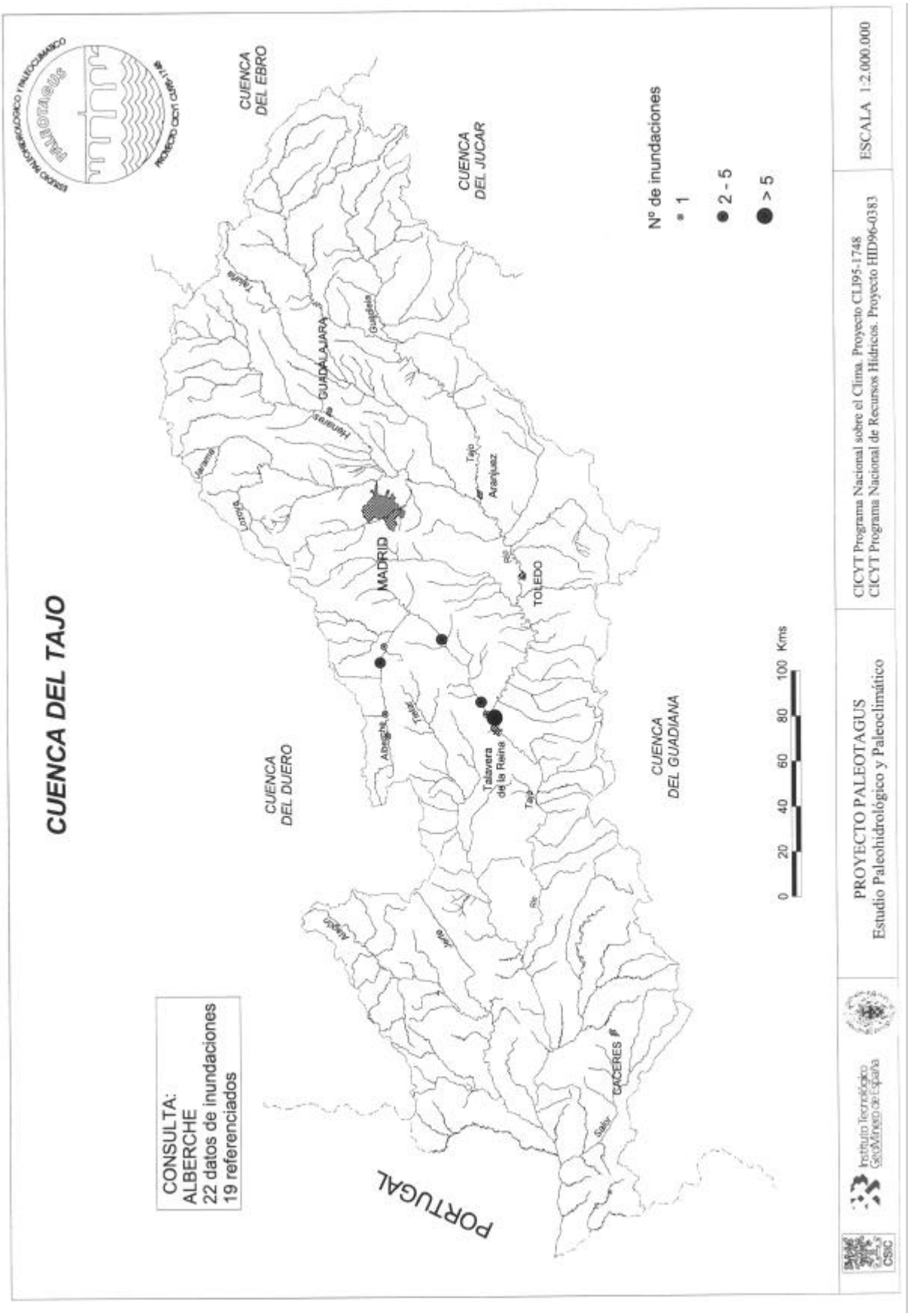


Tabla 14.37. Relación de las principales inundaciones ocasionadas por avenidas fluviales registradas documentalmente para la cuenca del Alberche. En cursiva, inundaciones históricas previas al registro ordinario de caudales, marcado por el aforo en el embalse de El Burguillo (desde 1930).

FECHA	LOCALIDAD / RÍO	FECHA	LOCALIDAD / RÍO
¿?-¿?-1272	*Villa del Prado /Alberche*	03/08-03-1947	Varias / Alberche
¿?-11/12-1485	*¿? / afluentes del Tajo*	31-03-1952	El Tiemblo / Alberche
13-06-1733	*Santa Olalla / Alberche*	14-12-1955	Talavera / Alberche
26-06-1733	*¿San Clemente? / Alberche*	22-02-1960	Cazalegas / Alberche
02-12-1739	*Escalona / Alberche*	11/12-01-1970	Talavera / Alberche
¿?-12-1747	*¿? / Alberche*	¿?-¿?-1973	Pepino / Alberche
¿?-¿?-1756	*Talavera / Alberche*	01/03-03-1978	Talavera / Alberche
¿?- 05-1789	*Toledo / Alberche*	¿?-01-1979	Cazalegas / Alberche
27/28-01-1856	*Escalona / Alberche*	17/18-12-1989	Varias / Alberche
¿?-¿?-1922	*S.M. de Vald. / Alberche*	07-03-1991	Navaluenga / Alberche
24-12-1927	*El Tiemblo / Alberche*	23/26-12-1996	Varias / Alberche
16/22-02-1936	varias / Alberche	26-01-1997	Escalona / Alberche
04-02-1937	¿? /afluentes Guadarrama	17/19-12-1997	Varias / Alberche y otros
22/26-01-1941	Talavera / Alberche	01-09-1999	El Herradón / Gaznata
25/27-03-1943	varias / Alberche	06-12-2000	Navaluenga / Alberche
¿?-¿?-1944	Burgohondo / Alberche	12-01-2001	A. Fresno y Escalona / Alberche
03/06-05-1946	Varias / Alberche	04/07-03-2001	Cardiel Montes / Aº Saucedoso

Sin embargo, podrían extraerse las siguientes consideraciones, comparando su localización y desarrollo temporal con el conjunto de inundaciones históricas de la cuenca del Tajo (Benito *et al*., 1996b):

- Los treinta y cuatro eventos registrados en la CHA respecto a los 385 documentados en la cuenca del Tajo (Paleotagus) representan una muestra proporcional e incluso destacada, ya que la ratio (34/385 ≈ 1/10) es superior a la relación de los tamaños respectivos de sus cuencas hidrográficas (4.105/81.947 ≈ 1/20); incluso es equivalente a las cantidades a escala nacional (2.500 inundaciones históricas hasta el año 1900; Benito *et al*., 1996b), donde la ratio en área es de 1/100.

- El punto de partida del registro documental en la CHA (año 1272) es muy posterior al de comienzo en la cuenca del Tajo (año 749) y por supuesto al de otras cuencas peninsulares: Duero, año 181 aC; Ebro, 49 aC ... Ello podría explicarse por la lejanía de las localidades de la CHA de los principales centros de poder y población (fuentes de documentación) durante la Antigüedad y la Alta Edad Media, y a la escasa relevancia histórica de sus villas y pueblos (a excepción de Talavera de la Reina) si se comparan con ciudades como Toledo o Zaragoza.

- La distribución mensual de las avenidas en la CHA (con muestra de 29 datos) ofrece un máximo principal en diciembre (30 %) y dos secundarios en enero y marzo (18 %), característico este último de ríos con régimen nivopluvial; en conjunto el invierno (diciembre, enero y febrero) concentra el 60 % de las inundaciones. En comparación, la cuenca del Tajo también concentra las inundaciones en invierno, aunque carece del pico correspondiente al mes de marzo, y aparecen mayor número de eventos en otoño (septiembre a noviembre).

- La distribución histórica de avenidas en la CHA (con una muestra de 34 datos) muestra dos periodos de concentración: mediados del siglo XVIII (20 %) y el siglo XX (73 %); aislados se encuentran registros a finales de los siglos XIII y XV, otro a mediados del siglo XIX y dos últimos a inicios del siglo XXI.

- La crecida de 1272 se enmarcaría en el final del episodio cálido bajomedieval (óptimo medieval; años 1000-1300) y más concretamente dentro del periodo 1150-1290, cuando se acentúa la pluviosidad, produciéndose numerosas inundaciones en las cuencas atlánticas durante el invierno u otoño tardío (Benito *et al.*, 1996b).
- La crecida de 1485 se enmarca en un aumento, generalizado para las cuencas de la vertiente atlántica, de las grandes crecidas registradas entre 1400 y la primera década de 1500 (inicio de la denominada Pequeña Edad de Hielo); corresponden a crecidas de invierno producidas por el paso de sistemas frontales con un flujo zonal del oeste en latitudes más bajas que en la actualidad (temporales de lluvias del O y del SO).
- Las crecidas del siglo XVIII se enmarcan en la Pequeña Edad de Hielo o Glacial (1550 a 1800), altamente variable, cuando las grandes crecidas que afectan a las cuencas atlánticas se asocian también a los vientos del oeste que transportan sistemas frontales. Destacar la presencia de varios episodios de crecida asociados a precipitaciones del periodo primaveral-estival.
- El lapso temporal sin información previo a la crecida de 1856 se debe al periodo de baja frecuencia de grandes avenidas característico de la primera mitad del siglo XIX; no así en la segunda mitad, donde se registraron una vez más grandes inundaciones invernales en la vertiente atlántica.
- La abundancia de registros correspondientes al siglo XX se corresponde con la proximidad temporal, la proliferación de fuentes documentales y la mayor difusión de los eventos gracias a los medios de comunicación (fundamentalmente prensa escrita). Su origen y distribución mensual es equivalente al de las crecidas del registro ordinario de caudales, con el que coincide.

Cruzando estas fechas de inundación con la base de datos de situaciones meteorológicas sinópticas para Europa entre los años 1881 y 1968 (SMA, 1969) y España (Capel, 1981), podemos afirmar que las crecidas históricas en la CHA se asocian característicamente a circulaciones zonales o mixtas de invierno (noviembre a marzo) desde el oeste peninsular.

Dichas circulaciones se forman en la zona de contacto entre dos masas de aire de temperatura y presión muy diversas: altas presiones subtropicales al sur y bajas presiones subpolares al norte. Las diferencias de presión forman una corriente de trayectoria oeste-este (chorro o *jet-stream*) que circula a gran altura en la troposfera (≈ 12.000 m), y genera vientos fuertes que en invierno superan los 120 nudos (*westerlies*; pudiendo alcanzar los 250 nudos).

La importancia de la corriente radica en que transporta desde el Atlántico occidental los sistemas frontales, en los que entran en contacto masas de aire tropical marítimo (mT; húmedo) con masas de aire polar marítimo (mP; frío), a los que se asocian las precipitaciones. Su tránsito sobre Europa occidental suele producirse en más altas latitudes (Mar del Norte y Báltico), pero en ocasiones la corriente general del oeste, y por tanto los sistemas frontales, alcanzan más bajas latitudes (40-50º N por mayor invasión de aire polar y subpolar) y afectan al sector noroccidental y occidental de la península Ibérica (cuencas atlánticas). Este estado del tiempo ha sido definido como meridional del oeste (WS; SMA, 1969). Igualmente son importantes las circulaciones mixtas (zonales-meridianas), que conllevan situaciones meteorológicas ciclónicas del norte-oeste (NWZ) y ciclónicas de sur-oeste (SWZ). Son precisamente estas tres circunstancias meteorológicas a las que se han asociado históricamente las avenidas en la CHA.

14.2.2. INUNDACIONES EN EL REGISTRO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Con toda seguridad las corrientes de la CHA han desarrollado episodios de crecida extraordinarios (alta magnitud y baja frecuencia) desde tiempos prehistóricos, previos al registro sistemático de caudales y a la presencia humana con capacidad de registro documental.

Sin embargo, los signos de esta actividad no han quedado de manifiesto en evidencias del nivel del agua alcanzado (indicadores de paleoestado; Benito, 1996), ni en propiedades geométricas de los cauces de la CHA, o al menos éstas no se han conservado en aquellos lugares donde suelen localizarse (gargantas y cañones rocosos, estrechamientos naturales del valle, cuevas, trenes de meandros en llanuras aluviales...) a lo largo el valle del Alberche. Las búsquedas de estos signos en el alto y medio Alberche (gargantas en El Burguillo y Las Picadas) han sido infructuosas, a pesar de contar con el precedente de algunos de los más reputados paleohidrólogos, como los doctores G. Benito y Y. Enzel (com. pers.).

Únicamente cabe reseñar la localización y caracterización de dos grupos de signos de nivel de avenida en elementos naturales: el bosque de ribera de Navaluenga, las charcas de Valsordo y los bancos de confluencia del puente del Arco; aunque de escasa utilidad al tratarse de fenómenos recientes (perfectamente caracterizados en el registro ordinario de caudales) y de magnitud media-baja, por lo que su aportación a la mejora del análisis estadístico de caudales en el tramo de baja frecuencia es nula. Sin embargo, criterios y métodos propios de la Paleohidrología de avenidas sí se han utilizado con profusión para el estudio de caudales en cuencas no aforadas donde se han producido avenidas relámpago que conviene caracterizar (ver apartado 14.4).

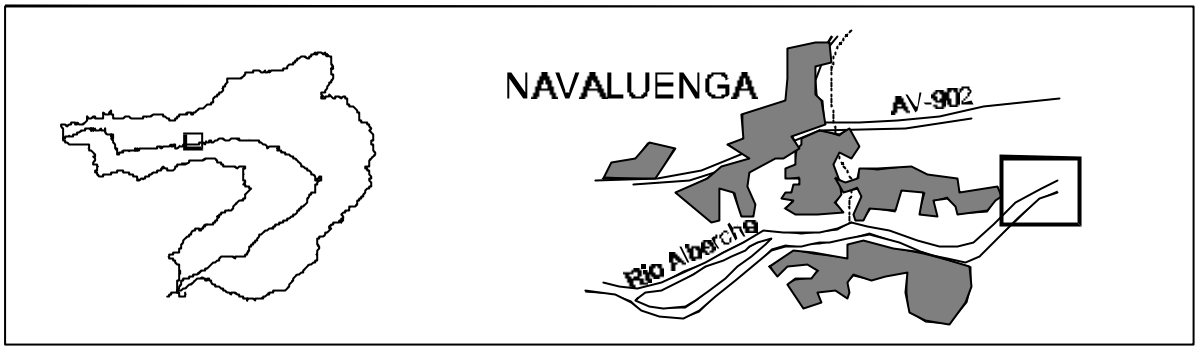


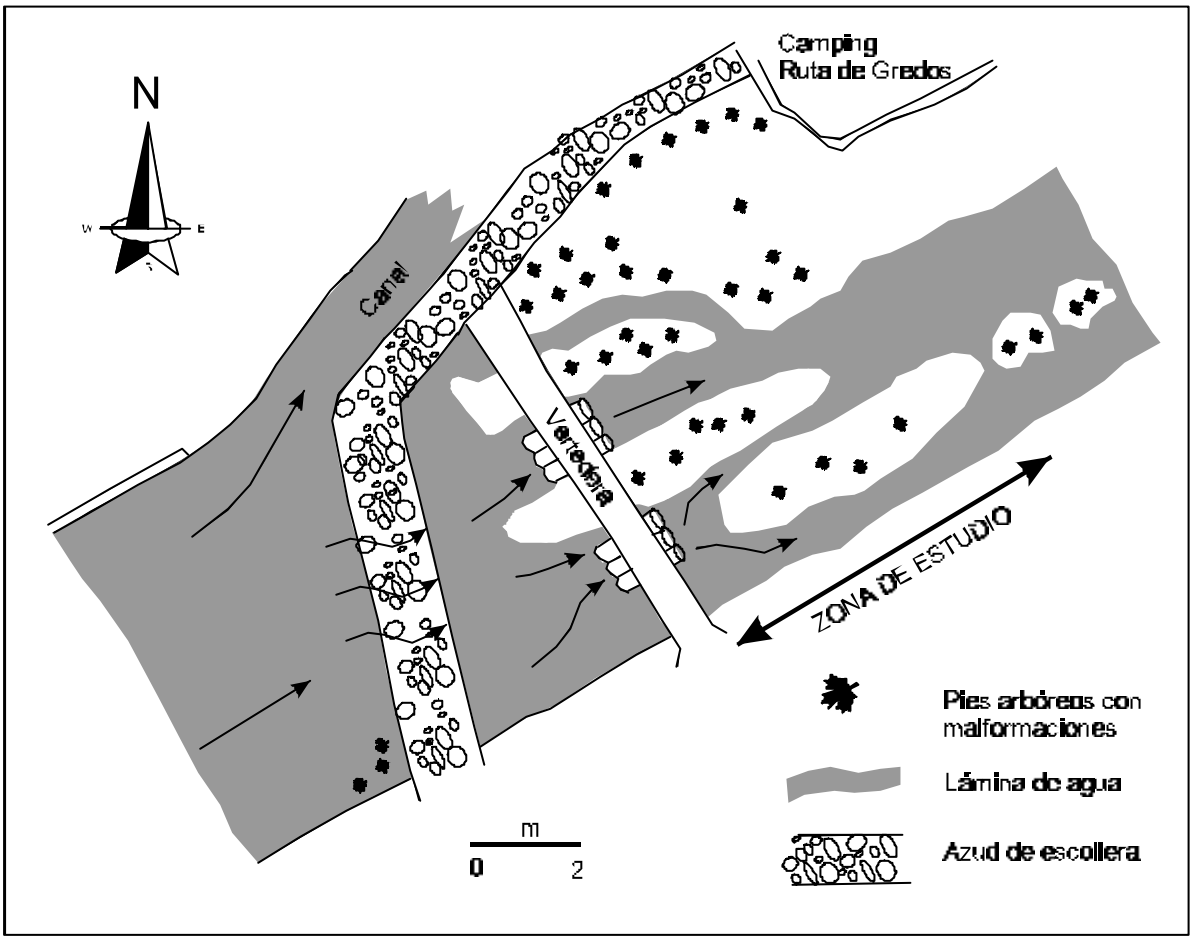
Fotografía 14.13. Banco de arena de orilla depositado durante las inundaciones de 1996 en las inmediaciones del puente del Arco (Burgohondo).

** El bosque de ribera de Navaluenga*

El primer grupo de indicadores de paleoestado se sitúa en el cauce del río Alberche aguas abajo de un represamiento a su paso por el municipio abulense de Navaluenga. En las proximidades del camping "Ruta de Gredos" existe un joven bosquete de ribera integrado fundamentalmente por chopos (*Populus* sp.) y sauces (*Salix* sp.), ocupando los bancos de orilla y barras medias longitudinales de gravas, en cuyos troncos, ramas y raíces se encuentran marcas indicadoras de niveles mínimos de agua durante crecidas.

Figura 14.22. Situación del bosquete de ribera de Navaluenga, donde se observan múltiples señales en los árboles indicadoras de paleoestados de crecida.







Fotografía 14.14. Vista general de la formación arbórea de ribera sita en las proximidades del camping Ruta de Gredos (Navaluenga, Ávila).

Consisten en diferentes tipos de indicadores de paleoestado:

* Marcas de impacto de clastos transportados, que produjeron en los troncos y ramas descortezados y estriados; la posterior cicatrización de la corteza forma huecos elipsoidales y recrecimientos en trenzado; la altura máxima de impacto localizado en un árbol de una barra del canal se sitúa a 2,54 m respecto al lecho, en una de las secciones de control del modelo hidráulico.





Fotografías 14.15 y 14.16. Marcas de impacto de derrubios transportados sobre la superficie de los árboles, produciendo cicatrices y descortezado, que forma un callo de crecimiento.

* Codos y curvamientos de los troncos, motivados por su basculamiento (tumbado) durante la crecida y/o rotura (del tronco o ramas) sin producir la muerte del ejemplar. Los codos y los puntos de inflexión de los curvamientos definen una superficie subhorizontal a una altura sobre el lecho irregular entre 80 cm (cerca de las orillas) y 170 cm (talweg).







Fotografías 14.15, 14.16 y 14.17. Codos de curvatura en los troncos generados por el abatimiento del árbol, sin que se produzca la muerte del mismo.

* Zapado de los depósitos aluviales en los que enraízan los árboles de las márgenes, definiendo un nivel (línea de erosión) bajo el cual los tocones ejercen un efecto pedestal (bordeados por zonas de sobreexcavación elongadas), reteniendo un montículo de sedimento abrasionado entre sus raíces, que quedan al descubierto.

* Fragmentos de ramas, arbustos, herbáceas y otros elementos flotantes atrapados en los troncos y horquillas de los árboles; se localizan preferentemente definiendo un nivel a unos 90 cm sobre el lecho actual.

Todos estos elementos se correlacionaban eficazmente en las diferentes secciones transversales que se podrían establecer en el río a lo largo de este sector, y parecen indicar alta energía de la

corriente. Como posteriormente quedaría demostrado con el modelo hidráulico, en este tramo se registran velocidades y alturas críticas que en ocasiones alcanzan régimen rápido durante las crecidas.

Además, en el caso de los codos, el recrecimiento de los brotes desde el tronco volcado puede permitir además datar la fecha aproximada del evento, al ser susceptible de fecharse el inicio del rebrote mediante técnicas dendrocronológicas; algo semejante puede hacerse con la corteza recrecida de los impactos o el crecimiento asimétrico de las raíces expuestas. En nuestro caso carecían de interés al tratarse de efectos del evento de 1989, perfectamente caracterizado instrumentalmente.

**** Las charcas de Valsordo (Cebreros)***

En las proximidades del puente de Valsordo sobre el río Alberche, que limita los términos municipales de Cebreros y El Tiemblo, existe un canal lateral (orilla izquierda) de derivación de agua del río para conducirla hasta un molino próximo.

Durante las avenidas, el río Alberche y dicho canal sufren un importante aumento del nivel del agua, quedando ambas láminas a cota semejante pero separadas por un dique recrecido; una vez que desciende el nivel, el agua del canal queda represada tras el dique formando encharcamientos que se van desecando por infiltración y evapotranspiración. En este descenso, las partículas detríticas finas (limos y arcillas) que presentaba el agua en suspensión van quedando adheridas a las márgenes de las charcas (de carácter rocoso), indicándonos la línea de arcilla más alta un nivel mínimo que alcanzó la lámina de agua durante la crecida.







Fotografías 14.18, 14.19 y 14.20. Las charcas de Valsordo: vista general del canal de crecida con el puente al fondo (arriba-izquierda); charca en proceso de desecación (abajo-izquierda); marcas de nivel sobre un bolo granítico en el borde de la charca (arriba-derecha).

Las secuencias de láminas localizadas son igualmente susceptibles de ser datadas por su contenido en materia orgánica (^{14}C); una vez más, esta caracterización carecía de interés, al tratarse de indicadores correspondientes a crecidas de los años 90 (bien analizadas en el registro instrumental) y notablemente influidas por la presencia próxima de la cola del embalse de San Juan.

14.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO: CONDICIONANTES GEOMORFOLÓGICOS DE LAS CRECIDAS FLUVIALES

La morfología fluvial tiene un papel relevante en la génesis y propagación de las crecidas y avenidas fluviales, así como en sus efectos de inundación por anegamiento de las márgenes en las corrientes donde tienen lugar estos eventos. Esta influencia se manifiesta en una triple faceta: configuracional, en cuanto a las formas de la superficie terrestre; dinámica, referida a las acciones que desarrollan los procesos fluviales y los productos resultantes (formas y depósitos); y evolutiva, por la existencia de tendencias y ritmos en la modificación del relieve con repercusiones en las zonas inundables.

Así pues, puede hablarse de condicionantes geomorfológicos de las inundaciones fluviales en tres aspectos: morfográficos, morfodinámicos y morfoevolutivos; y a diferentes niveles espacio-temporales, que abarcan desde la dependencia geomorfológica de algunos tiempos característicos en la relación hietograma-hidrograma (tiempo de concentración), hasta el papel de la micromorfología del cauce y riberas en el modelo de flujo hidráulico característico de cada episodio de inundación.

14.3.1. MORFOGRAFÍA FLUVIAL

El papel de la morfografía fluvial en las inundaciones se manifiesta en tres ámbitos espaciales diferentes: areal o de cuenca hidrográfica, con escala regional a comarcal; lineal o de red hidrográfica, con escala semejante a la anterior; y puntual o de tramo de corriente fluvial, con escala comarcal a local. Estos ámbitos se corresponden con otros tantos niveles de influencia, desde la intervención de la morfografía de la cuenca en la génesis de crecidas, a la incidencia de la morfografía de la corriente en la hidráulica fluvial, pasando por la influencia en la propagación de la morfografía de la red de drenaje.

Una excelente recopilación de las correlaciones descritas en la bibliografía entre los parámetros morfométricos y los caudales de crecida, basadas normalmente en estudios locales o regionales de los Estados Unidos, puede encontrarse en Patton (1988); en el presente estudio se hará hincapié en relaciones más globales y de aplicación práctica en la estimación de dichos caudales o sus tiempos característicos para la cuenca del río Alberche.

* *Cuencas de recepción*

La disposición del relieve en la cuenca de recepción condiciona la génesis y tipología de las crecidas en un doble sentido, atribuible a la faceta dual, fisiográfica y morfométrica, de la Morfografía Fluvial:

a) El relieve, por su altitud o disposición (pendiente u orientación), puede inducir situaciones meteorológicas que favorezcan las precipitaciones intensas y/o abundantes; éste es el caso de la CHA, bordeada en su sector septentrional por alineaciones montañosas (sierras de Gredos y Guadarrama) que suponen barreras a la circulación atmosférica, provocando precipitaciones orográficas; de las precipitaciones convectivas estivales debidas al calentamiento y ascenso de masas de aire húmedo situadas en valles y depresiones de la cuenca (El Burguillo, S.M. de Valdeiglesias y Talavera de la Reina); o de las fusiones primaverales repentinas de acumulaciones nivales en las cumbres perimetrales (Sierra del Valle y La Serrota). La propia

disposición de la cuenca (oeste-este), elongada en la dirección y sentido del avance de las perturbaciones atmosféricas (sistemas frontales atlánticos), agrava la situación al potenciar la precipitación el efecto de propagación de la crecida.

b) La configuración geomorfológica general de la cuenca (pendiente, elongación, circularidad, compacidad, ...) influye sobremanera en las abstracciones iniciales (sobre todo en la infiltración y la retención superficial) y por tanto en el hidrograma (relación entre sus elementos y componentes) y la magnitud de los tiempos característicos de las relaciones hietograma-hidrograma (base, concentración, ...). De este modo, la CHA y sus subcuencas del sector donde se generan la mayor parte de las crecidas (septentrional), presentan altas pendientes en substratos impermeables con escaso desarrollo de suelos, formas subcirculares a triangulares escasamente elongadas, muy regulares y compactas; ello genera, en igualdad de condiciones para otros factores (área, cubierta vegetal, tipo de uso, etc.), escasas abstracciones iniciales e hidrogramas apuntados con tiempos base pequeños.

En lo que se refiere a este último aspecto, se han definido algunas medidas básicas, que pueden obtenerse de la observación directa sobre la cartografía de la cuenca hidrográfica, útiles en su caracterización morfométrica. Los valores que adoptan en la CHA son:

- Área, A = 4.105 km^2

- Perímetro = 424 km

- Longitud de cuenca, según diferentes direcciones:
  - Trazado de la corriente principal, 180 km
  - Máxima sobre meridiano, 85 km
  - Máxima sobre paralelo, 114 km
  - Máxima en la cuenca, 116 km
  - Punto más alto – desembocadura, 71 km
  - Nacimiento – desembocadura, 70 km

- Relieve de la cuenca = 1.810 m

- Orden o magnitud de la CHA = 2 (afluente directo del río Tajo)

- Número de cuencas de orden 3 (tributarios directos, CEDEX) = 35 (204-238)

Además se han diseñado diferentes índices morfométricos (Gardiner, 1974) útiles para describir cuantitativamente los factores morfológicos de las cuencas que intervienen en la tipología de las crecidas que en ellas se generan.

Si consideramos independientemente las subcuencas de la CHA, se pueden obtener diferentes índices morfométricos a partir de la curva hipsométrica (Avendaño *et al*., 1993, 1994 y 1992) para las cuencas drenantes a los embalses, recogidos en la Tabla 14.39.

Tabla 14.38. Índices morfométricos para la caracterización de la forma y la altura de la CHA, útiles en hidrología de crecidas.

	ÍNDICES	CHA
FORMA	· Circularidad	0,023
	· Compacidad o factor de forma	0,127
	· Índice de Gravelius	6,619
	· Relación de elongación	0,356
	· Delta	2,810
	· Índice del USACE	7,894
ALTURA	· Relación de relieve	0,028
	· Volumen de masa de terreno (km^3)	7430

Tabla 14.39. Índices morfométricos obtenidos a partir de las curvas hipsométricas para los tres principales embalses de la CHA. SO, superficie proyectada de la cuenca (km^2); OH, máxima diferencia de cotas (m); SOH, volumen de la cuenca (km^3); SH, superficie real de la cuenca (km^2); h, altura media del relieve (SOH / SO; km); tg α, coeficiente de masividad del relieve (h / SO); h· tgα, coeficiente orográfico.

Embalse	SO	OH	SOH	SH	H	tg a	h· tg a
Burguillo	1046	1458,9	596,41		0,570	0,546	0,311
San Juan	863	1060	284		0,329	0,381	0,126
Cazalegas	1955	199	389	2348	0,199	0,10	0,02

Desde mediados del siglo pasado ya se conocía la existencia de una relación exponencial entre el área de la cuenca de drenaje y el caudal punta esperable en la misma, para un determinado periodo de retorno ($Q_p = a \cdot A^b$); el parámetro *b* de esta ecuación varía según la región considerada, con valores característicos entre 0,5 y 0,8, aumentando con el intervalo de recurrencia considerado (Thomas y Benson, 1970); sin embargo, estas aproximaciones groseras aportan poca luz sobre los procesos físicos de la generación de la escorrentía (Patton, 1988).

Algunos métodos simples de estimación de caudales de crecida, como la popular fórmula empírica de Zapata, basan igualmente su cálculo en la relación entre medidas morfométricas básicas (áreas) de cuencas de drenaje próximas. Otros métodos hidrometeorológicos más elaborados, del tipo racional (ver apartado 14.1.1 para su aplicación a la CHA), conceden especial relevancia al área de la cuenca (A) en su formulación básica ($Q_p = C \cdot I \cdot A/3,6$) y en la estimación de factores reductores por área (NERC, 1975; NWS, 1961; K_A , Témez, 1991) para el cálculo de la intensidad de precipitación. Incluso los más sofisticados, como el hidrograma unitario no pueden prescindir de este importante parámetro morfométrico, debiendo incluirse como entrada al modelo (ver apartado 14.1.1 para su aplicación a la CHA).

Las abstracciones iniciales, esto es, la cantidad de precipitación que no pasa directamente a formar parte de la escorrentía superficial por quedar interceptada por la vegetación, retenida superficialmente o percolar por infiltración, se engloban en estimaciones integradas utilizando diferentes metodologías (Ferrer, 1993). La más difundida, conocida como método del *Soil Conservation Service* para obtención del número de curva (SCS, 1972), contempla la pendiente del terreno de la cuenca entre sus parámetros morfométricos, asignando diferentes valores de umbral de escorrentía a los sectores de la cuenca situados entre cero y tres grados que a aquéllos con pendientes superiores a tres grados (ver apartado 14.1.1 para su aplicación a la CHA).

El tiempo de tránsito del agua en la cuenca, básico en la estimación de tiempos característicos del hidrograma como el tiempo de concentración, depende de la distancia a recorrer y la velocidad del flujo. Para la estimación de promedios de velocidades de flujo del agua superficial en la cuenca en su fase no canalizada, algunos organismos como *el Texas Highway Department* (1970), han propuesto tablas en las que las variables de entrada son el tipo de cubierta del suelo y la pendiente de la cuenca (en porcentaje); dentro de esta variable morfométrica diferencia cuatro intervalos: 0-3 %, 4-7 %, 8-11 % y >12 %, que nos marcan muy diferentes velocidades de flujo.

* ***Redes de drenaje***

El tamaño y disposición de la red de drenaje es, si cabe, aún más importante en la génesis y propagación de las crecidas; la forma de la red condiciona la velocidad y grado de incorporación de las precipitaciones o aportaciones de las vertientes a la red de drenaje. Al igual que ocurría con las cuencas hidrográficas, se han establecido una serie de medidas y relaciones morfométricas (Gardiner, 1974) que resultan de utilidad a la hora de evaluar sus repercusiones en la hidrología de crecidas (Tablas 14.40, 14.41, 14.42 y 14.43).

Tabla 14.40. Parámetros morfométricos con incidencia en la hidrología de crecidas, correspondientes a la red de drenaje del río Alberche y sus tributarios,. Establecido a partir de la red de drenaje representada en la cartografía topográfica a escala 1:100.000.

MEDIDAS BÁSICAS:

- Longitud total de las corrientes de la red del Alberche = 2.044.604 m
- Número de corrientes de un orden (***w***, Strahler) dado (N_ω; Martín *et al*., 1992)
  - Orden 1 = 1.936
  - Orden 2 = 814
  - Orden 3 = 388
  - Orden 4 = 147
  - Orden 5 = 79
  - Orden 6 = 79
  - Orden 7 = 1 (río Alberche)
- Longitud de corrientes de un orden (ω, Strahler) dado (L_ω; Martín *et al*., 1992)
  - Orden 1 ≈ 1.700 km
  - Orden 2 ≈ 600 km
  - Orden 3 ≈ 280 km
  - Orden 4 ≈ 90 km
  - Orden 5 ≈ 55 km

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS:

- Relación de bifurcación ($R_{B\omega}$) o ley del número de ríos
  - R_{B1} = 2,38
  - R_{B2} = 2,09
  - R_{B3} = 2,64
  - R_{B4} = 1,86
  - R_{B5} = 1
- Relación de longitud de corriente ($R_{L\omega}$) o ley de longitudes de ríos
  - R_{L1} = 0,35
  - R_{L2} = 0,47
  - R_{L3} = 0,32
  - R_{L4} = 0,61
- Densidad de drenaje = 0,498 km^{-1}

Tabla 14.41. Parámetros morfométricos con incidencia en la hidrología de crecidas, correspondientes a la red de drenaje del embalse de El Burguillo. Establecido a partir de la red de drenaje representada en la cartografía topográfica a escala 1:100.000 (Avendaño et al., 1993). N_ω, número de corrientes de un orden dado; $R_{B\omega}$, relación de bifurcación para un orden dado; CB, coeficiente de bifurcación.

Subcuencas	N_w					R_{Bw}				CB
	N_1	N_2	N_3	N_4	N_5	R_{B1}	R_{B2}	R_{B3}	R_{B4}	
Embalse	31	6				5,2				5,17
Río Gaznata	57	15	2	1		3,8	7,5	2		4,43
Aº Arrejondo	11	2	1			5,5	2			4,84
Aº del Puerto	14	2	1			7	2			6,21
Aº del Chorreón	16	5	1			3,2	5			3,60
Gª de Arremoro	25	7	1			3,6	7			4,26
Gª de Navalacruz	32	8	3	1		4	2,7	3,0		3,66
Aº de la Garganta	54	13	3			4,2	4,3			4,19
Aº del Molinillo	17	5	1			3,4	5,0			3,74
Cabecera Alberche	82	22	5	2	1	3,7	4,4	2,5	2,0	3,76

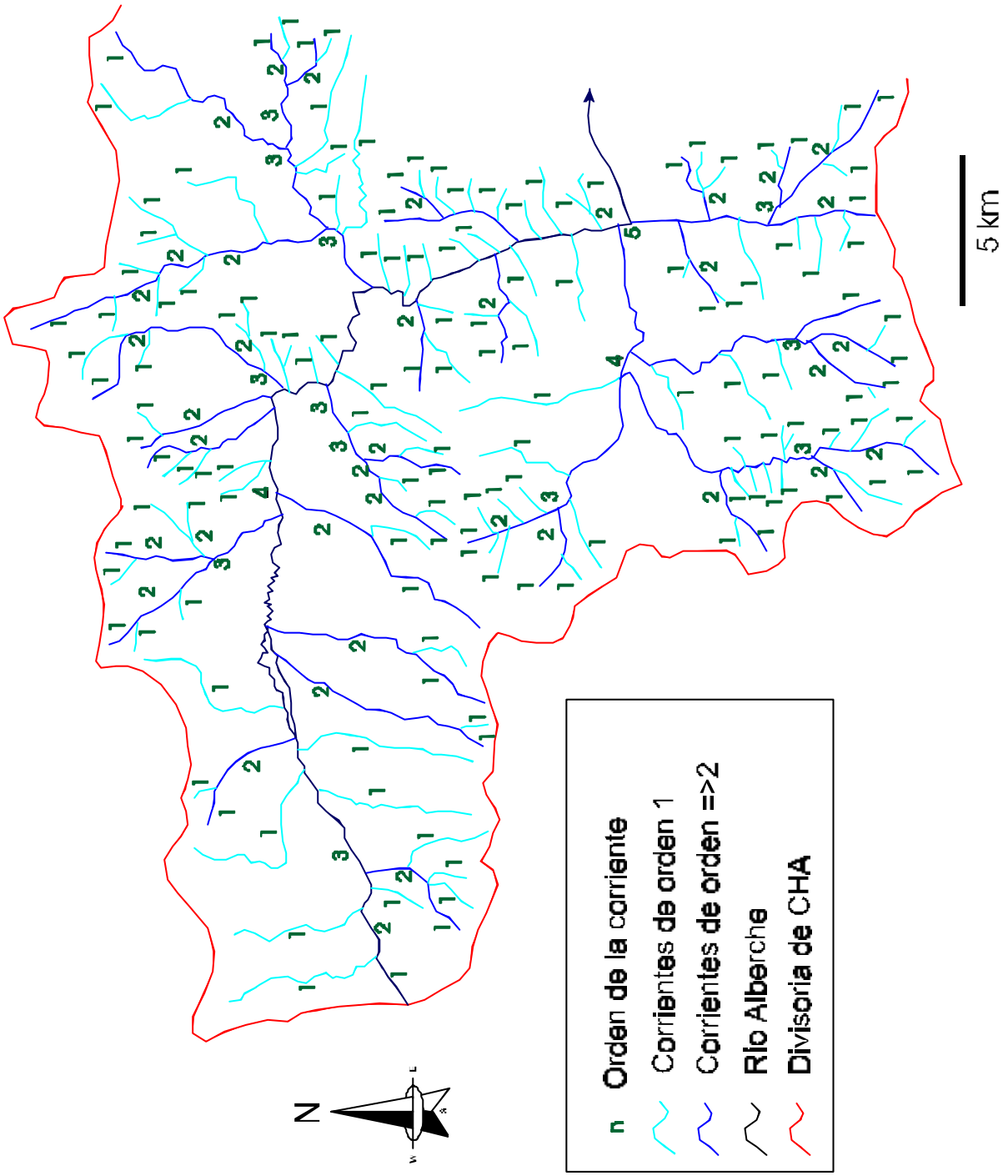
Tabla 14.42. Parámetros morfométricos con incidencia en la hidrología de crecidas, correspondientes a la red de drenaje del embalse de San Juan. Establecido a partir de la red de drenaje representada en la cartografía topográfica a escala 1:100.000 (Avendaño et al., 1994). N_ω, número de corrientes de un orden dado; $R_{B\omega}$, relación de bifurcación para un orden dado; CB, coeficiente de bifurcación.

Subcuencas	N_w					R_{Bw}				CB
	N_1	N_2	N_3	N_4	N_5	R_{B1}	R_{B2}	R_{B3}	R_{B4}	
Vaso del embalse	108	22	3			4,9	7,3			5,30
Río Cofio	158	30	7	2	1	5,3	4,3	3,5	2,0	5,01
Río Sotillo (cabec.)	109	26	5	1		4,2	5,2	5,0		4,40
Becedas- Pizarra	133	29	6	2	1	4,6	4,8	3,0	2,0	4,53
Río Alberche	61	11	2	1		5,5	5,5	2,0		5,42
Gª de Yedra	34	8	1			4,3	8,0			4,91
Aº Tórtolas	94	24	5	1		3,9	4,8	5,0		4,13
Río Sotillo (inf.)	77	16	3			4,8	5,3			4,90

Tabla 14.43. Parámetros morfométricos con incidencia en la hidrología de crecidas, correspondientes a la red de drenaje del embalse de Cazalegas. Establecido a partir de la red de drenaje representada en la cartografía topográfica a escala 1:100.000 (Avendaño et al., 1992). N_ω, número de corrientes de un orden dado; $R_{B\omega}$, relación de bifurcación para un orden dado; CB, coeficiente de bifurcación.

Subcuencas	N_w						R_{Bw}					CB
	N_1	N_2	N_3	N_4	N_5	N_6	R_{B1}	R_{B2}	R_{B3}	R_{B4}	R_{B5}	
Cuenca completa	1689	358	73	19	2	1	4,7	3,8	3,8	6	2	4,7
Vaso del embalse	67	19	4	1			3,5	4,7	4			3,0
M. derecha inferior	168	39	7	1			4,3	5,6	7			4,6
M. derecha media	186	35	8	2			5,3	4,4	4			5,1
M. derecha sup.	108	31	9	3			3,5	3,4	3			3,4
M. izquierda inf.	26	9					2,9					2,9
M. izquierda sup.	570	145	22	5	1		3,9	6,6	4,4	5		4,4
Perales derecha	126	33	6	2			3,8	5,5	3			4,1
Perales izquierda	194	47	8	3			4,1	5,9	2,7			4,4
Aº Prado Grande	190	30	7	1			6,3	4,3	7			6,0
Aº de Marigarcía	54	12	2	1			4,5	12	2			5,6

Figura 14.23. Codificación de las corrientes fluviales del alto Alberche (nacimiento- Venta Rasquilla) según la clasificación de Strahler.



La mayor parte de las relaciones entre los parámetros e índices con las magnitudes de las crecidas que se originan en las cuencas y redes (sobre todo el caudal máximo) se han establecido mediante fórmulas de regresión aplicadas a regiones concretas (Patton y Baker, 1976), de dudosa extrapolación a otros ámbitos fisiográficos, e índices de correlación poco significativos que las convierten en simples artificios matemáticos.

Sin embargo, muchos de estos parámetros son de tal trascendencia hidrológica, que algunos autores han llegado a definir el denominado hidrograma unitario instantáneo geomorfológico (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979; Valdés *et al*., 1979; Gupta *et al*., 1980 y 1986), en cuya caracterización toman parte medidas e índices de la cuenca y la red en la que se produce el evento de crecida. Así, Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979), y Willgoose *et al*. (1994) han encontrado relaciones entre el número de orden jerárquico de una corriente (las denominadas leyes de Horton o índices R_A, R_B y R_L; ver Tablas 14.40, 14.41, 14.42 y 14.43) y su respuesta hidrológica (hidrograma unitario instantáneo, IUH); parámetros tan importantes como el caudal punta del hidrograma o el tiempo de punta pueden obtenerse a partir de sencillas expresiones del tipo:

$$q_p = 1{,}31 \cdot v / L_\Omega \cdot R_L^{0,43}$$

$$Tp = 0{,}44 \cdot L_\Omega \cdot R_B^{0,55} \cdot R_A^{-0,55} \cdot R_L^{-0,38} / v$$

donde v es la velocidad del flujo, y L_Ω un parámetro de escala interno. Los índices pueden obtenerse representando N_ω, L_ω y A_ω en escala logarítmica (ordenadas) frente al orden de la corriente o cuenca (ω, en abcisas); las pendientes de las rectas de regresión que se ajustan a cada nube de puntos serán los valores de los índices R_B, R_L y R_A, respectivamente (Valdés *et al*., 1979). En cualquier caso son de difícil aplicación a la CHA, al tratarse de una cuenca de gran dimensión en la que el índice R_A y el parámetro L_Ω son desconocidos, y la velocidad v carece de sentido físico.

Incluso puede definirse una relación adimensional *IR* que es una constante para cada cuenca, independiente de las características de la tormenta, y que está íntimamente vinculada a la geomorfología de la cuenca y a la estructura de su respuesta hidrológica:

$$IR = 0{,}58 \, (R_B / R_A)^{0,55} \cdot R_L^{0,05}$$

El método del hidrograma unitario HYMO (USDA, 1973) reconstruye el hidrograma dividiéndolo en tres tramos, cuya forma depende de dos parámetros (la constante de recesión K_R y el tiempo de pico t_{pc}), que se calculan a partir de tres parámetros morfométricos de la cuenca y la red de drenaje (superficie de la cuenca, longitud del cauce más largo hasta la divisoria, y diferencia máxima de cotas dentro de la cuenca).

Esta relación puede considerarse una medida de la similaridad geométrica de dos cuencas. En la misma línea, Rosso (1984) estableció la relación entre la cascada de embalses lineales o método del hidrograma unitario de Nash y las teorías morfométricas de Horton.

El método de ordenación de las corrientes de Shreve (1967) puede considerarse un parámetro muy descriptivo en relación con la respuesta hidrológica de la red; sobre todo se ha utilizado la denominada Magnitud de Shreve (número de corrientes de primer orden) para correlacionarla con los picos de crecida (Patton y Baker, 1976).

Otros autores (Castillo, 1986; Castillo *et al.*, 1988) han propuesto la utilización de los parámetros morfométricos (39 variables e índices) de las cuencas y redes de drenaje para el estudio cuantitativo de los paisajes fluviales, por medio de la delimitación de tipologías de cuencas (y procesos geomorfológicos operantes en ellas) mediante análisis multivariante. Incluso llegan a inferir las características hidrológicas de dichas cuencas mediante la estimación del hidrograma unitario característico (modelo HYMO; USDA, 1973) a partir de los parámetros morfométricos según una doble hipótesis (cuencas impermeables y número de curva calculado según la metodología del SCS) para un hietograma sintético estándar de lluvia. Entre las 35 cuencas piloto de aplicación del método se encuentran dos pequeñas subcuencas ubicadas en la CHA: 34, arroyo de la Casa Vieja (afluente directo del río Alberche por la margen derecha) y 35, arroyo de la Dehesa (afluente directo del río Perales por su margen derecha). Las estimaciones hechas para ambas bajo sendas hipótesis se recogen en las Tablas 14.44 y 14.45.

Tabla 14.44. Parámetros de los hidrogramas unitarios obtenidos para dos subcuencas de la CHA a partir de los parámetros morfométricos y la aplicación del modelo HYMO, bajo la hipótesis de la impermeabilidad de la cuenca. PU, pico del unitario; Q_p, caudal punta; t_{pc}, tiempo al pico; t_b, tiempo base; V, volumen del hidrograma. Adaptado de Castillo (1986).

Subcuenca	PU (m^3)	Q_p (m^3/s)	t_{pc}(h)	T_b (h)	V (mm)
Casa Vieja	44,3	10,24	3,004	14,193	7,57
La Dehesa	38,0	1,70	3,338	14,36	1,29

Tabla 14.45. Parámetros de los hidrogramas unitarios obtenidos para dos subcuencas de la CHA a partir de los parámetros morfométricos y la aplicación del modelo HYMO, bajo la hipótesis de estimación del número de curva por el método del SCS. CN, número de curva; PU, pico del unitario; Q_p, caudal punta; t_{pc}, tiempo al pico; t_b, tiempo base. Adaptado de Castillo (1986).

Subcuenca	CN	PU (m^3)	Q_p (m^3/s)	t_{pc} (h)	T_b(h)
Casa Vieja	85,548	88,6	19,69	2,67	14,193
La Dehesa	72,760	76,0	18,15	2,84	17,199

* ***Corrientes fluviales***

Por lo que respecta a las corrientes fluviales individuales o a tramos aislados de éstas, los parámetros morfométricos son aquéllos que definen la geometría hidráulica de la corriente considerados en las tres dimensiones ortogonales del espacio (Pedraza y Díez, 1996).

Un ejemplo de la aplicación de diversos índices morfométricos medidos sobre los perfiles longitudinales al sector de la CHA drenante al embalse de Picadas puede verse en la Tabla 14.46.

Tabla 14.46. Parámetros morfométricos con incidencia en la hidrología de crecidas, correspondientes a la corrientes fluviales drenantes al embalse de Cazalegas. Establecido a partir de la red de drenaje representada en la cartografía topográfica a escala 1:100.000 (Avendaño et al., 1992).

Cauce	Índice de concavidad	Índice de pendiente
Río Alberche (Picadas - Cazalegas)	0,27	0,0016
Río Perales	0,76	0,0019
Conjunto ríos Perales y Alberche	0,84	0,0090
Arroyo Saucedoso	0,40	0,0200
Arroyo de la Parra (tramo I)	0,77	0,0300
Arroyo de la Parra (tramo II)	0,65	0,0190
Arroyo de Arrofresno	0,47	0,0270
Arroyo de Mortrueque	0,42	0,0140
Arroyo Grande	0,078	0,0090
Arroyo de Quijorna	0,57	0,0200
Arroyo de Prado Grande	0,30	0,0070
Arroyo de Marigarcía	0,22	0,0080

También se han establecido íntimas relaciones entre estas medidas e índices y sus consecuencias hidrológicas, como es el caso de la influencia de la longitud de la corriente (L) y la pendiente de su lecho (S_0) en los tiempos característicos obtenidos mediante hidrogramas unitarios sintéticos:

- El tiempo de desfase de la punta calculado de acuerdo a la metodología hidrometeorológica del SCS (1975) depende exclusivamente de ambos parámetros morfométricos de la corriente en la que se propaga la crecida y del número de curva de la cuenca.

- El tiempo mediano (en horas) según la fórmula propuesta por el U.S. Corps of Engineers (US Army, 1957) depende de la longitud, la pendiente y la distancia a lo largo del cauce principal, desde el punto más próximo al centro de gravedad de la cuenca hasta el punto de desagüe (L_c, en km):

$$T_m = 0{,}164\ (L \cdot L_c / S_0^{1/2})^{0{,}38}$$

- El tiempo de concentración propuesto por Témez (1991) a partir del contraste en diversas cuencas españolas, depende igualmente de la longitud del cauce principal y su pendiente:

$$T_c = 0{,}3\ (L / S_0^{1/4})^{0{,}76}$$

- El retardo de cuenca (t_p, en horas) del hidrograma unitario de Snyder (1938), depende de la longitud de la corriente principal en km (L), la distancia de la salida de la cuenca a su centroide (L_c) y un coeficiente basado en cuencas instrumentadas cercanas (C_t):

$$t_p = 0{,}75 \cdot C_t (L \cdot L_c)^{0{,}3}$$

Incluso se ha conseguido la regionalización de algunos de los parámetros de este hidrograma unitario, dependientes de variables morfométricas (Espey *et al*., 1977). Para su aplicación a la CHA, revísese el apartado 14.1.1.

Por otra parte, hay que destacar la influencia de la morfografía de la corriente fluvial sobre los parámetros necesarios para el cálculo de la propagación de las crecidas en los cauces (U.S. Army, 1960; Ferrer, 1993), tanto hidráulicos (resolución de las ecuaciones de Saint-Venant), como hidrológicos (Puls, Muskingum o Muskingum-Cunge). En el método de Muskingum, el parámetro *K* ó índice de almacenamiento se estima por una simple relación entre la longitud de los tramos de la corriente que se establecen (L ó Δx) y la celeridad de la onda (*C*), valor éste que a su vez depende de otros parámetros morfométricos, como el ancho del cauce (B), y la variación del calado (*y*) y del caudal del tramo (Q):

$$K = L/C \qquad C = (1/B) + (dQ/dy)$$

La modificación introducida por Cunge (1967), y que da lugar al método de Muskingum-Cunge, permite aclarar aún más las relaciones entre las características físicas del cauce (morfometría) y los cálculos necesarios para el estudio de la propagación, como el parámetro adimensional *X*:

$$X = (1 - Q/(B \cdot S_0 \cdot C \cdot \Delta x))/2$$

Su aplicación a la propagación de las crecidas en la CHA puede comprobarse en el apartado 14.1.1. En los modelos de propagación de crecidas de tipo compuesto (embalses lineales aleatorios), se ha relacionado incluso la constante de almacenamiento k con el orden de la corriente de Horton de la subárea drenada.

Por último, y a escala de secciones del canal, los parámetros morfométricos de la corriente como la pendiente o el radio hidráulico intervienen en los cálculos hidráulicos de los calados que alcanzan determinados caudales de crecida; el ejemplo más característico es la ecuación de Manning para flujo unidimensional en régimen uniforme (ver apartado 3.1.1). En este contexto se enmarcan índices como el factor de conducción de la cuenca (Φ, Espey *et al*., 1977), función de la rugosidad del canal principal y del porcentaje de cubierta impermeable de la cuenca.

14.3.2. MORFODINÁMICA Y MORFOEVOLUCIÓN FLUVIAL

* *Las acciones fluviales durante las crecidas*

Durante un evento de crecida se produce una notable variación en los campos de velocidades de la corriente, lo que conlleva la modificación de la distribución espacial de los puntos donde se producen las acciones elementales clásicas de los procesos fluviales (erosión, transporte y sedimentación) y su concatenación. El conocido gráfico empírico de Hjulström (1935) permite explicar cómo, en igualdad de tamaño de partículas del lecho del canal, un aumento de la velocidad de la corriente semejante al que acontece durante una crecida, produce el paso del predominio de la sedimentación o el transporte, al campo de la removilización-erosión.

Pero no sólo existe una modificación en la acción elemental que predomina en cada punto del canal fluvial, sino cambios en las modalidades mediante las que se produce. La erosión se verifica preferentemente mediante abrasión, corrasión y cavitación, perdiendo importancia relativa la corrosión; el transporte, para un mismo tamaño de partícula, tiende a evolucionar con el aumento de velocidad desde el predominio de la traslación y rodadura hacia la saltación y suspensión, al disminuir la ratio entre las velocidades de caída y fricción (v_s/u_*); la deposición se produce fundamentalmente por abandono de carga, quedando restringida la decantación y precipitación a áreas de flujo inefectivo donde normalmente no se producía circulación hídrica.

La capacidad erosiva aumenta la carga de la corriente, que inicialmente ya es elevada debido al efecto evacuador del material previamente "preparado" en el cauce (por deslizamientos, meteorización, conos de deyección, etc.; Garzón, 1985); y con ello varía sus parámetros hidráulicos (como la densidad), haciendo más efectiva su acción erosiva en un característico efecto de retroalimentación.

Igualmente, la relación de proporcionalidad de Lane (1955; $Q_s \cdot D_{50} \propto Q \cdot S_0$), aplicada a un evento de crecida, deriva en que el aumento del caudal (Q) conlleve una disminución de la pendiente del canal (S_0) o, más probablemente, un aumento de la carga ; éste puede ser cuantitativo (incremento del caudal sólido, Q_s) o cualitativo (aumento del diámetro del material transportado, Q_{50}).

** Productos geomorfológicos fluviales asociados a las inundaciones: formas y depósitos*

Durante las crecidas se generan formas características en las corrientes fluviales y sus márgenes debido a esa variación en la intensidad y concatenación espacial de las acciones elementales. Las morfologías asociadas a las crecidas se han clasificado de acuerdo a muy diversos criterios, preferentemente utilizando como carácter distintivo si se han desarrollado sobre sustratos rocosos o lechos aluviales; o cruzando este criterio con su naturaleza erosiva (Baker, 1988), sedimentaria (recopiladas por Baker y Kochel, 1988), o en los estudios locales de Moya *et al*. (1998) y el clásico Mckee *et al*. (1967) o mixta.

Sin embargo, muchas corrientes combinan o alternan tramos sobre sustratos rocosos con otros de carácter aluvial; o presentan idénticas morfologías sobre unos u otros, por lo que dichas clasificaciones adolecen de duplicaciones y escaso potencial para catalogación. Por ello, combinando algunos de los aspectos válidos de clasificaciones previas y estructurando las formas de acuerdo al plano en el que pueden caracterizarse, se ha confeccionado una nueva clasificación que se recoge en la Tabla 14.47.

Tabla 14.47. Propuesta de clasificación de las formas fluviales asociadas a las crecidas y avenidas, atendiendo a su definición en el patrón (trazado en planta), perfil longitudinal y/o sección transversal.

PLANO	**SUBGRUPO**		**MICROFORMA Y/O ACCIÓN**	
X-Y PATRÓN	*Canales rectos*		Canales por rectificación (disminución índice S)	
			Canales de paredes onduladas	
	Canales meandriformes		Arcos de meandro movidos debido a...	Extensión
				Rotación
				Traslación
				Variación de λ
			Arcos de meandro abandonados por...	Acortamiento (corta)
				Estrangulamiento
			Canales de avulsión	
	Canales entrelazados		Canales de alto entrelazamiento (aumento índice B)	
	Canales anastomosados		Canales de alto anastomosamiento (aumento de B y S)	
PERFIL	*Uniforme*		Lechos planos	
			Rápidos	
	Irregular		Escalones	
			Pozas	Pozas y vados
				Pozas a pie de cascada
				Pozas escalonadas
Y-Z SECCIÓN TRANSVERSAL	*FORMAS EROSIVAS*	*Macroformas (> Dm)*	Canales internos o interiores	
			Cañones	
			Ensanchamiento de bancos de orilla	
		Mesoformas (> m)	Pulidos y facetados	Superficies pulidas
				Bloques facetados
			Sobreexcavaciones	Semilunares
				Elipsoidales (hoyas de erosión)
				Esferoidales (marmitas de gigante)
			Superficies armadas	
			Canales secundarios o marginales	De surco
				De colapso de conductos de sufusión
		Microformas (< m)	Acanaladuras	
			Microfacetas	
			Formas transversas	
			Marcas en flauta	
			Cavidades de arranque	
			Microestrías	
			Micromarmitas	
			Escarpes erosivos	

Tabla 14.47 (continuación). Propuesta de clasificación de las formas fluviales asociadas a las crecidas y avenidas, atendiendo a su definición en el patrón (trazado en planta), perfil longitudinal y/o sección transversal.

SECCIÓN TRANSVERSAL	*FORMAS DEPOSICIONALES*	*Microformas (<dm)*	Rizaduras			
			Depósito lineal (marcas de nivel)	Líneas de limo adheridas		
				Bandas de flotantes		
			Grietas de desecación			
		Mesoformas (>dm) y macroformas (>Dm)	Barras y bancos	Laterales	Longitudinales	
					De meandro (punto)	Cresta
						Surco
				Medias y diagonales	Longitudinales	
					Transversales	
				Obstáculo	Semilunares pre-	
					Pendiente tras-	
			Diques naturales		Lineales	
					Digitados	
			Dunas y megarizaduras	Cresta recta		
				Cresta ondulada		
			Mantos y láminas			
			Lóbulos, derrames y cordones	En abanico		
				Elongados		
			Abanicos y conos	Confluencia de tributarios		
				Desembocadura		

Todas las morfologías fluviales descritas poseen carácter tridimensional, pero de los tres planos del espacio definidos por los pares de ejes ortogonales X, Y, Z (XY, XZ e YZ), uno de ellos es el que permite verdaderamente diferenciar cada morfología de otras semejantes. Así, un arco de meandro abandonado formado por estrangulamiento durante una crecida se manifiesta en el perfil longitudinal (plano XZ) o la sección transversal (plano YZ), pero donde verdaderamente adquiere carácter distintivo es sobre el trazado o patrón en planta (plano XY); por ello, es en esta proyección donde tiene sentido definirlo y clasificarlo.

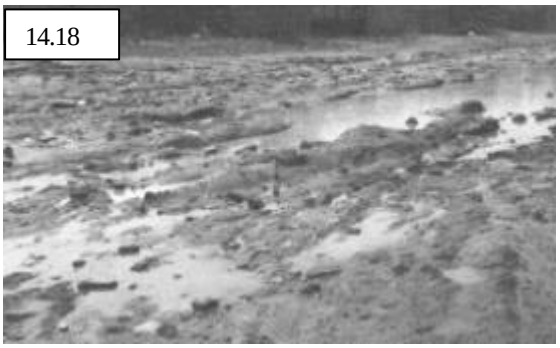
Algunos ejemplos representativos de la distribución espacial de muchas de estas formas y depósitos en una llanura de inundación del río Alberche y sus afluentes tras un evento de crecida pueden ser:

- Cauce del río Alberche en Navaluenga (Ávila) tras las crecidas de diciembre de 1996, con alta energía (Qp $\approx$ 500 m^3/s y velocidades de hasta 4 m/s) y sobre lecho rocoso (granitoides), bloques y gravas.

- Confluencia del río Alberche con el arroyo Perales desde el meandro de El Santo hasta el puente de La Pedrera (Aldea del Fresno) tras las crecidas de enero de 1996, con media energía (Qp $\approx$ 200 m^3/s y velocidades de hasta 2 m/s) y sobre lecho areno-limoso con gravas (Figura 14.24).

- Cauce del río Alberche en el tramo Escalona- embalse de Cazalegas (Toledo) tras las crecidas de 1996, con alta energía y sobre lecho aluvial (arenas y gravas) en tramo bajo.

14.18



14.19



14.20



14.21



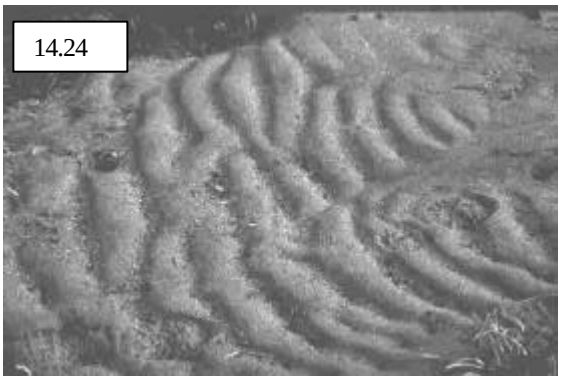
14.22



14.23

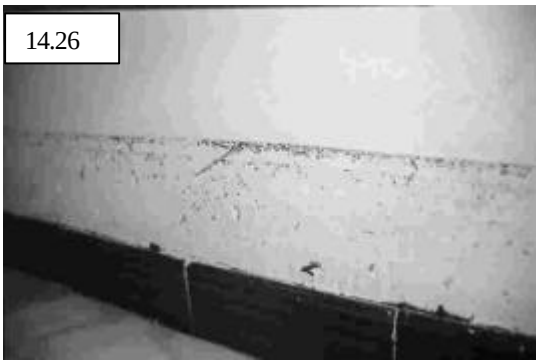


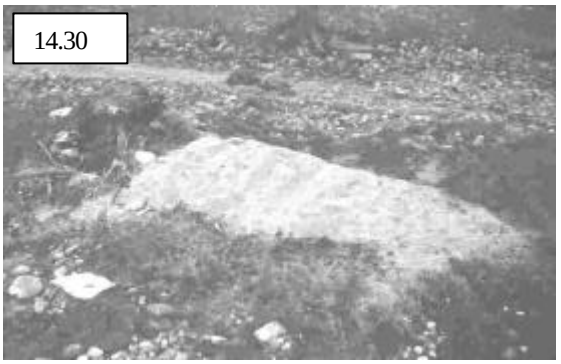
14.24



14.25

















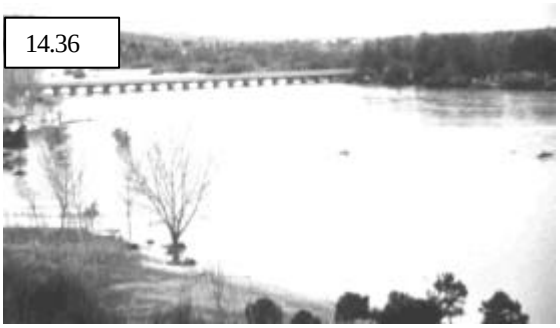
Fotografías 14.18 a 14.32. Formas y depósitos fluviales asociados a las inundaciones en Navaluenga (Ávila): acanaladuras y sobreexcavaciones elipsoidales (hoyas de erosión), 14.18 y 14.19; arco de meandro abandonado por acortamiento (14.20), con formación de dunas y megarrizaduras de cresta ondulada (14.21 y 14.23), posteriormente vegetadas (14.22); rizaduras (14.24); barras semilunar pre-obstáculo (14.25) y de pendiente tras-obstáculo (14.30 y 14.31); depósitos lineales (marcas de nivel) en bandas de flotantes (14.26, 14.27, 14.28 y 14.29); y barra lateral longitudinal de gravas y cantos imbricados.





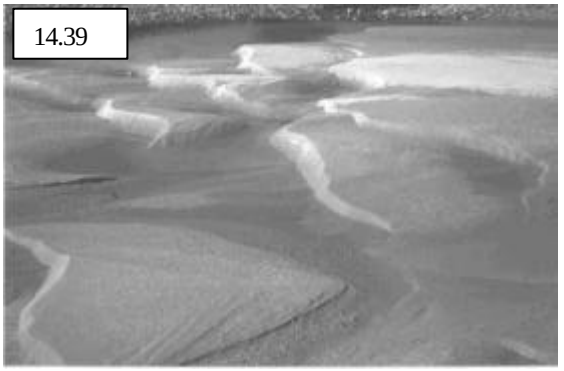
Fotografías 14.33 y 14.34. Curva de Isla Redonda del meandro de El Santo (Aldea del Fresno (Madrid) durante la crecida de 1991 (izquierda) y meses después (derecha): formación de un arco de meandro abandonado por acortamiento (corta), generando una barra lateral de meandro.









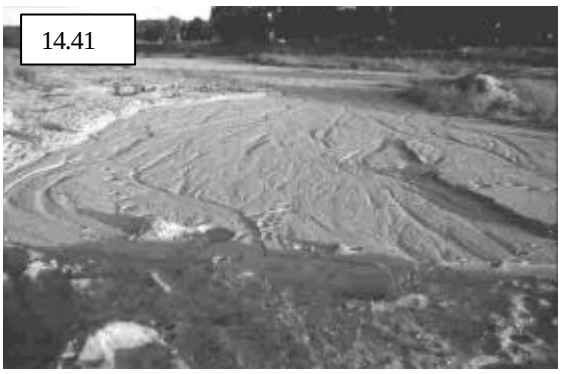


Fotografías 14.35 a 14.39. Formas y depósitos asociados a las inundaciones en Aldea del Fresno: cono de confluencia Alberche-Perales previo (14.35), durante (14.36) y después (14.37) de una inundación; banco medio longitudinal de arenas (14.38); dunas y megarrizaduras de cresta ondulada (14.39).

14.40



14.41



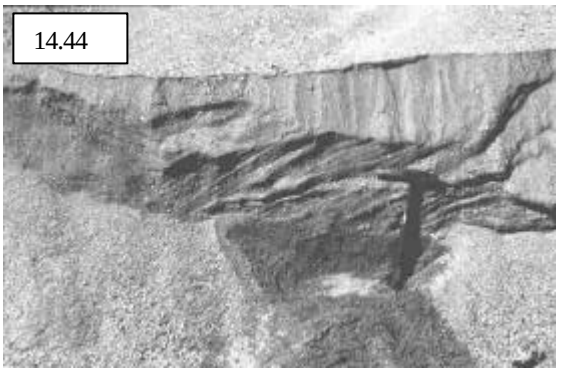
14.42



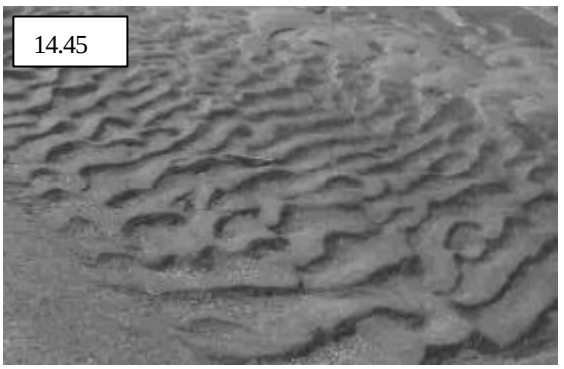
14.43



14.44



14.45



14.46

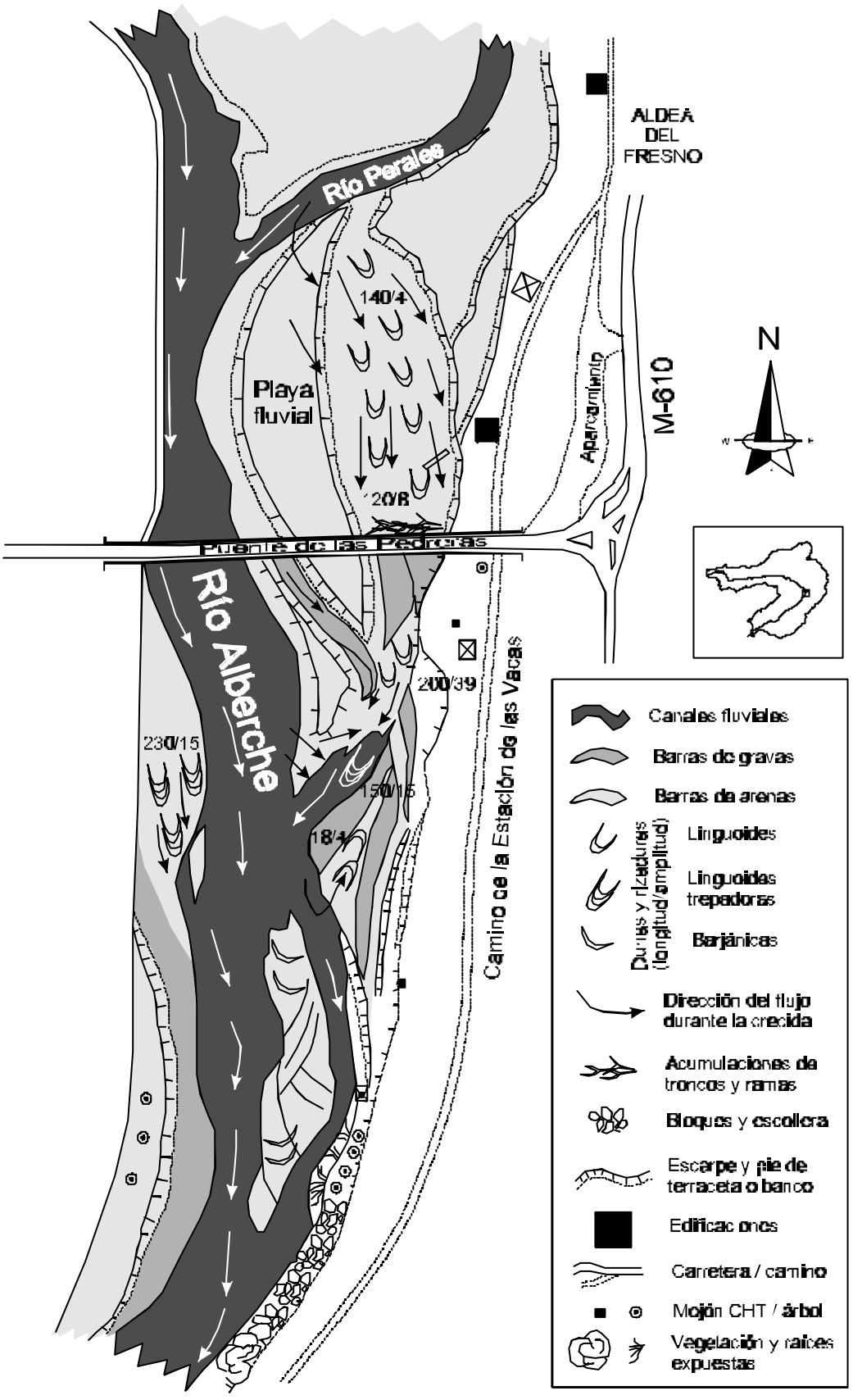


14.47



Fotografías 14.40 a 14.47. Formas y depósitos asociados a las inundaciones en Aldea del Fresno (continuación): retención de flotantes (14.40 y 14.46); canales con alto índice de entrelazamiento (14.41); dunas y megarizaduras de cresta ondulada (14.42 y 14.47); bancos laterales longitudinales (14.43) con laminación cruzada (14.44);

Figura 14.24. Esquema geomorfológico de la confluencia del río Alberche con el arroyo Perales desde el meandro de El Santo hasta el puente de La Pedrera (Aldea del Fresno) tras las crecidas de enero de 1996.









Fotografías 14.48, 14.49 y 14.50. Efectos de las inundaciones aguas abajo del embalse de Cazalegas antes (izquierda-arriba), durante (izquierda-abajo) y después de las crecidas (derecha).

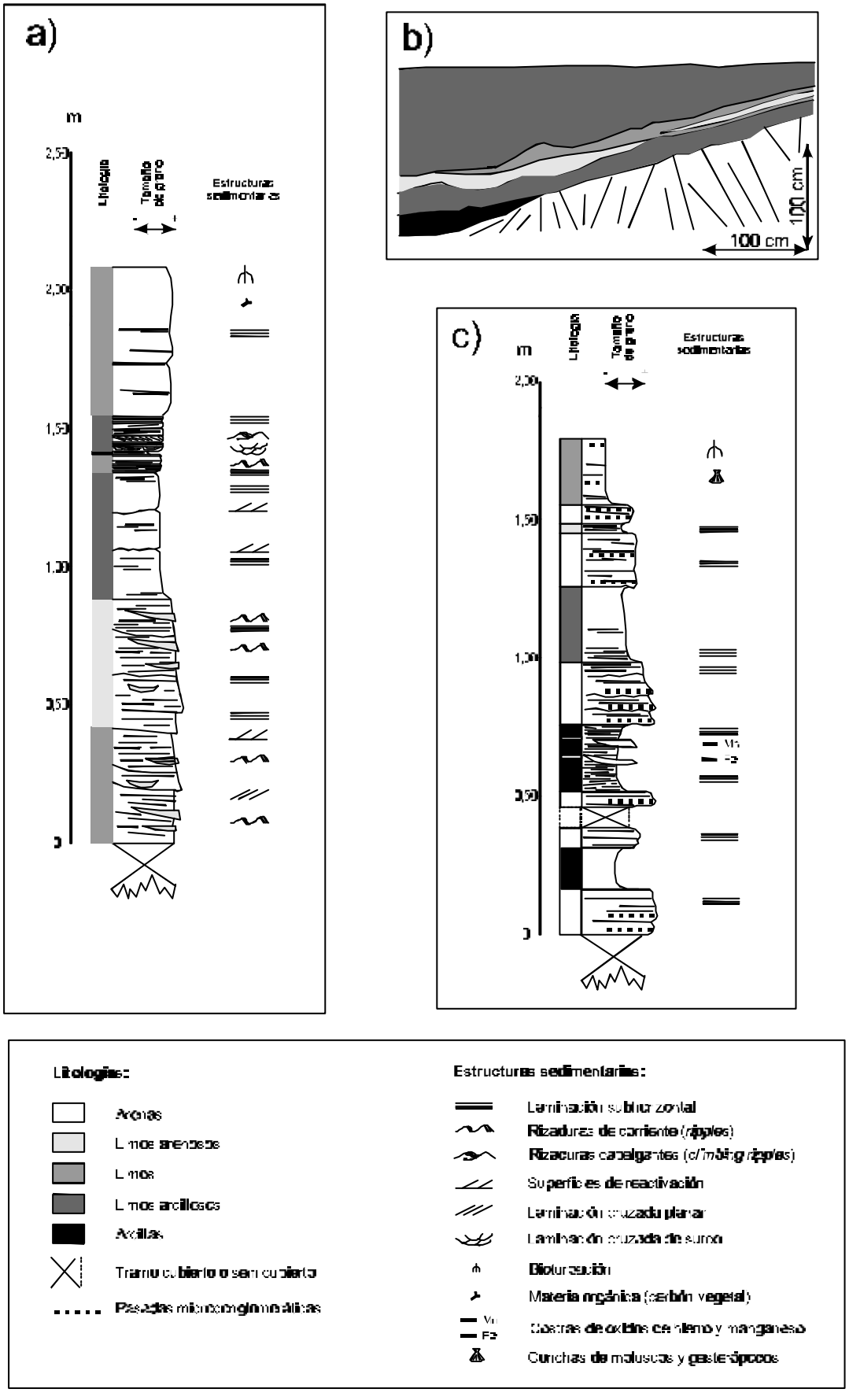
Igualmente, estos depósitos han quedado registrados intercalados en los depósitos de la llanura inundable, abarcando en ocasiones la mayor parte del espesor de registro. Un ejemplo representativo pueden ser las columnas establecidas en el relleno sedimentario de Isla Redonda (Aldea del Fresno, Madrid; Figura 14.25).



Fotografía 14.51. Perfil del relleno de la llanura de inundación en Isla Redonda; ver columnas y esquemas en la figura 14.25.

A mesoescala, algunas avenidas suelen modificar la geometría del canal, para lo cual deben superarse ciertos umbrales (situaciones límite) capaces de hacer salir al sistema (la llanura aluvial) de su equilibrio metaestable. En sección, los efectos concatenados pueden compensarse y llevar a resultados finales sensiblemente parecidos al estado inicial; sin embargo, en planta (trazado) las consecuencias son mayores, dando lugar a cortas de meandros (acortamientos y estrangulamientos), avulsiones, cambios en el patrón del canal, así como a modificaciones en algunos elementos del cauce, como la rotura de diques naturales o la ocupación de canales abandonados en la llanura.

Figura 14.25. Columnas establecidas en el relleno sedimentario de Isla Redonda (Aldea del Fresno, Madrid).



14.4. AVENIDAS INSTANTÁNEAS O RELÁMPAGO

Las avenidas instantáneas o relámpago (traducción del término anglosajón *flash flood*) son episodios de avenida fluvial caracterizados por presentar hidrogramas apuntados, con elevada pendiente de la curva de ascenso (cortos tiempos de crecida, normalmente de magnitud minutal a horaria), caudales punta significativamente elevados y, cuando se generan por precipitaciones, cortos tiempos característicos de la relación hietograma-hidrograma (sobre todo el tiempo de punta).

Su manifestación en los cauces fluviales es un ascenso repentino del caudal, en ocasiones mediante una ola de avance frontal, que conlleva el aumento de la velocidad y la sección mojada (frecuentemente con inundación de las márgenes). Como consecuencia, la modificación de la modalidad, magnitud y distribuición de las acciones fluviales en el cauce varía drásticamente, normalmente en favor de acciones erosivas asociadas a las elevadas tensiones de la acción hídrica. Muchas veces conllevan cambios en la morfología general de cauce por abandono de canales funcionales (avulsión) en favor de otras zonas más deprimidas o de menor recorrido.

Existen determinadas características geomorfológicas de la cuenca y la corriente fluvial que favorecen la génesis de avenidas instantáneas, entre las que destacan:

* Elevadas pendientes generalizadas, que disminuyen el umbral de escorrentía y aceleran la incorporación de la escorrentía de vertientes al cauce.
* Altas densidades de drenaje, que aceleran el paso del agua a la fase canalizada.
* Elevada pendiente y escasa anchura del canal de la corriente, que facilita la propagación de la onda de crecida sin laminación.
* La alta circularidad y pequeñas dimensiones de la cuenca, que concentra el caudal en el punto emisario en el menor tiempo posible.
* La impermeabilidad del substrato, con inexistencia de suelos o buen drenaje, que disminuye significativamente las abstracciones iniciales (sobre todo la infiltración).

Por ello, las avenidas relámpago suelen producirse en pequeñas cuencas de carácter torrencial en zonas montañosas, y rara vez en cauces principales, cuya magnitud de cuenca y canal suelen compensar aguas abajo los efectos desencadenantes locales en cabecera.

Su casuística es diferente de las denominadas crecidas ordinarias, esto es, de aquéllas con elevados tiempos base, puesto que se asocian a fenómenos de baja frecuencia: precipitaciones de alta intensidad concentradas espacialmente (o sobre suelos previamente saturados), rotura de represamientos y obstáculos artificiales o naturales, desencadenamiento de fenómenos gravitacionales (deslizamientos o flujos de barro) que afectan al cauce, etc. Por ello, carece de sentido su estudio hidrológico en el marco de la modelización hidrometeorológica o el análisis estadístico de caudales clásicos, ya que las series de datos disponibles de precipitación o aforos, cuando existen, difícilmente han registrado alguno de estos eventos; y cuando han recogido alguno, su tratamiento estadístico (valores fuera de rango o *outliers*) deja mucho que desear. En los Estados Unidos de Norteamérica se demostró que el método racional aplicado a cuencas torrenciales que presentan avenidas instantáneas presentaba sesgos del 139% (Thomas, 1987).

Ayala (1998) propone la distinción de este tipo de cuencas capaces de generar avenidas instantáneas, normalmente de superficie menor de 100 km^2 frente a las generadas en las grandes cuencas (>1000 km^2), ya que concentran la mayor cantidad de víctimas por inundaciones.

Por ello, las aproximaciones a estos episodios deben hacerse desde una perspectiva multidisciplinar e integrada, que combine todas las técnicas de análisis disponibles (meteorológicas, hidrológicas-hidráulicas, geomorfológicas, etc.), haciendo hincapié sobre los factores desencadenantes y los indicadores de magnitud. Para ilustrar estos estudios, se incluye el análisis integrado de dos de estos episodios, ocurridos ambos en corrientes tributarias del río Alberche: el arroyo Cabrera en Venero Claro y el arroyo de la Gaznata en El Herradón.

14.4.1. LA AVENIDA INSTANTÁNEA DE VENERO CLARO (18-12-1997)

** Antecedentes*

El día 18 de diciembre de 1997, en torno a las 0.30 horas, tuvo lugar un evento torrencial repentino a lo largo del arroyo Cabrera, un afluente del río Alberche por su margen derecha, sito en la Sierra del Valle (Gredos Oriental, Sistema Central español).

Los espectaculares efectos que suelen acompañar a este tipo de fenómenos y la afección a obras públicas (puentes, caminos y caceras) y vegetación circundante, centraron durante los días siguientes la atención de los habitantes y turistas de la vecina localidad de Navaluenga (Ávila), así como de los medios de comunicación provinciales y nacionales, quienes se hicieron eco de la noticia (Diario de Ávila, 23, 27 y 29 de diciembre de 1997; La Revista de Ávila, 4 de enero de 1998; ABC, 27 de diciembre de 1997).

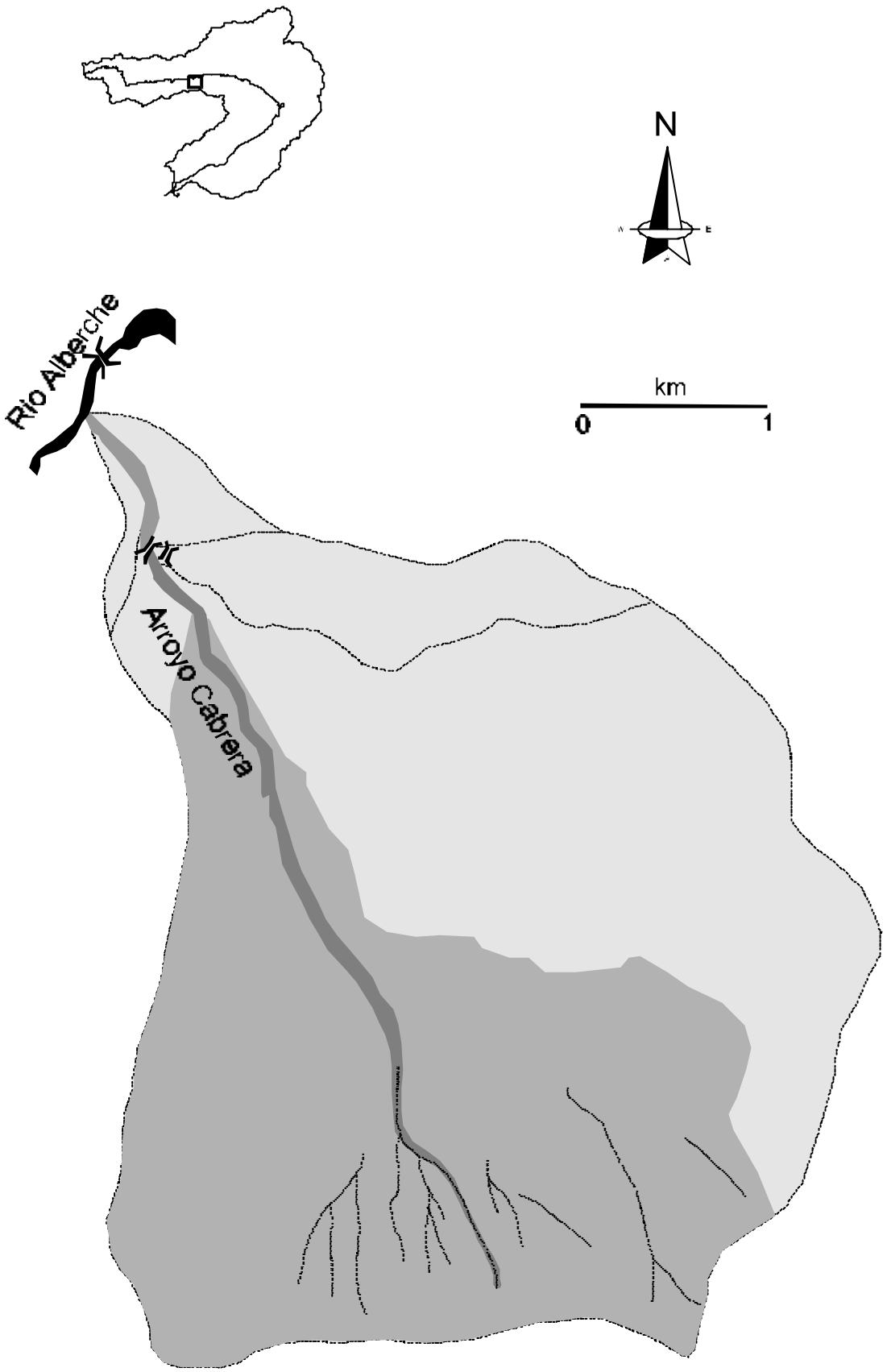




Fotografías 14.52 y 14.53. Efectos de la avenida instantánea de Venero Claro sobre las pistas forestales e instalaciones agropecuarias.

La mayor parte de la población local atribuía a priori dicho fenómeno a la explosión repentina de una "vejiga" subterránea de agua formada por la infiltración de parte de las precipitaciones registradas durante los meses de noviembre-diciembre de 1997.

Figura 14.26. Situación de la cuenca de drenaje del arroyo Cabrera, la corriente donde se produjo la avenida relámpago, y de las subcuencas drenantes.



**** Situación***

El arroyo Cabrera es una corriente fluvio-torrencial formada por la confluencia de diversos arroyos que discurren por las gargantas de Covachuelas, Arromoro, Peñaltar, Mesillas y El Canchón, en la vertiente septentrional de la Sierra del Valle, tramo oriental (Peña Parda-El Mirlo). Tributario del río Alberche (Cuenca del Tajo) por su margen derecha, administrativamente sitúa su cuenca en los términos municipales de Navaluenga y El Barraco, ambos en el sector suroriental de la provincia de Ávila (Castilla y León).



Fotografía 14.54. Vista general de la cuenca del arroyo Cabrera en la sierra del Valle, donde se aprecian las consecuencias de la avenida instantánea (cauce en tonos claros).

La cuenca de drenaje del arroyo, con una extensión aproximada de 13 km^2, presenta una forma subtriangular, a modo de sector circular con el ápice orientado hacia el noroeste. A su vez puede dividirse en dos subcuencas importantes: arroyo Cabrera, ocupando la zona suroccidental entre Maximaseca y la Loma del Canchal; y arroyo de las Covachuelas, abarcando la mitad nororiental de la cuenca. El desnivel máximo dentro de la cuenca, entre el pico de El Mirlo (1923 m) y la desembocadura del arroyo, es de 1188 metros en una longitud lineal de cinco kilómetros y medio, lo que da una idea de las elevadas pendientes medias de la cuenca. El índice morfométrico discriminante *R* propuesto por Jackson *et al.* (1987) tiene un valor para esta cuenca de 0,33 (dentro del rango característico de zonas con *debris flows*). El cauce principal del sector suroccidental, el arroyo Arromoro, tiene una longitud de 5,56 km, con una pendiente de 0,1746.

**** Geología y geomorfología***

Desde el punto de vista geoestructural, la cuenca se encuentra inmersa en su totalidad dentro de la Zona Centroibérica o Galaico-Castellana del Macizo Hespérico, caracterizada en el sector de Gredos por la presencia mayoritaria de formaciones plutónicas hercínicas sin y tardicinemáticas (Carbonífero Superior). En concreto, está ocupada por granitoides de tipo monzogranítico de dos micas y grano medio-grueso, localmente porfídicos; en algunos puntos adoptan composiciones granodioríticas a cuarzomonzoníticas, con afloramientos de granodioritas moscovíticas. Sobre estos materiales del sustrato existen formaciones superficiales de edad cuaternaria constituidas por aglomerados, gravas, arenas y limos que cubren las laderas, fondos de valles y depresiones tipo nava.

La cuenca media-alta del río Alberche se estructura geomorfológicamente como una depresión tectónica (fosa del Alto Alberche; Vázquez, 1986) con configuración de *graben* asimétrico basculado hacia el sur, y flanqueado por los *horsts* de La Paramera y la sierra del Valle. Este último es un bloque elevado con alineación este-oeste, culminado por restos de una superficie de cumbres a una cota en torno a los 1800-1900 m, sólo interrumpida por collados que forman importantes bandas de fracturación (El Pico, Serranillos y Casillas). Las laderas que flanquean la estrecha divisoria son escarpadas y de elevadas pendientes, localizándose pequeños replanos a modo de hombreras de origen tectónico. La vertiente septentrional está drenada por una red de arroyos y torrenteras subparalelas que dicurren encajados en estrechas gargantas aprovechando

zonas de fracturación y arenización del substrato. En las cabeceras torrenciales existen restos de depósitos glaciares (o al menos de neveros), periglaciares (aristas y canchales) y gravitacionales; en las partes bajas de las laderas y fondos de las gargantas, depósitos torrenciales formando llanuras aluviales y conos de deyección.

**** Análisis hidrológico-hidráulico***

Con objeto de reconstruir los aspectos hidrológicos del fenómeno, tales como los caudales circulantes, se ha de recurrir a la modelización hidráulica del cauce, ante la ausencia de estaciones de aforo a lo largo del canal del arroyo Cabrera y estaciones meteorológicas en su cuenca de drenaje. Únicamente existe una estación de medida de caudales en el propio embalse de El Burguillo, pero en ella se totalizan las aportaciones tanto del río Alberche, como de otros arroyos que drenan al vaso del embalse (Gaznata, Balsaína ...), por lo que la individualización de caudales es compleja.

Ante la imposibilidad de aplicar modelos hidrológicos unidimensionales estacionarios y gradualmente variados, ya que las pendientes longitudinales del canal (15 %) superan los rangos recomendados, se optó por utilizar la fórmula del caudal y profundidad críticos, y la ecuación de Manning (ver apartados 3.5.1 y 3.5.3), aun a sabiendas de la simplificación que ello supone.

Para ello se establecieron una serie de secciones de control donde se pudieron alcanzar caudales críticos en el sector de Peñaltar del arroyo Cabrera, por discurrir en una sucesión de saltos y rellanos (pendiente media 12º) sobre lecho rocoso (no móvil), con patrón ligeramente meandriforme (con importantes peraltes). Las alturas máximas mínimas alcanzadas por el agua se establecieron con la observación de marcas sobre la vegetación arbustiva y herbácea (arrasado y vuelco), arbórea (descortezados de impacto) o afloramientos rocosos (corrasión de cubiertas de líquenes) de las márgenes; o por la presencia de elementos flotantes (fragmentos de madera) alineados en las orillas. Destacan por su representatividad las secciones P1 y P2, cuyos parámetros básicos, caudales críticos, parámetros hidráulicos y resultados de la aplicación de la ecuación de Manning se recogen en las Tablas 14.48 y 14.49.

Tabla 14.48. Parámetros básicos y caudales críticos estimados para dos de las secciones del sector Peñaltar del arroyo Cabrera.

Sección	Dirección	Área (m^2)	Anchura (m)	Caudal crítico (m^3/s)
P1	N 264º	121,35	33,00	728,47
P2	N 231º	189,78	42,00	1262,89

Tabla 14.49. Parámetros básicos y caudales estimados en régimen uniforme mediante la ecuación de Manning, para dos de las secciones del sector Peñaltar del arroyo Cabrera.

Sección	Área (m^2)	Pendiente longitudinal	Perímetro mojado (m)	Radio hidráulico	N	Velocidad (m/s)	Caudal (m^3/s)
P1	121,35	0,1494	43,75	2,77	0,1	7,62	925,12
P2	189,78	0,1521	48,29	3,93	0,1	9,71	1843,22

Esta disparidad en los resultados se justifica por la escasa adecuación de fórmulas, que suponen régimen uniforme en cauces torrenciales con flujos turbulentos y abundante carga sedimentaria. Además, la situación peraltada de curva de meandro de la sección P2 exagera aún más los valores de sección, y por tanto de caudales, ya que los niveles registrados corresponden a dos momentos diferentes.

La aplicación del método racional simple a los datos de caudales (valor crítico para P1), bajo el supuesto de coeficiente de escorrentía 1 (nula infiltración y evapotranspiración) nos ofrecerían valores de intensidad de precipitación de unos 175 mm, como media de la cuenca del arroyo Cabrera.

**** Descripción de los efectos geomorfológicos y sedimentológicos***

A la vista de los rasgos morfológicos observados en campo, la avenida instantánea del 18-12-97 tuvo su inicio entre el paraje conocido como Peña Parda (una inclinada ladera con 26,5° de pendiente media, orientada hacia el NNO) y la culminación de la Sierra del Valle en el replano de El Mirlo. Esta zona de cabecera, denominada habitualmente área fuente, comienza con un escarpe neto situado a unos 1800 m de altitud, ocupando el fondo de una pequeña vaguada torrencial afluente directa del arroyo Cabrera.



Fotografía 14.55. Cabecera del arroyo Cabrera en Peña Parda y vaguada torrencial con los efectos de la avenida.

Continúa el cuenco sobreexcavado ladera abajo hasta llegar a la confluencia con los arroyos de las gargantas contiguas (Peñaltar y Arromoro), pasando entonces a configurar una planicie con más de 60 m de anchura, totalmente desprovista de vegetación, y constituida por grandes bloques subredondeados. Inmediatamente aguas abajo vuelve a sobreexcavar un nuevo canal con forma de artesa (40 x 5 m) en el fondo de la antigua garganta, con el lecho ocupado por grandes acumulaciones de bloques métricos. Esta sucesión de grandes acumulaciones de bloques seguidas de encajamientos y sobreexcavaciones se repite en las confluencias con los otros dos afluentes (Las Mesillas y Las Covachuelas), en disminuciones de la pendiente del lecho y allí donde se ensancha el fondo de la garganta; configura la parte central, denominada trayectoria principal, con una pendiente longitudinal media de 0,1, dentro del rango típico para este tipo de morfologías de erosión-depósito (0,05 a 0,2; Hooke, 1987).



Fotografía 14.56. Confluencia entre las gargantas del arroyo Cabrera (izquierda) con las de Peñaltar y Arromoro, formando un extenso manto de bloques métricos dispuestos en diques naturales solapados.

En las proximidades del paraje conocido como Venero Claro se produjo uno de los hechos que más llamó la atención de los vecinos: el cambio en el trazado del canal original del arroyo, que adoptó un nuevo curso formando un arco de meandro a la izquierda del original, del cual llega a distanciarse casi 400 metros. Este evento de avulsión está relacionado con la formación en las márgenes de la trayectoria principal de sendos diques naturales (a modo de los *levées* de las corrientes fluviales clásicas) o elevaciones por acumulación de bloques alineados corriente abajo, y que llegaron a obstaculizar el flujo por el canal habitual. Este fenómeno se ha producido repetidas veces en el cauce del arroyo Cabrera, como se deduce de la comparación de cartografías y fotografías aéreas existentes desde los años 30.







Fotografías 14.57, 14.58 y 14.59. Vistas aéreas del cauce del arroyo Cabrera en el entorno de Venero Claro, observándose los efectos en el cauce y la ocupación de un canal secundario por avulsión.

Finalmente, el arroyo desemboca al río Alberche en las proximidades de la urbanización La Rinconada, depositando parte de su carga sólida y generando un cono de desembocadura a modo de delta de planta clásica con un único canal distribuidor recto en posición central; constituye el denominado pie deposicional.



Fotografía 14.60. Cono de desembocadura del arroyo Cabrera al río Alberche (primer plano) tras la avenida relámpago.

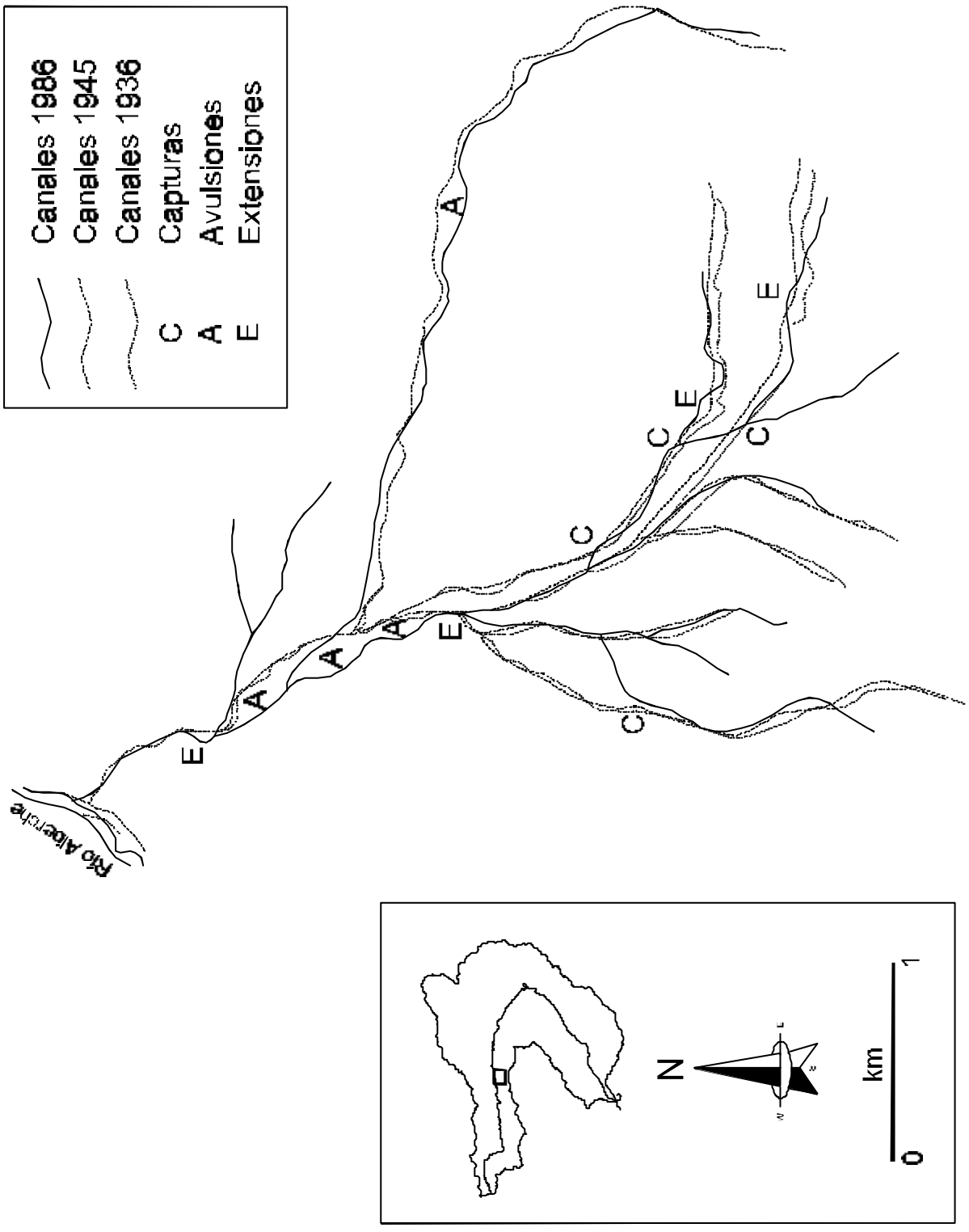
Los depósitos están formados mayoritariamente por aglomerados granosostenidos de bloques subredondeados a redondeados, y en menor medida por grandes bloques paralelepipédicos, gravas poco seleccionadas y arenas. La composición de los bloques y gravas es fundamentalmente granitoidea, con presencia puntual de cuarzo filoniano y rocas plutónicas básicas (tipos dioríticos); y arcósica o litoarcósica en el caso de las arenas.



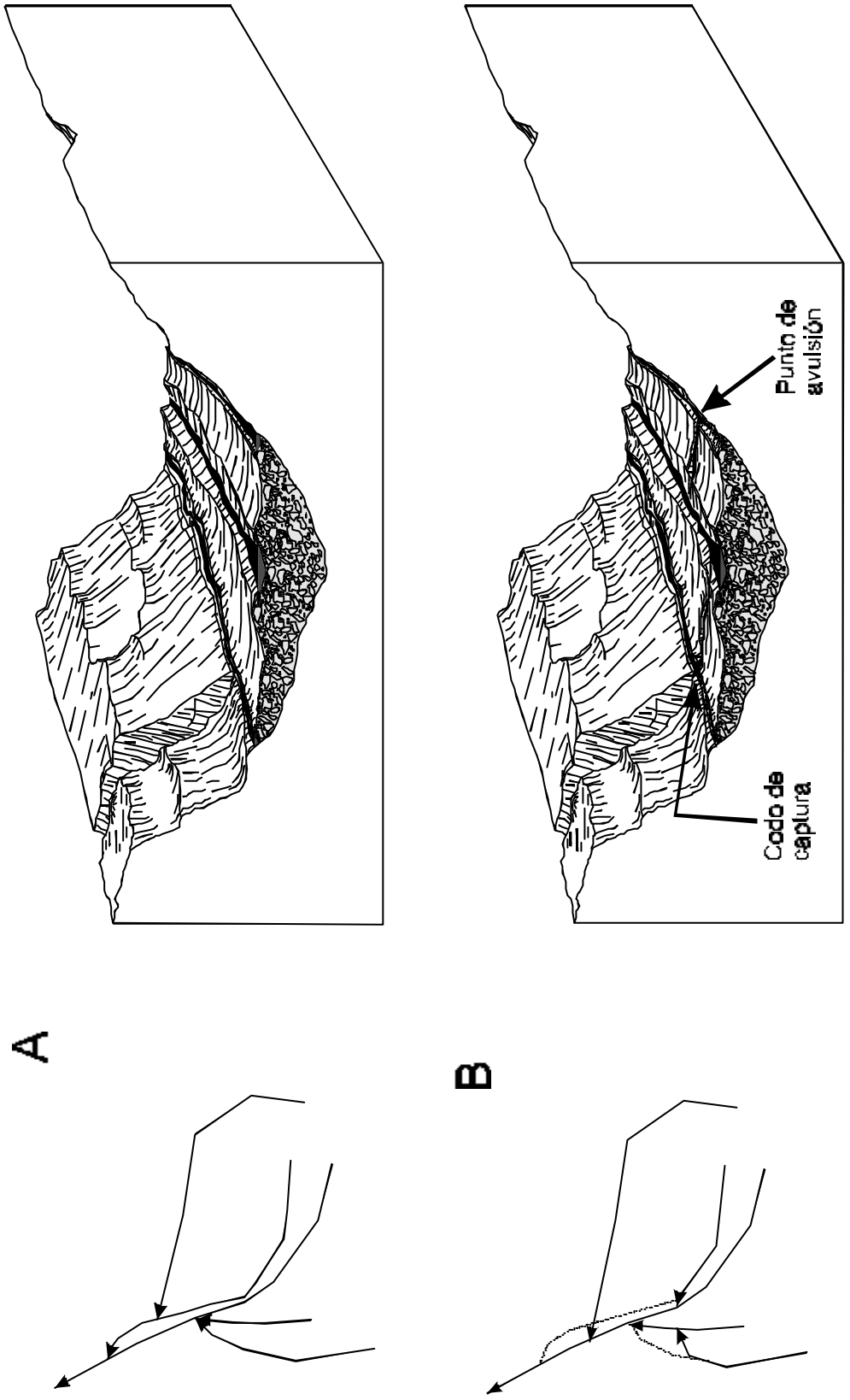
Fotografía 14.61. Manto de grandes bloques subredondeados granosostenidos.

La distribución espacial de texturas y estructuras, tanto longitudinalmente como transversalmente, es muy variable. La mayor parte de los bloques forman un único manto pobremente seleccionado (Hooke, 1987), granosostenido al haber sido lavada la matriz intersticial con posterioridad a su depósito; la escasez de afloramientos impide la observación de la granoselección, y la redondez de los bloques difumina las imbricaciones de clastos y posibles laminaciones formadas por avance de grandes barras.

Figuras 14.27. Posición de los canales de las corrientes fluviales de la cuenca del arroyo Cabrera en las cartografías topográficas de los años 1936, 1945 y 1986. Posición de las capturas, avulsiones y extensiones de meandros detectadas por comparación de las cartografías.



Figuras 14.28. Esquema de la situación de los cauces de la cuenca hidrográfica del arroyo Cabrera a principios del siglo XX (A) y finales del mismo (B), y bloques diagrama modelizando los procesos de captura y avulsión que modifican la posición de los diques naturales (*levees*).



Localmente se reconocen otros elementos deposicionales que componen el medio aluvial-torrencial:

* Diques naturales, compuestos por bloques, gravas y arenas en los que difícilmente se reconocen tendencias de granoselección al tratarse de depósitos predominantemente groseros.





Fotografías 14.62 y 14.63. Diques naturales longitudinales de bloques en la margen del arroyo Cabera.







Fotografías 14.64, 14.65 y 14.66. Afloramiento del relleno del fondo aluvial de la garganta de Cabrera, donde se aprecian depósitos de aglomerados de bloques matriz-sostenidos que denotan episodios de avalanchas de derrubios mixtas fluviales-gravitacionales intercalados entre los depósitos netamente fluviales.

* Cuñas de tamiz, configuradas por acumulaciones cuneiformes o lenticulares de arenas y gravas tras un obstáculo de elementos gruesos (bloques o restos vegetales) que actuaron como filtro diferencial. Quizás el de mayores dimensiones (unos 3 x 5 m) se formó por influencia antrópica tras la acumulación de troncos y ramas que obstruían el puente de acceso a la Casa Forestal de Trampalones.



Fotografía 14.67. Obturación de un puente por acumulación de restos vegetales, formando una empalizada de varios metros de altura, tras el cual se generaron acumulaciones de finos correspongientes a depósitos de tamiz.

* Depósitos de sombra, normalmente constituidos por gravas, arenas y pequeños bloques en acumulaciones hemielipsoidales o en media luna, tras obstáculos como grandes árboles o bloques, o elementos antrópicos (pilares y estribos de puentes, vallados, etc.).

* Terracillas de orilla, en los lugares en los que se produjeron represamientos y por lo tanto menores velocidades de la corriente, formadas por acumulaciones de arenas, gravas y limos; la mayor parte de las veces han quedado colgadas ya que durante el vaciado posterior del represamiento el canal se encajó en el sediplano y produjo escarpes como bancos de orilla.



Fotografía 14.68. Terraceta de orilla formada por grandes bloques y gravas con una neta imbricación.

* Rellenos de represamientos, acumulaciones de arenas y gravas tan sólo conservadas en los lugares alejados del posterior vaciado erosivo, como adosadas a grandes bloques, entre densos bosquetes de arbustos, etc.

* Barras de confluencia, depósitos de pequeños bloques, gravas y arenas localizados en el ángulo menor de la confluencia de la corriente principal con un afluente que se incorpora lateralmente.





Fotografías 14.69 y 14.70. Acumulación de grandes bloques subesféricos que fueron movilizados durante la avenida, como lo demuestra el que se encuentran sobre restos vegetales.

Entre los indicadores del nivel mínimo que alcanzó la corriente se han constatado:

- Afecciones a elementos antrópicos, como niveles de humedad en las paredes de edificaciones (caseta próxima a Venero Claro) y puentes.
- Daños en la vegetación, entre las que destacan los descortezados de árboles, tronchamientos y vuelcos, alcanzando niveles de hasta 5,5 m sobre el lecho del canal (Venero Claro); igualmente arrasamiento de las cubiertas de líquenes, musgos y herbáceas, y aplastamiento de la vegetación arbustiva en los escarpes de orilla del canal.
- Depósitos de restos vegetales alineados y otros flotantes (plásticos) en las orillas, correspondientes a etapas de estabilización provisional del nivel de la corriente; de este tipo se han medido acumulaciones hasta a 6 m por encima del lecho del canal.





Fotografías 14.71 y 14.72. Afecciones a la vegetación durante la avenida que sirven como marcas de nivel: acumulaciones de flotantes marcando el nivel mínimo de crecida (izquierda) y descortezado de los troncos por impacto de los clastos transportados (derecha).



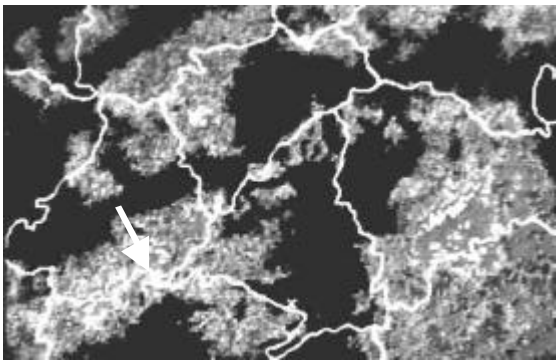
Fotografía 14.73. Afecciones a la vegetación durante la avenida: zapado del aparato radicular por erosión en la base y descortezado del tronco por impacto de los clastos.

**** Causas y descripción del fenómeno***

La mayor parte de la población local atribuía a priori dicho fenómeno a la explosión repentina de una "vejiga" subterránea de agua formada por la infiltración de parte de las precipitaciones registradas durante los meses precedentes.

Durante los meses de noviembre y diciembre de 1997 la precipitación acumulada en la vertiente septentrional de la Sierra del Valle fue de unos 800 mm (817,7 en la estación de Serranillos). La semana anterior al evento se habían producido precipitaciones en forma de nieve, a las que sucedió un periodo de temperaturas elevadas (para las fechas invernales) y lluvias acompañadas de vientos de componente SO, lo que provocó la rápida fusión de la fina pero extensa cobertera nival, suponiendo un aporte adicional de agua.

La víspera (17-12-97, 18 h), una perturbación de procedencia atlántica barría la Península de OSO a ENE, con dos frentes asociados: uno cálido y otro frío que ocluía parcialmente al anterior en su ramal septentrional. En superficie, tras los frentes, existía una baja barométrica de 968 mb situada entre las islas Azores y Gran Bretaña; esta situación se reproducía en las topografías de las superficies de 850, 700 y 500 hPa, con temperaturas para el centro peninsular de 8°, 0° y -16°C, respectivamente; todo ello se traducía en vientos moderadamente fuertes de componente O-SO e intensas precipitaciones generalizadas. A las 23.30 h del día 17-12-98, las células de precipitación más intensa del centro peninsular estaban ubicadas sobre la Sierra de Gredos, La Alcarria y Tierra de Pinares; los máximos de intensidad se localizaban en la Sierra del Valle, Alto Tajo y Coca (Segovia), tal y como se deduce de la interpretación de la imagen del rádar meteorológico de Madrid. Se registraron intensidades puntuales de 141,6 y 87,9 mm diarios en las estaciones de Serranillos (03319) y Presa de Burguillo (03326), respectivamente. Horas después (18-12-97, 6 h), los frentes ya se situaban sobre la costa mediterránea (INM, 1997).



Fotografía 14.74. Imagen del radar meteorológico correspondiente a las 23.30 h del día 17-12-98, donde se aprecian los núcleos de precipitación sobre la Sierra del Valle.

Los suelos habían superado con creces su capacidad de retención, sobrepasando día tras día el umbral de escorrentía (14,81 mm en condiciones normales para la cuenca del arroyo Cabrera; Díez y Pedraza, 1997). La infiltración en esta zona, al poseer un substrato impermeable, está limitada al tránsito hasta pequeños acuíferos detríticos groseros que constituyen los materiales aluviales (fondos de las gargantas) y coluviales (canchales), y a través de acuíferos fisurales anisótropos que aprovechan discontinuidades de la roca (diaclasas) y zonas arenizadas de los granitoides (asociadas antiguas fallas tardihercínicas-alpinas); en ambos casos se vio superada con creces la capacidad de almacenamiento.

A estos hechos se unen como factores desencadenantes otras tres circunstancias que convergen concretamente en el paraje de Peña Parda:

* La elevada pendiente media existente en los tramos altos de esta vertiente (en torno al 50 %) se ve incrementada aún más en las laderas de las vaguadas y gargantas, llegando a extremos del 100 %.
* La ancestral deforestación de la zona, que impide la existencia de vegetación con un desarrollo radicular suficiente para fijar el suelo al substato. A ello se une la presencia de incendios que, como el del verano de 1995, dejaron el suelo desprovisto de cubierta arbustiva y arbórea; además existen otras prácticas ganaderas de tipo incendiario como las rozas, que potencian los pastos frente a otro tipo de vegetación con mayor porte y desarrollo radicular. El propio paso del ganado provoca la compactación de los niveles superficiales del suelo y su impermeabilización.
* La existencia en superficie de materiales sueltos poco consolidados, como acumulaciones de tipo coluvional (canchales), potentes mantos de meteorización de los materiales graníticos y bandas de arenización y trituración tectónica de la roca (una de las cuales aprovecha la propia vaguada).

Así, durante la noche del día 18 de diciembre se produjo en el fondo de una vaguada de Peña Parda un movimiento gravitacional de tipo mixto, con deslizamiento en cabecera (generando una grieta de coronación) y flujo en el pie; en diversas ocasiones se ha detectado que estas avenidas instantáneas comienzan como un deslizamiento translacional o rotacional (Johnson & Rodine, 1984). La superficie afectada pudo no ser muy grande, con forma lineal siguiendo la vaguada, pero la licuación en el pie produjo un efecto en cadena que indujo nuevos movimientos vaguada abajo a medida que la masa deslizaba por la ladera; paralelamente se incorporaban los derrubios que tapizaban las laderas y que eran movilizados por zapamiento (Hutchinson, 1988). La gran masa de bloques (bolos graníticos) y material fino (arenas y limos de meteorización) puesta en movimiento fue ganando velocidad gracias a la lubricación que generaban los aportes de agua laterales de los afluentes crecidos. De esta forma se generó una masa acuosa con un elevado contenido de material fino en suspensión y saltación, y grueso por arrastre-saltación y suspensión puntual gracias a la elevada densidad del fluido que actuaba como medio.



Fotografía 14.75. Aspecto del cauce del un arroyo afluente del arroyo Cabrera por su margen derecha, donde no se aprecian los efectos de la avenida, a pesar de tener su cuenca colindante con la de la corriente más afectada.

El movimiento pudo tener series de ondas de corriente producidas por el represamiento y posterior rotura o superación de obstáculos significativos, como los puentes de Trampalones y Venero Claro; el frente de cada lóbulo está compuesto de grandes bloques ocasionalmente mezclados con árboles, de semejante forma a como lo describió Sauret (1987).

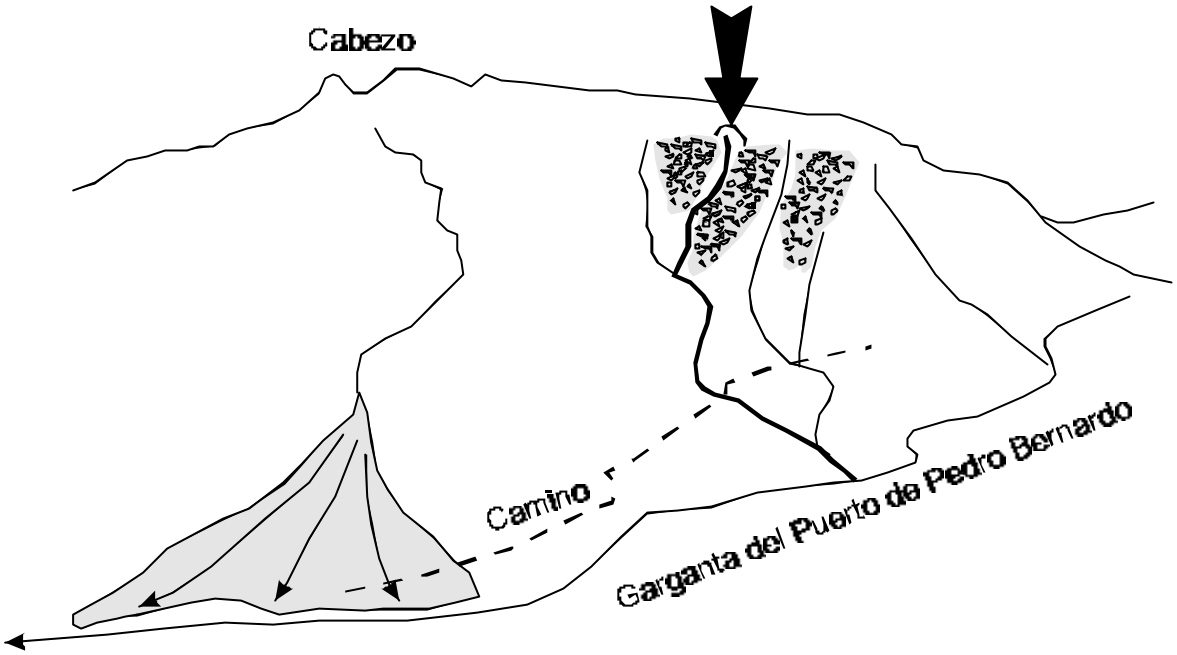
En conjunto se trató de una corriente excepcionalmente grande y fluida, que se desplazó casi 5,5 km, y se expandió en zonas de menor confinamiento, formando conos aluviales de formas elongadas; esta dinámica y morfología es semejante a la descrita por Costa (1984) para otros fenómenos de este tipo, englobados genéricamente como "corrientes de derrubios confinadas en un valle".

**** Estudio de la susceptibilidad en la Sierra del Valle septentrional***

Las áreas fuente de avenidas instantáneas potenciales, asociadas a movimientos gravitacionales en cabecera, pueden identificarse mediante fotografías aéreas o cartografía de campo, en base a la geometría de la ladera y la presencia de formaciones inconsolidadas en la cabecera de la cuenca o de coluviones rellenando concavidades (Corominas *et al.*, 1996). Otros criterios cartográficos de la posible existencia de movimientos antiguos susceptibles de reactivarse pueden ser: la presencia de áreas sin vegetación y con erosión-sedimentación reciente; cuencas torrenciales con alta densidad de drenaje en cabecera y conos en la desembocadura; y rellenos de fondo de valle con depósitos característicos de este tipo de fenómenos.

En este sentido, mediante la cartografía geomorfológica realizada a partir de fotografías aéreas y los reconocimientos de campo, se han localizado otras tres áreas de la vertiente septentrional de la Sierra del Valle donde se han producido fenómenos gravitacionales (deslizamientos y corrientes de derrubios) que han podido actuar como cabeceras de avenidas instantáneas: ladera derecha (orientación NO) de la garganta del Puerto, entre los PKs 50 y 51 de la carretera del puerto de Mijares; ladera derecha de la garganta del Puerto de Pedro Bernardo (orientación O-NO) en la Dehesa de la Nava, bajo el Risco de Miravalles (Sierra del Cabezo de Mijares); y ladera septentrional de Lancha Lisa, entre Lanchamala y el Mojón Cimero, donde el fenómeno se desencadenó simultáneamente al de Venero Claro, el día 17 de diciembre de 1997. También se han recogido testimonios orales de habitantes de la zona sobre anteriores fenómenos, como los acontecidos en el paraje de Las Mazuzas, en la ladera meridional de la cola del embalse de El Burguillo, sobre los años 1957 ("*...las piedras llegaron casi a las casas de la Colonia del Barquero...*") y 1974 (cuando se vio afectado el Sr. Julio, guardián de Venero Claro).

Figuras 14.29. Situación de otras localizaciones de morfologías características de procesos de avenida relámpago acompañadas de avenidas de derrubios (*debris flood*) en la Sierra del Valle.







Fotografías 14.76 y 14.77. Aspecto de corrientes fluviales de la Sierra del Valle afectadas por fenómenos de avenidas relámpago:

La frecuencia de los eventos de corrientes de derrubios está controlada por la tasa de acumulación de formaciones superficiales no consolidadas en los huecos y canales, y por la recurrencia de los eventos climáticos desencadenantes; como la tasa de acumulación de derrubios es limitada debe existir un límite superior a la magnitud-frecuencia de las corrientes (Innes, 1985). Como métodos de estudio de la frecuencia se han usado dataciones por liquenometría, dendrocronología, datos históricos y C^{14} y estudios probabilísticos sobre los registros de precipitación (Osterkamp y Hupp, 1987).

A grandes rasgos podríamos dividir los factores preparatorios y desencadenantes de las corrientes de derrubios en tres conjuntos (Rib y Liang, 1978):

* Geomorfológicos y geológicos. Exposición de la pendiente, gradiente, disponibilidad de material suelto, existencia de líneas de drenaje, y discontinuidades (roturas y deslizamientos).

* Ambientales y climático-hidrológicos. Precipitaciones intensas, fusión de nieve extrema y rápida, inestabilidad de la capa activa, clase o ausencia de vegetación, el *permafrost* como barrera a la infiltración de agua subterránea, terremotos e inundaciones.

* Antrópicos. Vibraciones, riegos y fluctuaciones del nivel de embalsado.

Con objeto de predecir espacialente el desencadenamiento de estos fenómenos se construyó un sencillo modelo multicriterio con los tres factores principales que determinan la susceptibilidad al desencadenamiento de este tipo eventos: pendiente de las laderas, presencia/ausencia de formaciones superficiales no consolidadas, y las tasas de precipitación máxima diaria. Para ello se aprovecharon las potencialidades de los SIGs, partiendo de tres coberturas matriciales básicas:

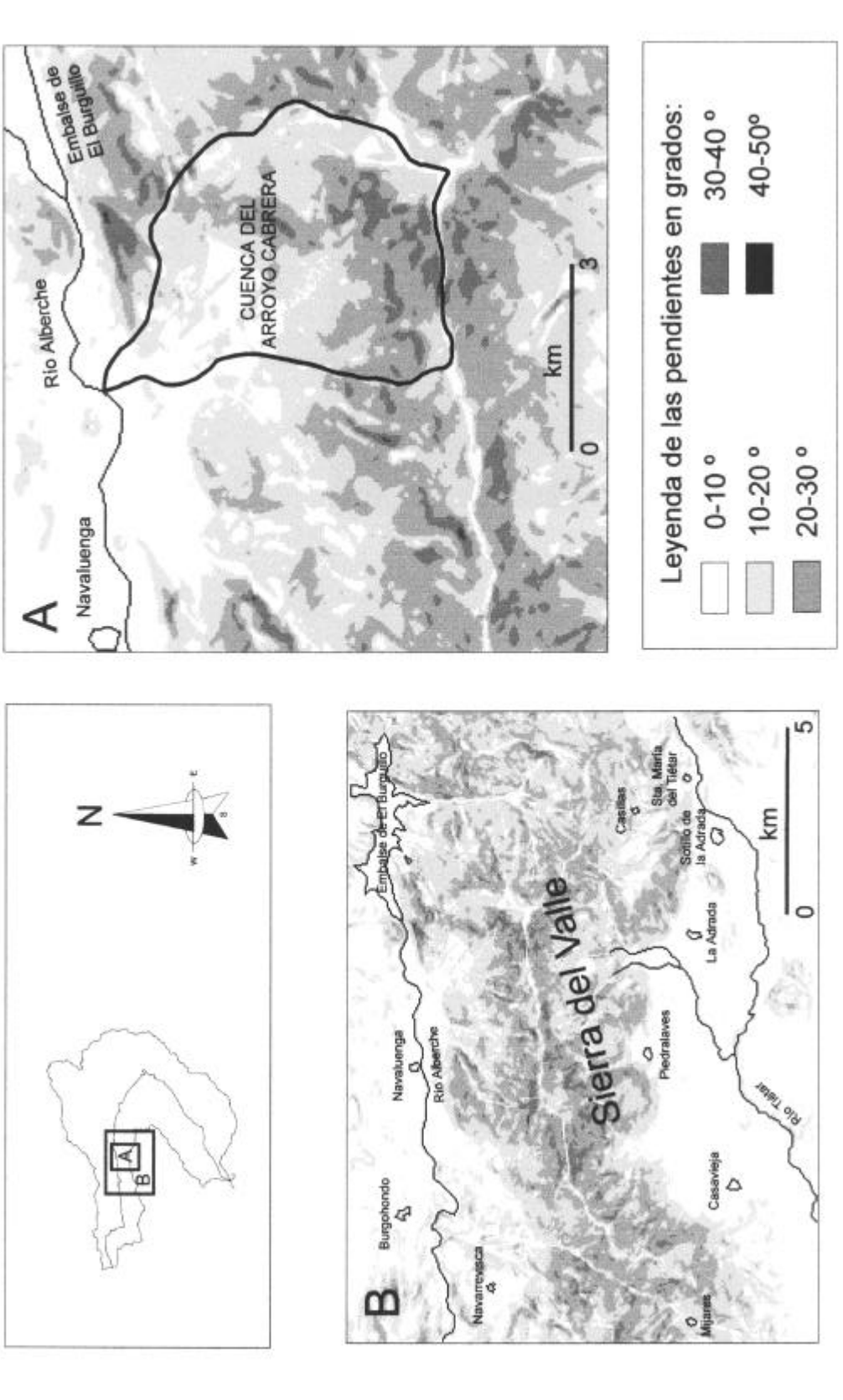
* Modelo digital del terreno (MDT) de la Sierra del Valle, obtenido por digitalización mediante vectorización del mapa topográfico 1:200.000, rasterización con tamaño de pixel de 200 x 200 m, e interpolación de los valores de altura.

* Mapa de formaciones superficiales no consolidadas de la vertiente septentrional de la Sierra del Valle, obtenido desde el mapa geomorfológico a escala 1:50.000 realizado en el presente trabajo a partir de la fotointerpretación estereoscópica de pares de fotografías aéreas verticales.

* Mapa de isohietas de precipitación máxima diaria para periodo de retorno de 500 años, obtenido del estudio hidrometeorológico (ver apartado 14.1.1).

Estas coberturas fueron reclasificadas en tres intervalos equivalentes y superpuestas, permitiendo obtener una cartografía cualitativa de susceptibilidad al desencadenamiento de fenómenos gravitacionales en la cabecera de torrentes que sufrirán avenidas instantáneas o relámpago.

Figura 14.30. Mapa de pendientes clasificadas para la Sierra del Valle y la cuenca del arroyo Cabrera, donde se pueden distinguir áreas con pendientes superiores a 40º como zonas susceptibles de iniciar movimientos de avenidas de derrubios.



14.4.2. LA AVENIDA INSTANTÁNEA DE EL HERRADÓN (1-9-1999)

** Antecedentes*

Durante la tarde-noche del miércoles 1 de septiembre de 1999 se produjeron intensas precipitaciones de carácter tormentoso en las estribaciones montañosas del sector de transición entre las sierras de Guadarrama y Gredos (Sistema Central español) que afectaron a diversas poblaciones del sureste de la provincia de Ávila (Castilla y León).

Como consecuencia de tales lluvias y granizadas, varios arroyos con sus cuencas en este sector (Ciervos, Cortos, Gaznata, Becedas...), pretenecientes a las cuencas hidrográficas del Duero (ríos Voltoya y Adaja) y Tajo (río Alberche) sufrieron avenidas repentinas que aguas abajo produjeron importantes daños humanos (tres víctimas y varios heridos) y materiales (destrucción de vías de comunicación y edificaciones, mortandad de cabezas de ganado, destrucción de cultivos...). Los gastos de reparación emprendidos han precisado inversiones superiores a los 500 millones de pesetas.

** Consecuencias socioeconómicas de la avenida*

Las víctimas mortales fueron los hermanos Lidia y Fernando Aguilar Sánchez, de dos años y 14 meses de edad respectivamente, arrastrados poco antes de las 23.00 h por el arroyo Ciervos en Mediana de Voltoya, y cuyos cadáveres fueron encontrados unos nueve kilómetros aguas abajo (río Voltoya en Aldeagordo, Tolbaños); y Jesús Tapia Escudero (39 años de edad), quien falleció a las 22.30 h en el puente de la N-110 sobre el arroyo Cortos, apareciendo su cuerpo 500 m más abajo, en las proximidades de Berrocalejo de Aragona. Además debieron ser atendidas cinco personas (cuatro de El Herradón y el padre de las víctimas) por diversas contusiones, y otra por un ataque de nervios en el Hospital Nuestra Señora de Sonsoles (Ávila).

Dentro de los daños materiales destacan, por sus consecuencias en la interrupción de importantes líneas de servicios:

- Desmoronamiento de 200 m del terraplén del ferrocarril Villalba-Ávila, entre los puntos kilométricos 99 y 100 (entre la estación de La Cañada y el apeadero de Navalgrande), como consecuencia de la crecida del arroyo de Majada Honda, que interrumpió el tráfico ferroviario entre Madrid y el norte peninsular durante casi un mes (2-¿20? de septiembre), precisando ser desviado por Aranda del Duero (Burgos).



Fotografía 14.78. Obras de reparación del tramo de terraplén del ferrocarril, desmoronado durante la avenida instantánea.

- Destrucción de un tramo de 40 m de la carretera nacional N-110 (Soria-Plasencia) en el término de Mediana de Voltoya (PK 242-3), con desmoronamiento del estribo izquierdo del puente sobre el arroyo Ciervos (siglo XIX) y su correspondiente terraplén (4 m de profundidad); el tráfico de esta importante vía se vió interrumpido hasta el viernes 3 de septiembre.
- Destrucción en dos tramos de la carretera comarcal Ávila-El Espinar (AV-500) entre Urraca-Miguel y Bernuy-Salinero, allí donde se cruza con los arroyos Cortos y Ciervos (PK 15,200-16).
- Destrucción, anegamiento y aterramiento por parte del arroyo de la Gaznata de numerosas viviendas (unas treinta) y fincas rústicas en el casco urbano de El Herradón (un 70% afectado), con el desmantelamiento de tres puentes, calles y viales; daños en las redes de abastecimiento, saneamiento, suministro eléctrico y comunicaciones; arrastre y destrozos en una veintena de vehículos particulares. La población tuvo que ser abastecida de alimentos y suministro de agua varios días a cargo de Protección Civil, Cruz Roja y la Guardia Civil.

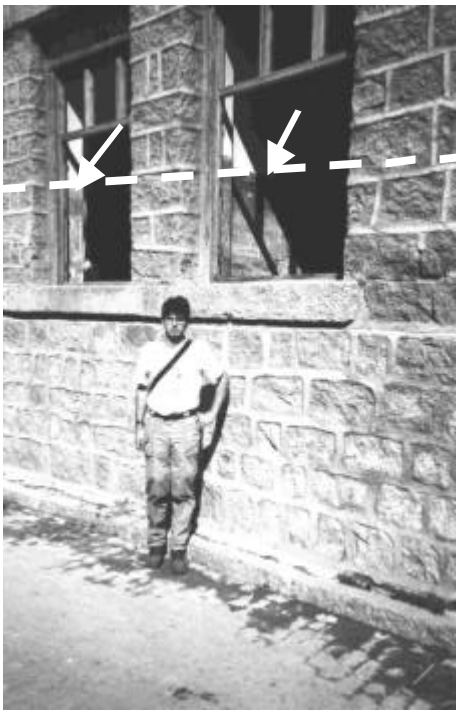












Fotografías 14.78 a 14.82. Casco urbano de El Herradón (Ávila), afectado por la inundación asociada a la avenida relámpago, quedando partido en dos sectores separados por el canal arrasado. Diversas edificaciones se vieron afectadas en distinto grado: desde desmoronamiento de la estructura o fachadas, hasta anegamiento hasta cotas superiores a los tres metros (derecha).

- Destrucción de granjas e instalaciones ganaderas de El Herradón, con el arrastre y muerte de más de 300 cabezas de ganado bovino.
- Destrucción del puente de los Tres Ojos, en la carretera local AV-503 sobre el arroyo de la Gaznata (entre PKs 112 y 124), y deterioro del puente de Cornicanos que enlaza el camino de San Bartolomé de Pinares a Barraco, con Santa Cruz de Pinares.







Fotografías 14.83, 14.84 y 14.85. Destrucción de vías de comunicación (puentes) y parcelas agropecuarias de las márgenes del arroyo de la Gaznata (abajo-derecha).

- Destrucción en diversos puntos del firme, cunetas y drenaje transversal del camino agrícola entre La Cañada y El Herradón.
- Colmatación y aterramiento del sector de desembocadura del arroyo de la Gaznata al embalse de El Burguillo (Puente Gaznata) como consecuencia del depósito de restos arrastrados; la naturaleza fundamentalmente orgánica de los flotantes (ramas y troncos vegetales y ganado) conllevó una incipiente eutrofización de las aguas que precisó el rápido dragado de este sector.
- Daños en las conducciones de agua desde la presa de Santa Cruz de Pinares hacia San Bartolomé de Pinares y El Herradón.

Otros daños de diversa consideración se registraron en: la estación de abastecimiento de agua de La Cañada en el arroyo del Meadero; los puentes (funcional y abandonado) de la comarcal La Cañada-Cebreros (PK 8-9) sobre el mismo arroyo; puente de la N-110 sobre el arroyo Cortos (PK 245); construcciones y puentes (romano) próximos al arroyo Cortos en Berrocalejo de Aragona; los terraplenes y viaductos de cinco tramos del ferrocarril Villalba-Ávila en el Alto de Valdelavía y en Tornadizos de Ávila (sobre el arroyo de las Navas en Guimorcondo; PK 104-111); deterioro del firme, cunetas y barreras quitamiedos de la carretera CL-505, con obstrucción de drenajes transversales; aterramiento de la instalación de abastecimiento de agua sita en la cabecera del arroyo de la Gaznata y La Herrén de Gracia; desbordamiento por coronación del embalse de La Herrén de Gracia; pequeñas explotaciones hortícolas (patatas, pimientos, cebollas...) de las márgenes de los arroyos Gaznata, Ciervos y Cortos; cercados de fincas; caminos forestales y de concentración parcelaria; etc.

Hasta tal punto alcanzaron los daños, que los ayuntamientos afectados, la Junta de Castilla y León y la Subdelegación de Gobierno en la comunidad, solicitaron a los pocos días de la catástrofe, la declaración de zona catastrófica.

**** Aspectos meteorológicos***

Para el análisis de la situación meteorológica a diferentes escalas espaciales y el seguimiento evolutivo en el tiempo de los fenómenos causantes de la precipitación, se utilizan las bases de datos procedentes del Instituto Nacional de Meteorología (CMT de Madrid y Castilla-La Mancha, y CMT de Castilla y León):

- Red de Rádares Meteorológicos (RERAM) del Sistema Integrado de Vigilancia Meteorológica (SIVIM); imágenes matriciales de los volúmenes operativos acumulados del Radar de Madrid; situado en el sur de la provincia de Madrid (Torrejón de Velasco; latitud 40º 11´ N, longitud 3º 43' W, altitud 722 msnm), trabaja en banda C con un ancho de haz de 0.9º (20 elevaciones con 12 CAPPIs), y cubre un área circular de radio aproximado de 240 km con una resolución espacial de 2 x 2 km y temporal de 10 minutos; se adquirieron las acumulaciones horarias correspondientes a las 19, 20, 21, 22 y 23 z (entre las 16 y las 21 h, hora local), del 1 de septiembre en formato *.GIF.
- Banco de Datos Zonal de Castilla y León, y Banco Nacional de Datos Climáticos (BNDC); datos de precipitación diaria y meteoro observado de las estaciones pluviométricas convencionales de la Red Nacional de Observatorios Meteorológicos funcionales más proximas, y los meses de agosto y septiembre de 1999.

03326	Presa de El Burguillo (septiembre no disponible)
03328	El Tiemblo
03336E	Navas del Marqués "Fábrica de resinas"

- Red de Estaciones Automáticas (REMAS) del SIVIM; datos de precipitación y vientos diezminutales de la estación automática de Ávila "Observatorio", correspondientes a los días 1 y 2 de septiembre completos.
- Boletines Meteorológicos Diarios; recogen datos de las redes sinópticas de superficie y altura, reflejados en mapas de análisis de la presión en superficie y topografías de las superficies isobáricas de 300, 500, 700 y 850 hPa a distintas horas (0000, 0600, 1200 y 1800 TMG); se manejaron los BMD correspondientes a los días 1 y 2 de septiembre (números 244 y 245) de 1999.

Adicionalmente se trataron de utilizar datos procecentes del pluvionivógrafo PN-38 (término municipal de las Navas del Marqués), perteneciente al Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Cuenca del Tajo, en proceso de instalación. Sin embargo, los datos correspondientes al mes de septiembre fueron tomados y seguidamente borrados durante el proceso de calibración del instrumental, lo que hizo imposible su recuperación.

- Evolución a escala sinóptica

La situación meteorológica en Europa Occidental durante la tarde del martes 31 de agosto de 1999, reflejada en el mapa isobárico de superficie de las 18 h TMG, muestra la presencia de un centro de bajas presiones profundo (980 hPa) asociado a varios frentes cálidos, fríos y ocluidos sobre Islandia, las islas Británicas y la península Escandinava; otro centro de bajas presiones relativas (1008 hPa) se situaba sobre el Sáhara y el Atlas; entre ambos, un centro de altas presiones (1024 hPa) situado sobre las islas Azores intercala una cuña anticiclónica que ocupa el golfo de Vizcaya y Centroeuropa.

La mayor parte de la península Ibérica se sitúa bajo el influjo de una baja presión relativa (1012 hPa) que comienza a excindirse de la baja norteafricana. Esta baja relativa es de origen térmico, evolución diurna y escaso desarrollo vertical, típica del calentamiento estival; en altura parecía corresponder con una baja no muy marcada (60 m de diferencia en la topografía de 500 hPa) desprendida sobre el noroeste peninsular, con temperaturas de -12º C. En esta situación, el cielo estuvo parcialmente nuboso sobre la Península, y no se produjeron apenas precipitaciones, salvo algunos episodios de carácter tormentoso sobre el Sistema Ibérico (32 l/m^2 en Teruel).

Al día siguiente, miércoles 1 de septiembre, la situación meteorológica era semejante, si bien la cuña anticiclónica atlántica había penetrado más hacia el noreste, constriñiendo las bajas presiones atlánticas hacia sectores más septentrionales. La baja sahariana seguía activa y con posibilidad de ampliar su campo de acción hacia el noroeste. La baja relativa ibérica estaba totalmente individualizada de ella y ubicada sobre el centro peninsular, con un notable desarrollo vertical, como se desprende de las topografías de 500 y 300 hPa, donde aparece netamente definida sobre el centro-oeste peninsular; a esta altura, próxima a los 9.500 m, se registran vientos geostróficos de componente oeste-noroeste. En esta situación, los cielos estuvieron parcialmente nubosos, pero proliferaron los fenómenos tormentosos en Galicia, Castilla y León, Castilla-La Mancha, Madrid, Murcia y Valencia, que llegaron a producir precipitaciones registradas en la red meteorológica sinóptica de hasta 58 mm en Valladolid capital, 26 mm en Salamanca y 24 mm en Guadalajara.

El jueves 2 de septiembre, la cuña anticiclónica centroeuropea cedió al paso de los frentes cálidos, fríos y ocluidos por las islas Británicas y la península Escandinava. Mientras la baja presión relativa que existía sobre la península Ibérica se había atenuado en superficie, desplazándose hacia el Mediterráneo, donde formó un frente frío atenuado en su contacto con el anticiclón centroeuropeo.

- Evolución a mesoescala

Tal y como se deduce de la situación sinóptica, el centro peninsular estuvo afectado durante buena parte del día 1 de septiembre por una baja presión desprendida, debida al estrangulamiento de una isobara (1012 hPa) desde la vaguada de elongación sahariana, dando lugar a un embolsamiento de aire frío o depresión fría en altitud. Dicha situación no se corresponde exactamente con la denominada "gota fría", puesto que aunque aparece una unidad cerrada en la topografía de 500 hPa (5820 m) y una isoterma de mínimas coincidente (-12 ºC), tiene correspondencia con una configuración depresionaria en superficie.

Sin embargo, la situación de baja presión desprendida del día 1 de septiembre también se asocia con inestabilidad atmosférica y, por tanto, con condiciones propicias para el desarrollo de precipitaciones intensas. Dicha inestabilidad se relaciona con el desarrollo de una zona de confluencia de pequeñas masas de aire relativamente cálido y húmedo (procedente de la costa) en el centro-oeste peninsular, y los movimientos convectivos ascendentes de este aire en el seno de la baja desprendida, con un importante gradiente térmico (16-20 ºC a 850 hPa y –12 ºC a 500 hPa).

En tales circunstancias se favoreció, a partir de mediodía del 1 de septiembre, la formación de diversos sistemas convectivos a mesoescala (SCMs) de dimensión decakilométrica a hectokilométrica, ubicados sobre el suroeste de Castilla y León y áreas centro-occidentales de Castilla-La Mancha. Destacan cuatro sistemas convectivos:

A) SCM de la Sierra de Ávila-La Moraña, elongado N-S y con una dimensión de unos 70 x 34 km; el máximo de precipitación (>16 l/m^2) se ubica sobre el Valle del Corneja.

V) SCM de La Vera, elongado NO-SE y con una dimensión de 47 x 22 km; el máximo de precipitación se sitúa sobre el río Tiétar.

T) SCM de Montes de Toledo, elongado SO-NE y con una dimensión de 82 x 59 km; con el máximo sobre Anchuras.

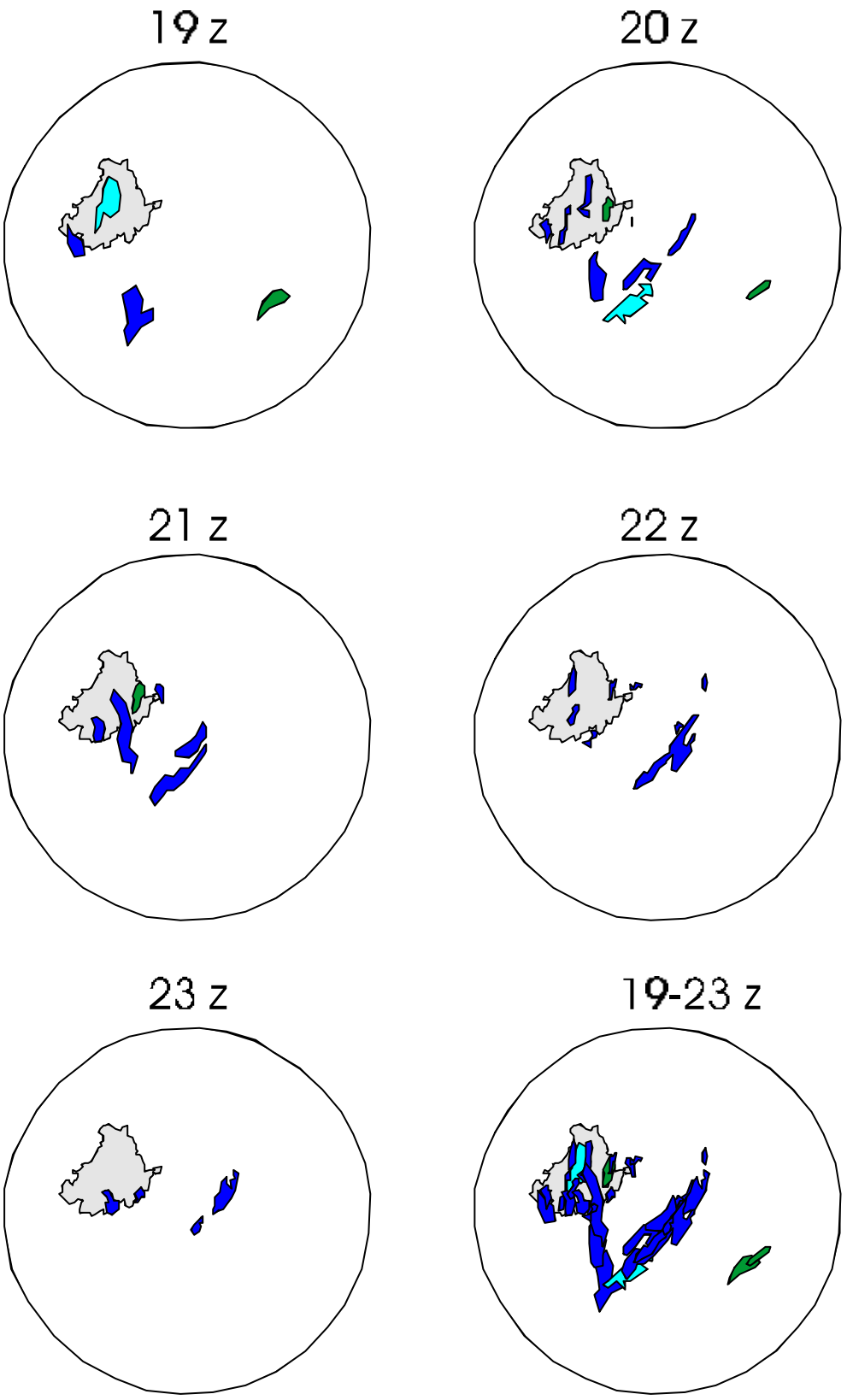
M) SCM de La Mancha Oriental, elongado SO-NE y con una dimensión de 34 x 13 km; el máximo de precipitación (>16 l/m^2) se sitúa sobre Campo Rus.

Dichos sistemas se mueven hacia el este a lo largo de la tarde empujados por vientos de altura (topografía de 300 hPa, a unos 9500 m), y se desmembran en diversas estructuras convectivas elongadas decakilométricas, como puede apreciarse en la sucesión de imágenes del Radar de Madrid entre las 19 y las 23 z:

- El SCM A se divide en dos estructuras convectivas, una de las cuales (A_1) se dirige hacia el sur cruzando las sierras de la Paramera y del Valle hasta el Valle del Tiétar; la otra (A_2) se dirige sin solución de continuidad hacia el este (ligeramente suroeste), pasando sobre la Cuerda de Polvisos y la sierra de Ojos Albos.

- El SCM V se dirige hacia el norte, atravesando el Macizo Central de la sierra de Gredos y situándose sobre la comarca del Barco de Ávila.

Figura 14.31. Secuencia evolutiva de los núcleos convectivos identificados en las imágenes del rádar meteorológico de Madrid en la tarde del 1 de septiembre de 1999. Círculos, área de cobertura del rádar; perímetro sombreado, provincia de Ávila.



- El SCM T se divide en dos estructuras convectivas, una de las cuales (T_1) se dirige hacia el norte atravesando la comarca de La Jara hasta el sur de la provincia de Ávila; la otra (T_2) se dirige en dirección noreste siguiendo el valle del río Tajo y discurriendo sobre Toledo y Aranjuez, para acabar sobre el valle del Tajuña.

- El SCM M avanza ligeramente hacia el noreste, alcanzando el sector de Alarcón.

Algunos de estos núcleos se desintegran y terminan desapareciendo, mientras que otros se estabilizan durante los recorridos en situaciones cuasi-estacionarias (estacionamiento durante una o dos horas), produciendo intensas precipitaciones concentradas espacio-temporalmente. Entre estos últimos se encuentra un núcleo convectivo asociado a la estructura A_2 que se estabilizó sobre el sureste de la provincia de Ávila (macizo de La Cañada), en adelante núcleo convectivo de La Cañada, al que se vinculan las precipitaciones objeto del presente estudio.

- El núcleo convectivo de La Cañada

Como ocurre en la mayor parte de las avenidas de carácter repentino (*flash flood*) las precipitaciones causantes se asocian a la formación de un sistema convectivo de carácter cuasi-estacionario.

Durante la tarde del día 1 de septiembre, el núcleo convectivo de La Cañada, probablemente asociado al SCM de la Sierra de Ávila-La Moraña, comienza a hacerse patente en la imagen de acumulación rádar de las 20z (en la imagen de las 19z no se aprecian precipitaciones en esta zona), formando una estructura discoidal elongada N-S (ligeramente NNE-SSO) de unos 30 x 10 km de tamaño. Este núcleo permanece cuasi-estacionario a lo largo de casi dos horas, ya que en la imagen correspondiente a las 21z presenta idéntica posición y disposición, aunque con una ligera elongación hacia el norte de unos 10 km; esta estabilización se puede relacionar con la barrera orográfica que suponen las sierras de Malagón (Cuerda de Polvisos y macizo de La Cañada) y Ojos Albos a la circulación de la estructura convectiva hacia el este. En las sucesivas imágenes se disgrega en microcélulas convectivas de escasa actividad que ocupan los sectores más septentrionales (imagen radar 22z) o meridionales (imagen radar 23z) del antiguo núcleo.

Aunque irregular en detalle, podría reconocerse una tendencia concéntrica en la distribución de las precipitaciones producidas por el núcleo convectivo de La Cañada, tanto en la imagen radar acumulada de las 20z como de las 21z: un anillo exterior presentó intensidades horarias inferiores a 4 mm/h, abarcando las localidades de Aldeavieja, Mediana de Voltoya y Sta. Cruz de Pinares; un segundo anillo, con intensidades entre 4 y 8 mm/h, incluiría las localidades de El Herradón, San Bartolomé de Pinares y la estación de Navalgrande; el tercer anillo, con intensidades entre 8 y 16 mm/h, comprendería el Alto de Valdelavía; el sector central del núcleo, de apenas 8 x 2 km (12,5 km^2) y con intensidades superiores a 16 mm/h, tan sólo comprende la localidad de La Cañada.

De lo anterior se deduce que las precipitaciones más intensas estuvieron muy concentradas espacialmente, abarcando desde la vertiente septentrional del alto de Valdihuelo (1528 msnm) hasta el sur de La Cañada, y con las máximas en las cabeceras de los arroyos Ciervos (Peña Luenga y Zarandilla), Gaznata (Valdespino, Majada Honda y La Herrén de Gracia) y Meadero.

Figura 14.32. Trayectorias de los núcleos convectivos de la Figura 14.31, con indicación de los puntos de detención superior a 2 horas. A, esquema con representación de los núcleos convectivos; B, esquema simplificado.

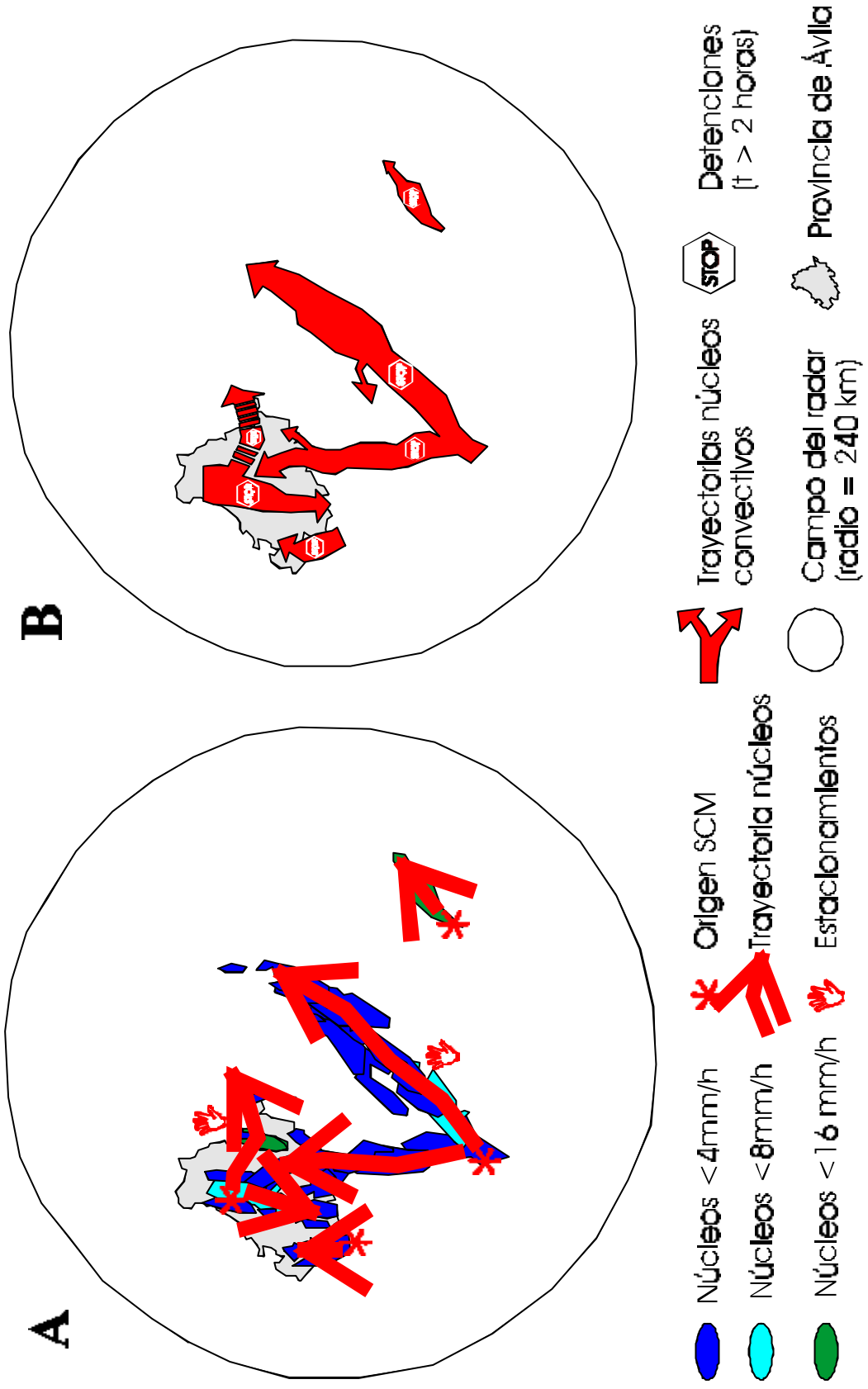


Figura 14.33. Secuencia evolutiva del núcleo convectivo de La Cañada en la tarde del 1 de septiembre de 1999.

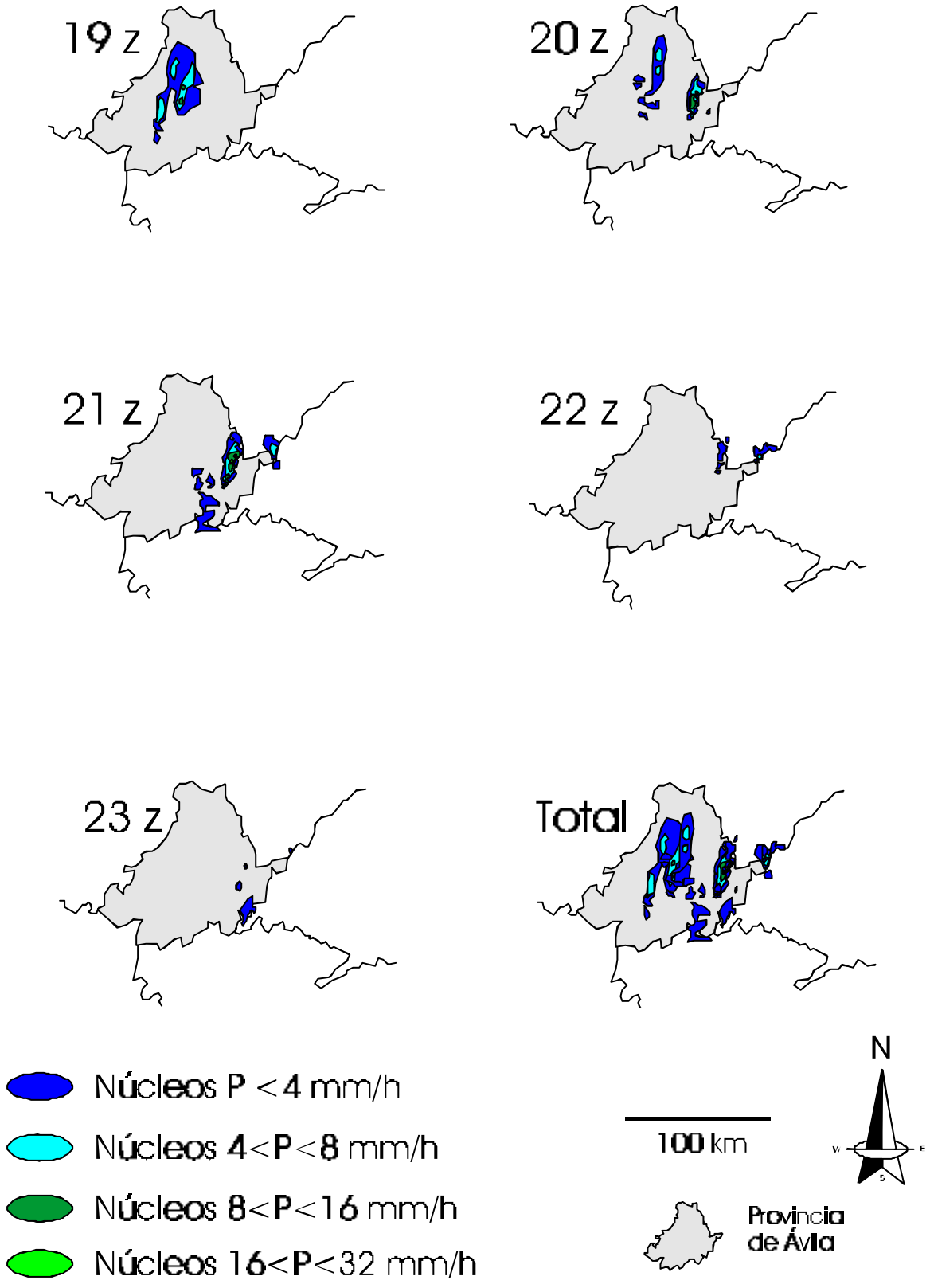
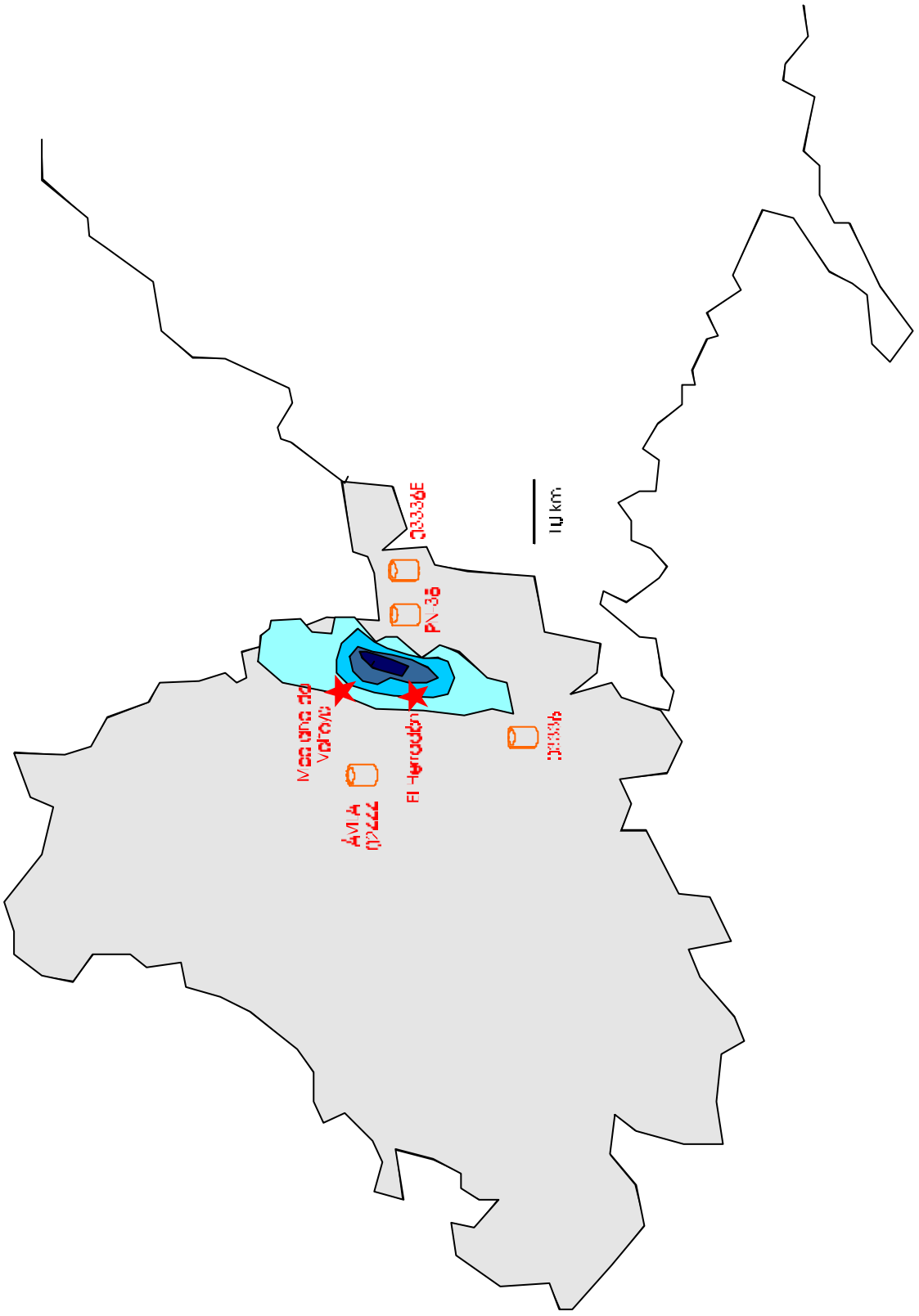


Figura 14.34. El núcleo convectivo de La Cañada y su precipitación acumulada a lo largo de la tarde-noche del 1 de septiembre de 1999. Situación de los pluviómetros más cercanos.



- Registros de precipitación en áreas próximas

No se dispone de ningún pluviómetro que registrara las precipitaciones del sector afectado por el núcleo convectivo de La Cañada, ya que los existentes otrora en estaciones meteorológicas del INM sitas en San Bartolomé de Pinares (03332), Navalperal de Pinares (03337) y Urraca Miguel "Dehesa de Ciervos" (02486U), fueron clausurados en 1967, 1995 y 1987, respectivamente.

Por ello, deberemos conformarnos con estudiar las precipitaciones registradas en pluviómetros próximos que, aunque escasamente representativos, son junto con la restitución de los datos del radar los únicos datos cuantitativos disponibles (Tabla 14.50)

Tabla 14.50. Valores de precipitación y meteoro registrados en estaciones meteorológicas próximas a El Herradón, durante los días 1 y 2 de septiembre de 1999.

INDICATIVO	ESTACIÓN	*Miércoles 1 de septiembre*		**Jueves 2 de septiembre**	
		P (mm)	Meteoro	P (mm)	Meteoro
02444	Ávila	7,3	Lluvia		
03336E	N. Marqués			17,6	Tormentas
03328	El Tiemblo	13,6	Lluvia		

Además se dispone de los datos diezminutales de precipitación de la estación automática de Ávila "Observatorio" (02444), que permiten reconstruir el hietograma. De donde se deduce que la intensidad máxima de lluvia del día 1 de septiembre en Ávila fue de 15,6 mm/h y se registró a las 16.55 h, y que la escasa precipitación de la tarde-noche se repartió casi por igual en los intervalos horarios 13-18 h (3,5 mm) y 18-24 h (3,8 mm).

* PRECIPITACIONES INTENSAS PROBABLES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS PRÓXIMAS

Se han realizado análisis estadísticos sobre las series anuales de precipitaciones máximas diarias correspondientes a las estaciones meteorológicas más próximas con registros estadísticamente representativos. Para ello se han calculado las frecuencias muestrales empleando la fórmula de Gringorten y ajustado funciones de distribución de frecuencias de tipo SQRT-ET_{max}, con estimación de parámetros mediante máxima verosimilitud. Los cuantiles resultantes para las precipitaciones máximas diarias (mm) en distintos periodos de retorno (T, en años) se recogen en la Tabla 14.51.

Tabla 14.51. Valores de precipitación máxima diaria calculados para diferentes periodos de retorno y distintas estaciones meteorológicas próximas a El Herradón.

Estación / T	**2**	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**500**	**1000**
Ávila	26	38	46	58	67	*77*	*103*	*115*
Navalperal	57	76	91	*111*	*127*	*144*	*187*	**207**
Burgomillodo	57	78	94	*116*	*134*	*153*	**201**	**222**
El Tiemblo	53	72	87	106	121	*138*	*180*	*199*
Navas del M.	49	63	72	86	97	*108*	*137*	*150*
Burgohondo	50	72	87	*110*	*127*	*147*	*194*	**216**
Navaluenga	85	*133*	*170*	**222**	**265**	**312**	**432**	**490**
Navalmoral	33	47	57	71	82	94	*124*	*139*

Aunque los valores presentan una alta variabilidad, como consecuencia de la diversidad de situaciones geográficas de las estaciones y las particularidades meteorológicas asociadas, parece observarse una cierta correspondencia entre valores de 100 a 200 mm (cursiva) con periodos de retorno de 100 a 500 años, y precipitaciones superiores a 200 mm (negrita) con periodos de retorno entre 500 y 1000 años. Esta circunstancia podría correlacionarse con la evidencia física de permanencia (sin daños conocidos) del drenaje transversal del arroyo de Majada Honda bajo el ferrocarril desde la construcción de éste, a mediados del siglo XIX.

**** Estudio hidrológico-hidráulico***

Debido a la citada limitación de los datos hidrometeorológicos disponibles y a que ninguna de las corrientes afectadas por las crecidas presenta estaciones de aforo, el análisis hidrológico del evento debe hacerse infiriendo caudales circulantes a partir de marcas de nivel y estimando los tiempos base del hidrograma a partir de volúmenes represados.

Efectivamente, entre las corrientes fluviales afectadas por la crecida únicamente el río Voltoya tiene una estación de aforos próxima (en el término municipal de Mediana de Voltoya), no siendo significativa puesto que sus tributarios más crecidos en ese evento (arroyos Cortos y Ciervos) desembocan al río aguas abajo de la misma; además, dicha estación tiene establecida una presa aguas arriba (embalse del Voltoya) que modifica (normalmente lamina) los picos de crecida registrados. La Tabla 14.52 recoge los resultados del análisis estadístico (ajuste a la función de distribución Gumbel) realizado por la propia CHD a partir de los datos de caudales máximos instantáneos y máximos diarios de esta estación.

Tabla 14.52. Valores de caudal correspondientes a diferentes periodos de retorno para la estación de aforos de Mediana de Voltoya (extracto del Anuario de Aforos).

Periodo de retorno (años)	**Caudal (m^3/s)**
25	58,55
100	78,46
500	101,38

En la cuenca del Alberche, el arroyo de la Gaznata desemboca al embalse de El Burguillo, donde existe una estación de aforos, pero en la que se recogen sin distinción caudales del propio río Alberche, del Valle de Iruelas y de otros afluentes (arroyo de la Yerma); con ello no se puede individualizar cuáles son los caudales correspondientes al propio arroyo de la Gaznata.

- Cálculo hidráulico de caudales de crecida

Se seleccionaron entre los arroyos que habían sufrido crecidas aquellas corrientes que cumplían las siguientes características:

- Cuencas hidrográficas pequeñas en las que la restitución de precipitaciones a partir de los caudales estimados resultase verosímil por su escasa complejidad fisiográfica (pendientes, vegetación, suelos y usos uniformes).
- Tramos de cabecera donde se pudieron producir las mayores intensidades de precipitación y no sean transcendentales los efectos de propagación de la onda de crecida, de compleja modelización en torrentes de montaña.
- Lugares que sean significativos por los daños económicos asociados o por la magnitud de los efectos geomorfológicos registrados.

Dichas características las cumplían básicamente las cuencas de dos corrientes:

1) *Arroyo de La Herrén de Gracia*; afluente del arroyo de la Gaznata por su margen derecha, presenta una cuenca subrectangular elongada N-S, con tan sólo 0,75 km^2; su corriente principal, con 1,2 km de longitud y pendiente de 0,106, contribuyó al volumen represado tras el colmatado drenaje transversal de la CL-505.

2) *Arroyo de Majada Honda*; afluente del arroyo de Valdespino y, a su vez del arroyo de la Gaznata, también presenta una cuenca cuadrangular; hacia la mitad de su recorrido, tras 1,4 km (cuenca de 1,08 km^2) demolió a lo largo de casi 200 metros el terraplén del ferrocarril.





Fotografías 14.86 y 14.87. Corrientes seleccionadas para el estudio hidrológico-hidráulico: arroyo de la Herrén de Gracia (izquierda) y arroyo de Majada Honda (derecha).

En cada uno de los cauces de ambos arroyos se establecieron secciones transversales, perpendiculares a la dirección principal del flujo, seriadas y aproximadamente equiespaciadas a lo largo del perfil longitudinal. Los tramos seleccionados para establecer las secciones fueron aquéllos en los cuales se hubiesen registrado durante la crecida fenómenos hidráulicos que, como el resalto, puedan servir de secciones de control por haber registrado profundidades críticas.

Para ello, se inspecionaron visualmente las márgenes de ambos torrentes con objeto de localizar marcas de nivel que trazasen formas sigmoidales características del resalto hidráulico. En el caso del arroyo de La Herrén de Gracia el tramo seleccionado correspondió al sector inmediatamente aguas arriba de su desembocadura al arroyo de la Gaznata; para el arroyo de Majada Honda, se seleccionó un sector intermedio de su curso, inmediatamente aguas arriba de su afección a los terraplenes del ferrocarril, para evitar la interferencia de dicho fenómeno.



Fotografía 14.88. Banco de orilla erosivo del arroyo de La Herrén de Gracia, donde se aprecia el perfil sigmoidal correspondiente al resalto hidráulico de la lámina de agua.

En cada sector se realizaron topografías de detalle de las secciones transversales del canal en su máximo nivel de crecida empleando combinadamente diversas cintas métricas (de 50, 20, 3 y 2 m de longitud). También se tomaron diversos datos sobre el trazado y la pendiente longitudinal del lecho del canal (talweg) empleando brújula y clinómetro con precisión de medio grado.

A los datos obtenidos se aplicó un modelo hidráulico elemental en el que se supone una circulación en régimen uniforme, estimando los caudales por la fórmula de Manning. Como era de suponer, en estas condiciones torrenciales esta suposición es inadmisible puesto que el régimen es variable y variado, resultando caudales de lo más inverosímil en secciones consecutivas de un mismo sector (Tablas 14.53 y 14.54).

Tabla 14.53. Parámetros básicos y valores de caudal punta para secciones del arroyo de La Herrén de Gracia, calculados mediante la ecuación de Manning.

Sección	Área (m^2)	Perímetro Mojado	Radio Hidráulico	n de Manning	Pendiente	Velocidad (m/s)	Caudal (m^3/s)
A	9,5	13,25	0,72	0,04	0,30	10,97	104,21
B	18,35	17,00	1,08	0,04	0,26	13,41	246,14
C	15,47	14,50	1,07	0,04	0,31	14,53	224,83
D	10,06	9,25	1,09	0,04	0,07	7,00	70,37

Tabla 14.54. Parámetros básicos y valores de caudal punta para secciones del arroyo de Majada Honda, calculados mediante la ecuación de Manning.

Sección	Área (m^2)	Perímetro mojado	Radio Hidráulico	n de Manning	Pendiente	Velocidad (m/s)	Caudal (m^3/s)
A	5,15	7,25	0,71	0,04	0,03	3,45	17,75
B	11,3	11,12	1,02	0,04	0,03	4,38	49,46
C	11,5	12,75	0,90	0,04	0,26	11,90	136,85
D	6,9	9,25	0,75	0,04	0,1	6,50	44,87
E	9,9	9,00	1,10	0,04	0,41	17,06	168,87
F	13,9	12,00	1,16	0,04	0,53	20,07	279,03

Algo más ajustados son los resultados obtenidos por la fórmula simplificada aplicable a secciones donde se han registrado alturas críticas por existir resaltos hidráulicos (Tablas 14.55 y 14.56).

Tabla 14.55. Parámetros básicos y valores de caudal crítico para secciones del arroyo de La Herrén de Gracia, calculados mediante la ecuación de caudales y profundidades críticas.

Sección	Área (m^2)	Anchura (m)	Caudal crítico (m^3/s)
B	18,35	15,05	63,43
C	15,47	11,45	56,29

Tabla 14.56. Parámetros básicos y valores de caudal crítico para secciones del arroyo de Majada Honda, calculados mediante la ecuación de caudales y profundidades críticas.

Sección	Área (m^2)	Anchura (m)	Caudal crítico (m^3/s)
B	11,3	7,97	42,12
E	9,9	7,56	35,47

Como consecuencia, y ante la imposibilidad de hacer modelizaciones en régimen gradualmente variado, se tomarán como caudales punta circulantes por dichos arroyos 60 m^3/s para La Herrén de Gracia y 38 m^3/s para Majada Honda.

- Estimación hidrológica de precipitaciones causantes de la avenida

A partir de los caudales punta calculados para las subcuencas, es posible estimar los volúmenes de precipitación necesarios para generarlos. Para ello, dado que se hará de forma simplificada, se utilizará el método racional modificado por Témez en 1991 (considerando coeficiente de uniformidad y factor reductor de área).

Un supuesto básico parte de considerar un coeficiente de escorrentía de la unidad para ambas cuencas, asumiendo por tanto que la infiltración, evaporación y encharcamiento fueron nulos. Esta hipótesis no es descabellada, ya que:

- Los suelos son muy delgados, escasamente desarrollados (entisoles a cambisoles), arcillosos y bastante impermeables.
- El substrato bajo el suelo es impermeable (granitoides), sólo teniendo permeabilidad por fisuración en zonas con intenso diaclasado, o por porosidad en sectores arenizados.
- El uso mayoritariamente ganadero (vacuno) ha producido una importante compactación e impermeabilización de los niveles más superficiales del suelo (Foto X110).
- La intensa deforestación histórica hace que el estrato predominante sea herbáceo o arbustivo, careciendo las cuencas de intercepción por el estrato arbóreo.
- El carácter repentino de la precipitación hizo reducir notablemente la posibilidad de infiltración y evapotranspiración.
- Las pendientes notables en la mayor parte de las vertientes permiten suponer insignificante el encharcamiento superficial.

Los resultados de intensidad de precipitación calculados para un tiempo equivalente al tiempo de concentración, ofrecen valores de 277 mm/h para La Herrén de Gracia (Tc = 0,53 h) y 122,52 mm/h para Majada Honda (Tc = 0,66 h). De no considerarse la hipótesis de C =1, estos valores se verían notablemente incrementados.

Figura 14.35. Perfil morfométrico longitudinal y secciones transversales realizadas en el arroyo de La Herrén de Gracia.

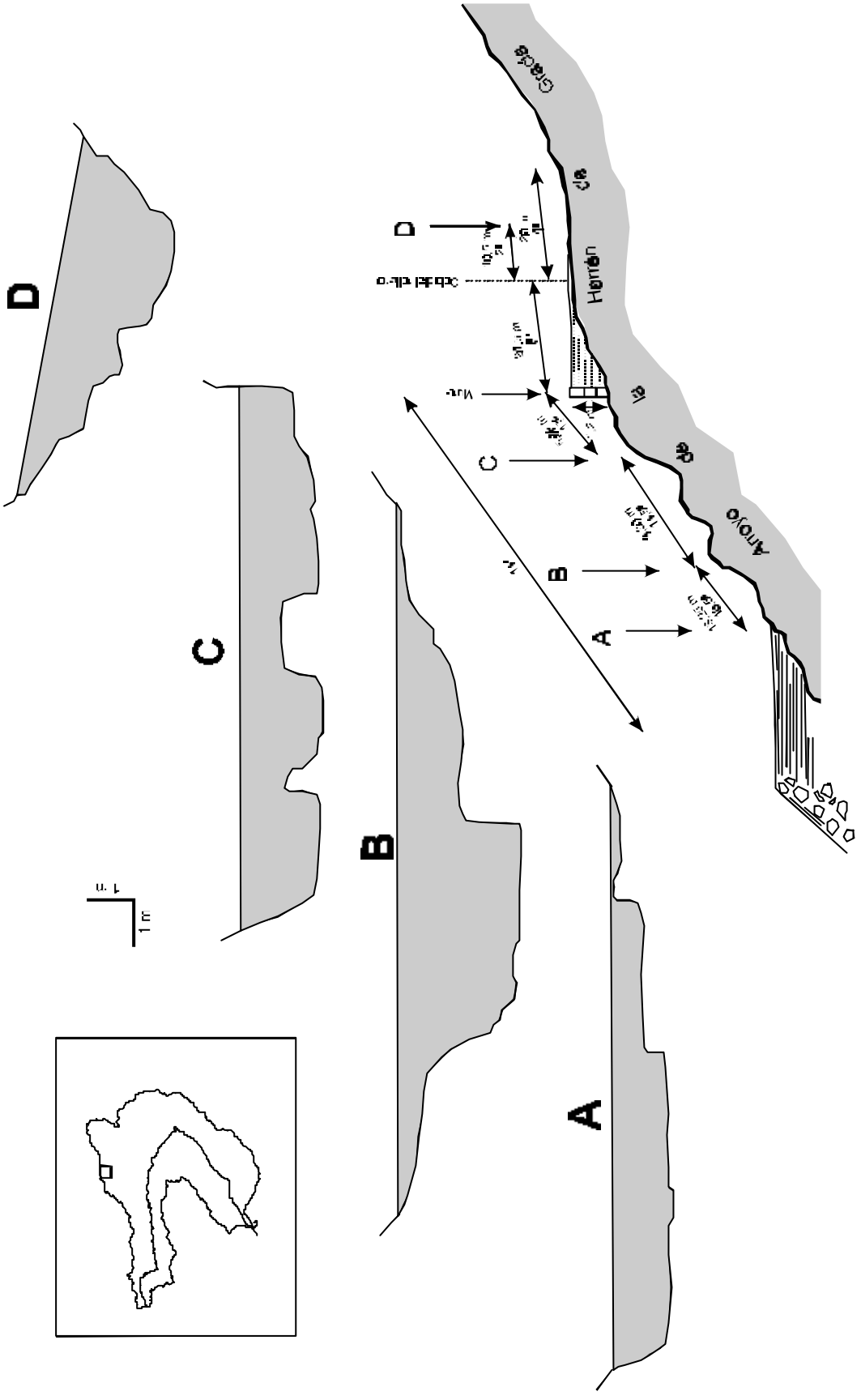
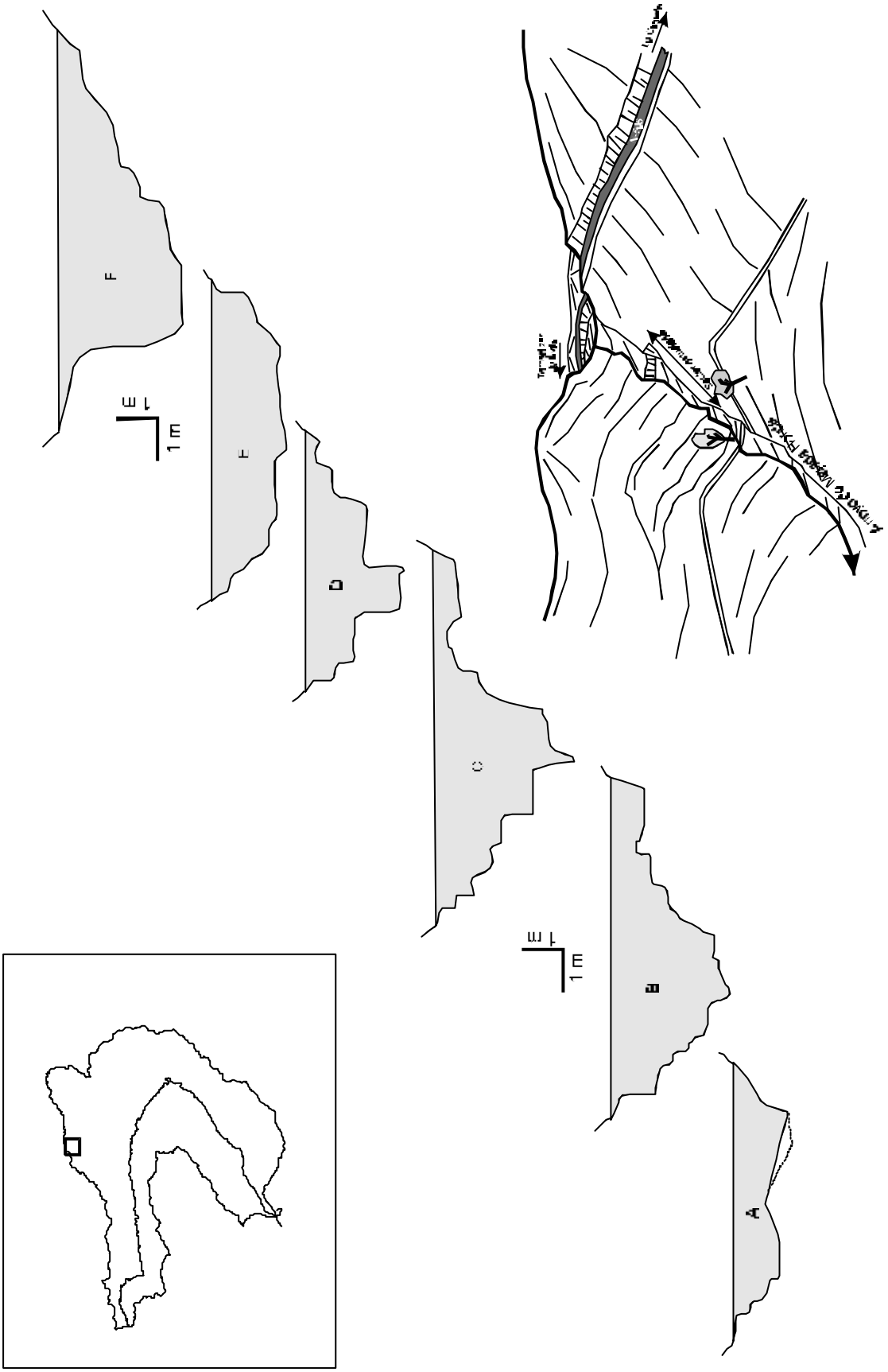


Figura 14.36. Perfil morfométrico longitudinal y secciones transversales realizadas en el arroyo de Majada Honda.



- Estimación de la duración de la crecida

Ante la falta de hidrogramas o limnigramas registrados en estaciones de aforos, la única posibilidad para conocer algunos parámetros básicos del hidrograma, como el tiempo base de la crecida, parten de estimar el volumen del hidrograma y suponer su forma triangular simple.

La evaluación del volumen del hidrograma es compleja, pero la solución adoptada fue estimar el volumen embalsado en un represamiento de una de las corrientes. El embalse de El Burguillo no es válido por haber recibido diversas corrientes crecidas, pero sí el represamiento producido como consecuencia del taponamiento en el drenaje transversal del arroyo de la Gaznata bajo la carretera CL-505. En este punto, la acumulación de restos vegetales produjo en un determinado momento la obturación de la conducción cilíndrica bajo el terraplén de la carretera, formando un embalse del agua procedente del arroyo de la Gaznata y La Herrén de Gracia; el nivel del agua no llegó a desbordar por coronación (firme de la carretera) por apenas unos metros. Se considera que el taponamiento del drenaje fue instantáneo y hermético, porque de otra forma sería compleja la modelización.





Fotografías 14.88 y 14.89. Represamiento del arroyo de la Gaznata producido por el efecto barrera de la carretera CL-505, de drenaje transversal insuficiente para desaguar la avenida relámpago.

Por lo tanto, y de cara a la cubicación del volumen embalsado se realizaron topografías de detalle empleando cintas métricas, brújula y clinómetro, perimetrando la superficie marcada por las marcas de nivel de elementos flotantes y depósitos detríticos que quedaron en las márgenes de la lámina de agua embalsada. Una vez topografiado se cubicó el volumen asimilando un tronco de pirámide a la forma resultante, estimándose el agua acumulado en unos 40.120 m^3.

Considerando las características de la cuenca drenante hasta el área embalsada (subcuenca de la Gaznata hasta la CL-505), y aplicando el método racional modificado de Témez para diferentes valores de intensidad de precipitación en el tiempo de concentración, los caudales resultantes se recogen en la Tabla 14.57.

Figura 14.37. Medidas morfométricas para la modelización y cubicación del embalsamiento producido en el drenaje transversal de la carretera con el arroyo de La Gaznata.

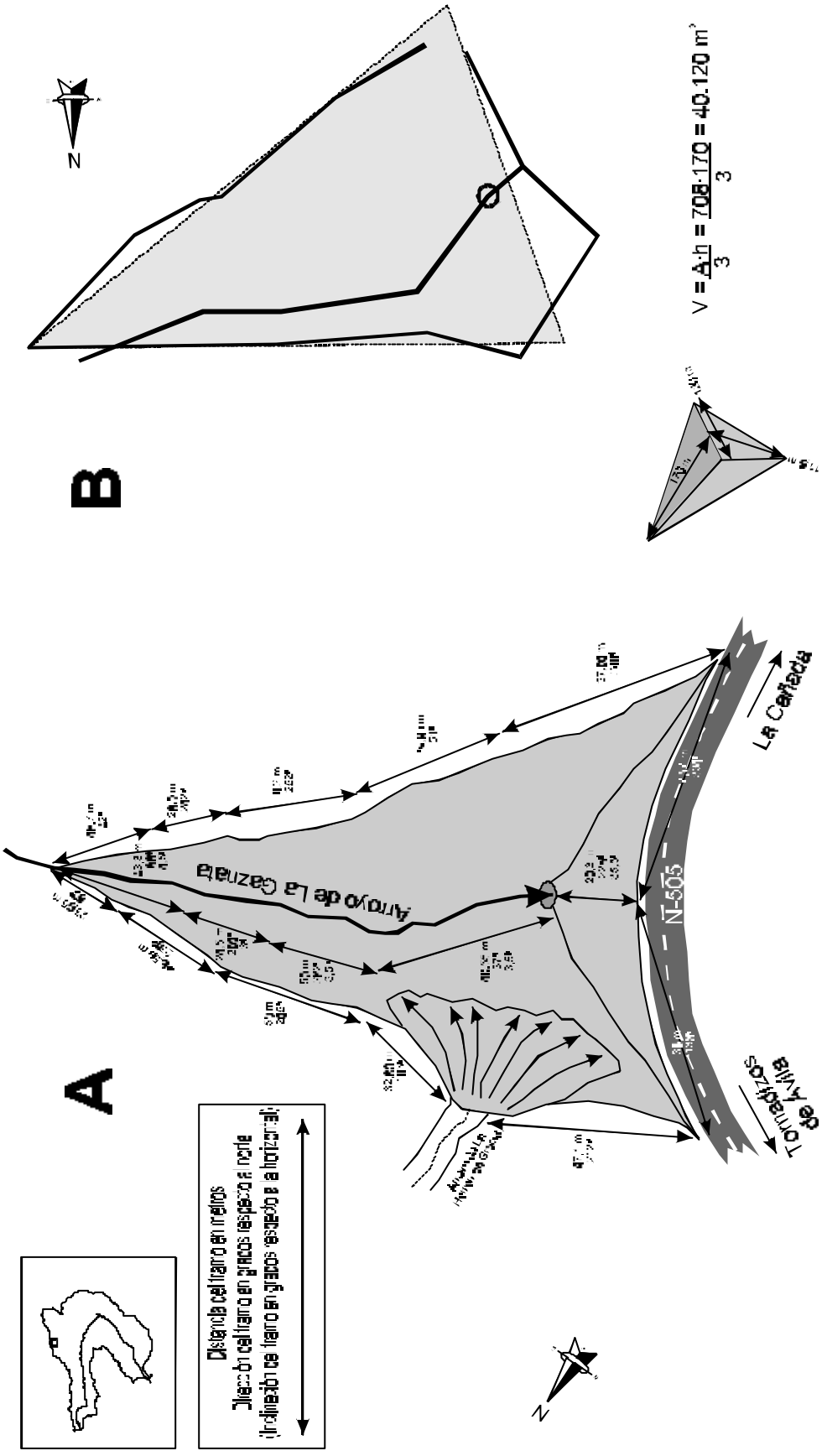


Tabla 14.57. Caudales punta estimados mediante el método racional modificado de Témez para diferentes hipótesis de intensidad de precipitación.

Intensidad de precipitación en Tc (mm/h) considerada	Caudal punta (m^3/s)
Majada Honda (122,52)	84,64
La Herrén de Gracia (277,00)	191,36
Media estimada (150,00)	103,63

Repartiendo el volumen embalsado entre estos caudales punta, supuesto un hidrograma triangular simétrico, los tiempos base de la crecida resultantes se recogen en la Tabla 14.58.

Tabla 14.58. Tiempos base del hidrograma (supuesto triangular simétrico) obtenidos para distintas hipótesis de intensidades de precipitación.

Intensidad de precipitación en Tc (mm/h) considerada	Tiempo base (minutos)
Majada Honda (122,52)	15,80
La Herrén de Gracia (277,00)	6,99
Media estimada (150,00)	12,91

De donde se deduce que, en todo caso, el tiempo base de la crecida fue en todo caso inferior a 15 minutos, lo que apoya la hipótesis de la instantaneidad del fenómeno.

**** Estudio geomorfológico***

- Contexto geomorfológico de la garganta del arroyo de la Gaznata

La garganta de la Gaznata se sitúa a lo largo de un valle lineal asociado a una importante banda de fracturación cortical tardihercínica, la falla El Herradón-Casillas, con más de 30 km de desarrollo en dirección prácticamente norte-sur. Esta fractura, con movimientos relativos verticales limitados (y movimientos en dirección mal documentados) durante la orogenia alpina, y sus sistemas conjugados compartimentan la superficie poligénica de paramera, condicionando el encajamiento de la red de drenaje.

La superficie de paramera culminante (a cota entre 1400 y 1500 msnm) actúa como divisoria plana entre las cabeceras fluviales, y sólo destacan en ella relieves residuales subelipsoidales de tipo *monadnock*, relieves residuales lineales asociados a la presencia de diques y filones de rocas de menor erodibilidad ("sierros"), relieves graníticos de tipo berrocal y *tors* aislados, y mantos de meteorización, fundamentalmente en las zonas alejadas de la red de drenaje o en sectores afectados por intensa fracturación tardihercínica. Precisamente en las zonas de confluencia de dos o más fracturas y sus bandas de trituración asociadas se sitúan vaguadas o vagonadas (tipo nava) con rellenos de tipo aluvial-coluvial, donde se localizan manantiales que sirven de nacimiento a muchos de los arroyos. Estos arroyos inician un encajamiento importante cuando llegan al escarpe principal de uno de los valles principales.

La incisión de los principales cauces a favor de las bandas de trituración y meteorización asociadas a dichos sistemas de fracturas generó una red de patrón ortogonal (paralela a rectangular), que en su encajamiento iba exhumando laderas asociadas a fracturas y replanos

escalonados sobre los bloques (hombreras de superficies intermedias –1100 a 1200 msnm– y bajas –950 a 1050 msnm–). La disposición final recuerda un graben, aunque la diferencia de cotas entre los replanos no está motivada por desnivelación tectónica de los bloques, sino por encajamiento fluvial y desmantelamiento diferencial de mantos de meteorización.

El fondo de las gargantas principales está ocupado por una estrecha llanura de inundación (entre 18 y 110 m de anchura), por la que discurre el canal actual (encajado apenas 1,5 m), de patrón rectilíneo (a veces ligeramente meandriforme en una llanura arenosa con desarrollo de barras de meandro incipientes). A esta llanura llegan desde los escarpes de ladera materiales movilizados por fenómenos gravitacionales (desprendimientos y deslizamientos traslacionales) y periglaciares (gelifracción), que se combinan con los aluviones de arrastre del propio canal, generando una morfología de tipo *glacis*-terraza. Los afluentes laterales del arroyo de la Gaznata, al llegar a la llanura de la garganta, forman conos de deyección elongados aguas abajo. Tan sólo en localizaciones puntuales, donde el valle de la Gaznata se ensancha en confluencias con tributarios, existen depósitos aluviales elevados respecto a la llanura, a modo de incipientes sistemas de terrazas, cuyos depósitos se asocian más a aportes de ladera y tributarios (conos), que a posiciones precedentes del canal principal.

- Formas erosivas asociadas a la avenida instantánea

Como consecuencia del aumento de velocidades debida al incremento de caudales en secciones semejantes (al encontrarse constreñido el canal), se crean tensiones hídricas y fenómenos de cavitación que desarrollan formas erosivas, tanto en el propio cauce como en las márgenes. Simultáneamente, el aumento de la carga de sedimento transportado supone un mecanismo de aumento de las modalidades de abrasión y las formas asociadas. Las principales son:

- Escarpes o escalones de cabecera torrencial; consisten en morfologías erosivas subesféricas (“golpes de cuchara”) situadas en los fondos de vaguada y vagonadas de las laderas. Se generan a partir de pequeños movimientos gravitacionales (deslizamientos y flujos de suelo por subsaturación) y/o colapsos de conductos de sufusión (*piping*), y suelen coincidir con cambios de pendiente en el perfil longitudinal de la corriente fluvial, presencia de obstáculos (normalmente rocosos) y cambios en la composición, textura y estructura de los suelos infrayacentes. Parecen localizarse en puntos de la vaguada, en ocasiones correlacionables altitudinalmente a lo largo de una misma vertiente, en los que se alcanzan unos caudales umbral necesario para inciar el encajamiento en el lecho .





Fotografías 14.90 y 14.91. Escarpes y escalones en el perfil longitudinal de los torrentes afluentes, formados por efecto umbral.

- Escalones y pozas; por encajamiento en el lecho y desarrollo de sucesiones de pozas y vados, pozas a pie de cascada o pozas escalonadas.



Fotografía 14.92. Sucesión de escalones (cascadas) y pozas en un torrente afluente del arroyo de la Gaznata, formados durante la avenida relámpago.

- Bancos de orilla; escalones situados en ambas márgenes del canal de máximo flujo, y que evolucionan por erosión y zapado de la base del escarpe del escalón y pequeños movimientos gravitacionales (deslizamientos).
- Acanaladuras; formas longitudinales de incisión, tanto en suelos como en el substrato rocoso (aprovechando discontinuidades como diaclasas, diques o filones), con perfil transversal en V. Llevan asociadas otras múltiples microformas: pulidos y facetados, cavidades de arranque, marcas en flauta, microestrías y micromarmitas.





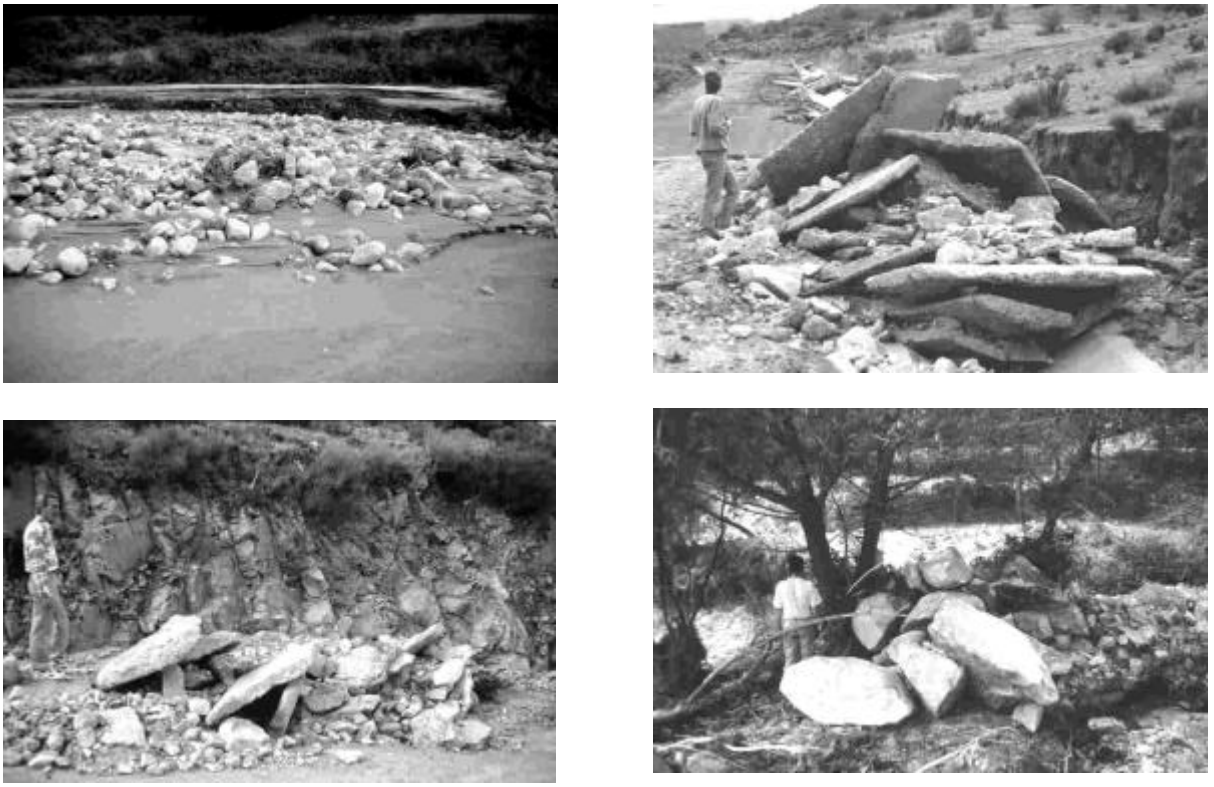
Fotografías 14.93 y 14.94. Acanaladuras y encajamientos verticales longitudinales en el arroyo de Majada Honda (izquierda) y la Herrén de Gracia (derecha).

- Sobreexcavaciones semilunares y marmitas de gigante; formas subesféricas o elipsoidales de incisión.

- Depósitos aluviales asociados a la avenida instantánea

Allí donde se producen disminuciones de velocidad de la corriente, bien por aumento de la sección (ensanchamientos o confluencias), por disminución de la pendiente longitudinal (rellanos), o por frenos a la corriente (desembocadura en lámina de agua, obstáculos naturales y/o artificiales ...), las corrientes depositan los materiales que transportan como carga. Los depósitos aluviales generados adoptan multitud de formas y estructuras, entre las que son características:

- Barras y bancos; acumulaciones husiformes de arenas, gravas, bloques (hasta un cuarto de metro cúbico) y limos en disposición lateral al canal (longitudinales y de meandro), media o diagonal (longitudinales o transversales) o asociadas a obstáculos (previas y de pendiente). Internamente presentan micro y mesoformas sedimentarias, como rizaduras, dunas y megarrizaduras, con cresta recta y ondulada. Cuando están compuestas de grandes bloques discoidales o planares (como paños de hormigón de cunetas), éstos se sitúan característicamente imbricados con matriz arenosa; granulometrías menores presentan características granoselecciones negativas.



Fotografías 14.95 a 14.98. Barras y mantos de bloques y gravas, con característica disposición imbricada. En ocasiones, los clastos movilizados por la corriente son planchas de hormigón de los paños de cunetas (arriba-derecha y abajo-izquierda).

- Diques naturales; recrecimientos de las márgenes del canal por acumulaciones longitudinales de arenas, gravas y bloques, tanto lineales como digitados (sobre la llanura de inundación).

- Mantos y láminas; acumulaciones tabulares o cuneiformes de arenas, limos, arcillas, restos orgánicos e incluso granizo, dispuestas sobre la llanura de inundación o adosadas a las márgenes del canal en ensanchamientos y represamientos. El posterior encajamiento de pequeños canales en el manto genera terracetas y pequeños bancos de orilla. Destacan los mantos de alternancias de arenas finas y restos orgánicos (Figura 14.38), y los bancos de acumulación de piedra de granizo (≈ 20 m^3), situados tras el represamiento de la carretera comarcal La Cañada-Cebreros (PK 8-9) al arroyo del Meadero (La Cañada).



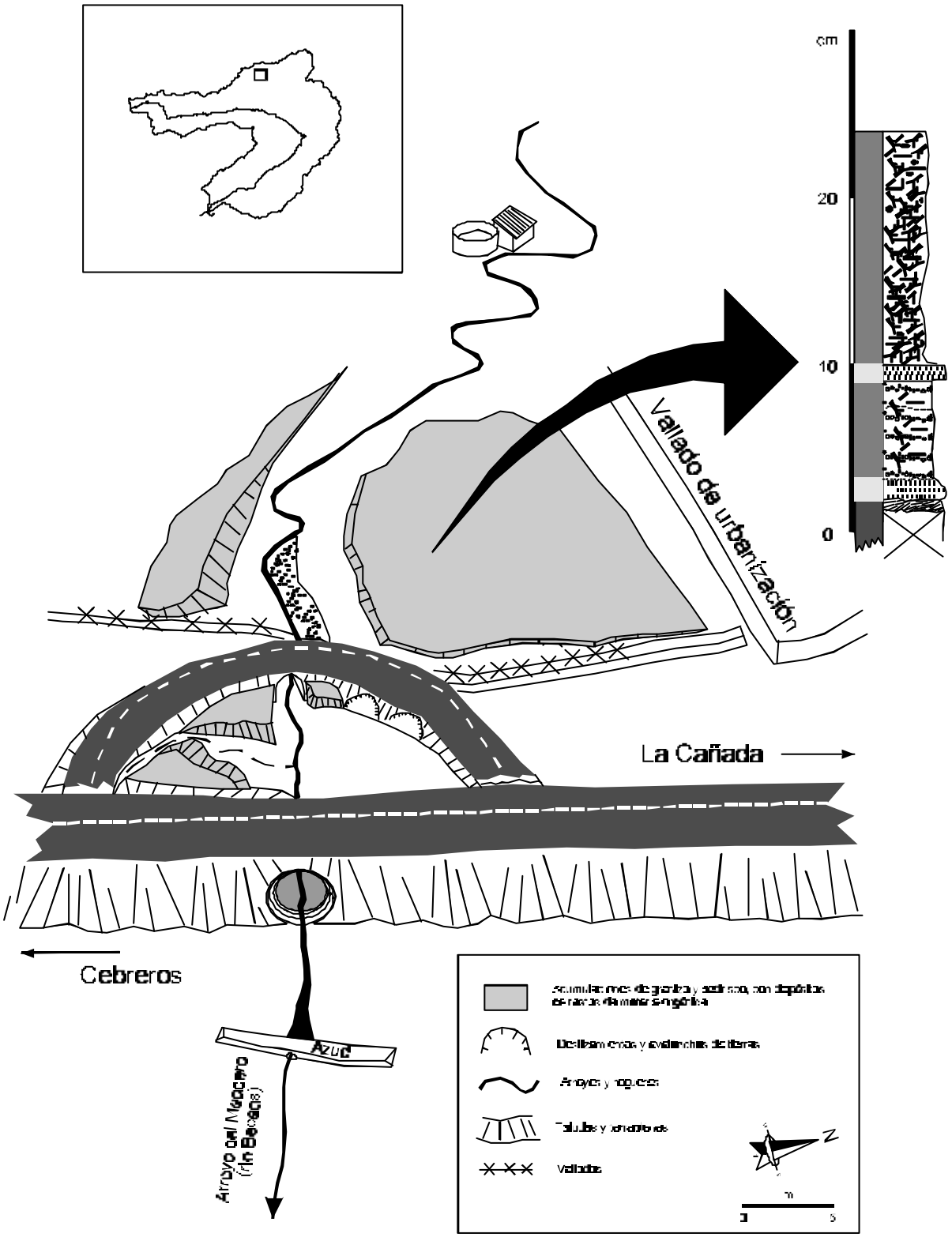






Fotografías 14.95 a 14.98. Láminas y mantos de restos orgánicos del represamiento del arroyo del Meadero por la carretera comarcal de La Cañada-Cebreros: vista general (14.95), banco de granizo de la orilla derecha (14.96) y detalle de las piedras de granizo (14.97 y 14.98).

Figura 14.38. Secuencias de acumulación de granizo tras un embalsamiento producido en las inmediaciones de La Cañada durante la avenida relámpago.







Fotografías 14.99 y 14.100. Manto de arenas finas y restos orgánicos de la margen izquierda del arroyo del Meadero: vista general (izquierda) y detalle de un perfil (derecha).

- Lóbulos, derrames y cordones; acumulaciones de arenas, gravas, limos y arcillas de morfología subtriangular (lobulada en abanico) o elongada, formadas por expansión del flujo en sectores de menor pendiente o mayor anchura (llanura de inundación). Cuando las granulometrías presentes son groseras (por ejemplo, balasto y bloques del pedraplén de la vía del ferrocarril donde se desmoronó), se encuentran ejemplos espectaculares de granoselecciones negativas.





Fotografías 14.101 y 14.102. Lóbulo de derrame de removilización del terraplén del ferrocarril por el arroyo de Majada Honda: vista general (izquierda) y detalle de la marcada granoselección negativa (derecha).

- Abanicos y conos; acumulaciones de forma lobulada subtriangular, en la confluencia de dos o más corrientes, o en la desembocadura de una corriente a una lámina estable (deltas de Gilbert). Destaca la presencia de abanicos de confluencia colgados, marcando el nivel de desembocadura a la lámina de agua correspondiente a la punta de caudal. El posterior encajamiento de los canales distribuidores tras el descenso del nivel de base generan un segundo abanico telescópico por removilización parcial o total del original.









Fotografías 14.103 a 14.106. Abanicos y conos de confluencia o desembocadura: colgados al nivel de estabilización de la corriente fluvial durante la avenida (izquierda); y elongados telescópicamente con el descenso del nivel (derecha).

- Otros procesos geomorfológicos asociados a la avenida instantánea

Durante la avenida instantánea se produjeron otros procesos fluviales, como los asociados a modificaciones del canal en planta (patrón), restringida espacialmente, pero importante desde el punto de vista dinámico. Destacan:

- Rectificación de canales, por disminución del índice de sinuosidad suavizando orillas internas de meandros mediante retroceso de bancos de orilla.



Fotografía 14.107. Rectificación del canal del arroyo de la Gaznata por sedimentación y reducción del índice de sinuosidad.

- Entrelazamiento de canales, por aumento de la carga sedimentaria, que produce un aumento del índice de entrelazamiento (*braiding*), contribuyendo a la multiplicidad de barras e hilos de corriente, sobre todo en las etapas finales de la avenida; localmente anastomosamiento, con multiplicidad de hilos meandriformes.



Fotografía 14.108. Entrelazamiento del canal del arroyo de la Gaznata por aumento de la carga sedimentaria.

- Acortamientos del canal en curvas de meandro mediante la ocupación de los surcos de la barra lateral de meandro (*point-bar*), dejando cordones arenosos (*sand ribbons*) y lóbulos de derrame interdigitados .





Fotografías 108 y 109. Acortamientos del canal aprovechando los surcos de las barras de meandro.

Asociadas a los procesos fluviales *s.l.*, pero en la fase de escorrentía no canalizada (vertientes), se han localizado morfologías de: acanaladuras (*rills*), cordones o lazos (*braids*), regueros (*gullies*), acanaladuras y sobreexcavaciones, y abrasión de superficies por flujos en manto.



Fotografía 14.110. Sobreexcavación elipsoidal por flujo de laderas en el incio de la concentración. Observesé el abatimiento del césped por el flujo pseudolaminar.

Pero también se producen formas asociadas a otros procesos geomorfológicos, principalmente gravitacionales, como pequeños deslizamientos rotacionales complejos y flujos solifluidales en las márgenes del canal por retorno del almacenamiento en riberas.

15. APLICACIÓN A LA GESTIÓN DE RIBERAS Y SISTEMAS FLUVIALES

15.1. RIESGO DE INUNDACIÓN Y GESTIÓN DE RIBERAS

15.1.1. ANÁLISIS DEL RIESGO DE INUNDACIÓN

"... es como el varón prudente que ha edificado su casa sobre la roca. Cae la lluvia, vienen los torrentes y soplan los vientos, se echan sobre ella, pero la casa no se cae, porque está cimentada sobre la roca ...

... es como el hombre necio que ha edificado su casa sobre arena. Cae la lluvia, vienen los torrentes y soplan los vientos, se echan sobre ella y la casa se cae y es grande su ruina."

Mateo, 7, 24-27 (La Biblia)

**** Introducción al riesgo de inundaciones***

- El concepto de riesgo natural

Los procesos naturales ligados a la dinámica terrestre, mediante las acciones que desarrollan o los productos que generan, pueden llegar a interferir con las actividades humanas, suponiendo esta situación potencial un riesgo natural para las personas o sus bienes (elementos en riesgo). El riesgo tiene, por tanto, tres componentes (UNESCO, 1972):

- Peligrosidad, capacidad intrínseca del proceso natural para producir daños.
- Exposición, grado de muestra o presentación de los elementos en riesgo.
- Vulnerabilidad, fragilidad intrínseca de los elementos en riesgo.

La consumación del riesgo constituye una catástrofe natural cuando supone una destrucción de bienes o disminución de su valor, lesiones (físicas o psicológicas) a personas, o pérdida de vidas humanas. Para paliar las consecuencias de las catástrofes naturales existen tres grandes conjuntos de medidas: predictivas, enfocadas a la determinación espacio-temporal previa a la consumación del riesgo, esto es, definir cuándo, dónde y con qué características se producirá el fenómeno; preventivas, que buscan la disminución de daños actuando sobre la exposición (no estructurales) y/o la vulnerabilidad (estructurales); y correctivas, dirigidas a devolver a la situación original los elementos siniestrados.

La definición estadística de riesgo (R) se basa en la probabilidad de que el evento catastrófico ocurra al menos una vez en n años. Si consideramos una magnitud susceptible de causar una catástrofe (p.e. un caudal), y llamamos p a la probabilidad de que un valor de esa magnitud no sea superado en un año, dicha probabilidad de que sea sobrepasado en n años (suponiendo que la ocurrencia en cada año es un suceso independiente) podría expresarse como (Ferrer 1993):

$$R = 1-p^n$$

o en función del periodo de retorno (T):

$$R = 1-(1-1/T)^n$$

El suceso complementario $[(1-1/T)^n]$, o probabilidad de que no sea superado en n años, recibe el nombre de garantía (G).

- Las inundaciones como riesgo natural

Los riesgos naturales se clasifican según diferentes criterios, siendo habitual distinguir entre ellos: riesgos biológicos (plagas y epidemias), riesgos cósmicos (exógenos a la Tierra), riesgos meteorológicos-climáticos (asociados a la dinámica atmosférica) y riesgos geológicos (procesos geosféricos e hidrosféricos); dentro de estos últimos se encuentran los riesgos hidrológicos, íntimamente asociados a los climáticos, y cuyo máximo exponente es el riesgo de inundación.

Según se hace constar en el apartado 1.3 de la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil (M.J.I., 1995), una inundación consiste en la sumersión temporal bajo lámina de agua de terrenos normalmente secos, como consecuencia de una precipitación "*in situ*", una avenida o crecida, o la inadecuada gestión de obras hidráulicas.

Cuando una zona es susceptible de ser inundada se dice que tiene asociada una peligrosidad o, en este caso, un factor de inundabilidad: probabilidad temporal de ocurrencia del fenómeno; ésta suele expresarse mediante el período estadístico de retorno (T, en años), inverso de la probabilidad de que en un año se presente una inundación superior a un valor dado (M.J.I., 1995).

- Importancia socio-económica de las inundaciones

Cuando dice a la nieve: "Cae sobre la tierra"
y a las lluvias: "Caed a torrentes",
las manos del hombre quedan entonces inactivas,
para que todos reconozcan su obra.

Job, 37, 6-7 (La Biblia)

De la multitud de modalidades que presenta la interferencia entre la actividad antrópica y los procesos naturales, sin duda alguna es la inundación bajo lámina de agua el fenómeno que mayor repercusión supone para la Sociedad a escala mundial, tanto desde el punto de vista de pérdida de vidas humanas como por sus consecuencias económicas.

Durante el periodo 1900-1976, unas 1.287.650 personas perdieron la vida por inundaciones en todo el mundo, cifra que supone el 28 % de los muertos en catástrofes naturales, tan sólo superada por las víctimas de terremotos. Aun más, el número de damnificados (heridos y sin hogar a causa de la inundación) en ese periodo ascendió a 175 millones de personas, lo que supone un 75 % del total, seguido a enorme distancia por los damnificados en terremotos (12 %).
Conscientes de la necesidad de abordar esta problemática, diversos organismos internacionales acordaron declarar la década 1990-2000 como Decenio Internacional para la Reducción de Desastres Naturales.

Nuestro país no es una excepción, adquiriendo las inundaciones un papel incluso más relevante porcentualmente ante la actual atenuación de otros procesos naturales (volcánicos, sísmicos, etc.) menos activos que en otras regiones del Planeta. Las estadísticas elaboradas al respecto (Ayala, 1996) así b ponen de manifiesto: las pérdidas económicas por peligros y calamidades naturales en España durante el periodo 1990-95 ascendieron a unos 911.460 MP, lo que supone unos 151.910 MP anuales (0,23 % del PIB); dentro de esta última cifra, las inundaciones han producido unas pérdidas medias anuales de 24.383 MP (periodo 1977-95), sólo superadas por la cuantía debida a efectos meteorológicos diversos (sequías, heladas y pedriscos). En lo que respecta al número de víctimas, puede estimarse una media anual de 20 muertes por efecto de las inundaciones para el periodo 1990-1996; cantidad únicamente superada por las 38 muertes medias producidas por los temporales marítimos (alta mar), y que debe ser revisada a la luz de catástrofes como la acontecidas en el barranco de Arás en agosto de 1996 (87 víctimas) y en Badajoz el 6 de noviembre de 1997 (22 fallecidos). Ayala (1999) estima en 20 muertes y 35.000 millones de pesetas las pérdidas medias anuales debidas a las inundaciones.

Pero además las perspectivas tampoco son nada halagüeñas a juzgar por las previsiones reflejadas en las evaluaciones de pérdidas futuras. Ayala y Elízaga (1987) dirigieron un estudio enfocado a la evaluación orientativa de las posibles pérdidas económicas debidas a riesgos geológicos en España para un horizonte de treinta años (1986-2016). Aunque se considera obsoleto en su parte económica (Ayala, 1999), es útil en la localización espacial y el análisis cualitativo. Dicho estudio contempla dos hipótesis predictivas: riesgo máximo, situación en la que se reproduce el suceso histórico máximo ocurrido; y riesgo medio, situación del suceso histórico más frecuente, o el equivalente a la mitad del periodo de retorno del máximo suceso.

Las pérdidas totales calculadas para el periodo considerado según ambas hipótesis ascienden a 8,1 y 4,9 BP respectivamente, 0,68 y 1,13 % de la Renta Nacional. Las inundaciones, a pesar de haber sido únicamente estimadas para la hipótesis de riesgo medio (una avenida máxima cada 10 años), suponen la mayor incidencia económica, con 2,8 BP. Simulando que se aplicasen medidas de mitigación y control por valor de 1,2 BP (41,4 % de las pérdidas), las perdidas por inundaciones se reducirían en 1,5 BP (52,5 % de su coste), por lo que la relación beneficio/coste sería del 1,27 (la más baja de cualquier tipo de riesgo y muy inferior a la media de 6,16).

Así pues, las inundaciones son el riesgo más importante en pérdidas económicas previstas para ambas situaciones, ya que suponen un 34,8 y un 51,0 % de los costes totales, respectivamente. En vidas humanas, las pérdidas potenciales en los próximos 30 años para todos los riesgos (entre 500 y 1000 personas), corresponden prácticamente en su totalidad a los efectos de las inundaciones.

Si nos restringimos al ámbito geográfico que abarca la CHA, que participa de las CC.AA. de Castilla y León, Madrid y Castilla-La Mancha, las estimaciones realizadas de pérdidas por inundación ascienden a 14.877, 3.857 y 19.700 MP respectivamente, para el periodo 1986-2016; si se considera un crecimiento anual de los costes del 2 % se transforman en 20.117, 5.216 y 26.640 MP. Cifras a todas luces infravaloradas, ya que tan sólo durante las inundaciones de diciembre 96- enero 97 y diciembre de 1997 ya se han visto ampliamente sobrepasadas.
Durante la década de 1980 se creó la Comisión Técnica de Emergencia por Inundaciones (CTEI), a la que pertenecen entre otros organismos las Direcciones Generales de Protección Civil y de Obras Hidráulicas, y el Centro de Estudios Hidrográficos. Al grupo segundo de esta Comisión se le encargó la "elaboración del estudio de actuaciones y medidas de carácter preventivo a corto, medio y largo plazo para corregir los efectos de inundaciones potenciales en función de los riesgos establecidos y conocidos en cada momento". Estos estudios e informes vieron la luz ese mismo año bajo los títulos: *Inundaciones históricas y mapa de riesgos potenciales*, *Las*

inundaciones en España. Informe General y *Metodología para la prevención y reducción de daños ocasionados por las inundaciones.*

Desde que en el año 1983 se iniciaron los estudios e informes generales y hasta 1985, se catalogaron 1336 puntos negros con riesgo de inundación en las diez cuencas hidrográficas españolas; las posibles correcciones en estas zonas precisarían una inversión total cifrada en unos 200.000 MP.

** El riesgo de inundación: técnicas de análisis*

El análisis de riesgos es un compendio de técnicas para la caracterización y evaluación de la peligrosidad, exposición y vulnerabilidad de una situación de riesgo. En el caso de las inundaciones consta, por tanto, de tres fases: estudio de la inundabilidad, inventario de los elementos en riesgo, y zonación del riesgo, acompañadas del establecimiento de criterios predictivos y preventivos (meteorológicos e hidrológicos) y análisis de otros riesgos geológicos asociados.

Los procedimientos de análisis de riesgos de inundaciones actuales tienden a integrar varias metodologías de forma complementaria, utilizando sistemas de calibración de resultados entre ellas, y haciendo uso de técnicas auxiliares como los sistemas de información geográfica y los modelos matemáticos informatizados (Díez y Sanz, 1997).

- Estudio de la inundabilidad o peligrosidad de inundación

Consiste en la delimitación de las áreas del territorio susceptibles de ser inundadas, asociando a cada una de ellas: una frecuencia de inundación indicativa del peligro intrínseco del fenómeno en esa zona, unos valores de los parámetros físicos de la inundación (profundidad, velocidad, carga...) y los tiempos característicos de la misma. Clásicamente se ha abordado mediante tres métodos diferentes, aunque complementarios entre sí: históricos, hidrológicos y geomorfológicos.

· *Métodos históricos*

" *Tras años mil, las aguas vuelven a su cubil* "
Refranero popular castellano

Se basan en la representación cartográfica de las áreas inundadas durante eventos históricos de los que se poseen datos fiables (caudales, marcas de nivel, afecciones a elementos naturales o antrópicos, documentos gráficos, etc.), empleando para ello mapas y planos contemporáneos al fenómeno acontecido; además se trata de asignar tiempos de ocupación de la lámina de agua en cada sector. Suelen ser poco precisos, al disponerse únicamente de datos recientes y llevar asociada una alta variabilidad en la configuración del cauce y márgenes a lo largo del tiempo.

En las últimas décadas se han visto potenciados gracias a la mejora de las técnicas paleohidrológicas, que permiten incorporar datos de paleoinundaciones del registro geomorfológico-sedimentológico (Benito, 1996).

· *Métodos hidrológicos*

Persiguen la caracterización de crecidas futuras o cálculo de la denominada "avenida de diseño", para lo cual requieren dos tipos de modelizaciones: una hidrológica propiamente dicha, para la determinación de los caudales; y otra hidráulica para estimación de los niveles y velocidades alcanzados por éstos en unas determinadas secciones de control, y por tanto del área que se verá inundada (Pedraza y Díez, 1996).

El objetivo de la primera modelización es aplicar metodologías indirectas para reconstruir el hidrograma completo de la crecida esperada, o al menos alguno de sus parámetros más importantes (caudal punta, tiempos característicos, etc.); son habituales las fórmulas empíricas (Zapata), los métodos hidrometeorológicos (racional, PMF e hidrograma unitario; Ferrer, 1993) y el análisis estadístico de caudales del registro ordinario (paramétrico o no paramétrico; Ferrer, 1992) o volúmenes de crecida.

La modelización hidráulica consta a su vez de dos partes: propagación de la onda de crecida, mediante métodos hidráulicos (resolución de las ecuaciones de Saint-Venant) o hidrológicos (Puls y Muskingum); y estimación de calados correspondientes a los caudales, para lo que se aplican desde supuestos simplistas de régimen uniforme (fórmulas de Manning o Chezy), hasta modelos de flujo bidimensional en la llanura inundable (Gisplana; Estrela y Quintas, 1994), pasando por regímenes permanentes gradualmente variados (programas informáticos HEC-2 y HEC-RAS; HEC, 1976 y 1996).

· *Métodos geomorfológicos*

Mediante el estudio de las formas del terreno modeladas en las crecidas o en régimen normal, intenta reconstruir el tipo y frecuencia de las avenidas. Dicho análisis permite conocer el proceso de modelado y su dinámica, así como delimitar las zonas que han sufrido inundación (huellas de erosión y/o deposición) o que sean susceptibles de ser inundadas en el futuro. El objetivo final es diferenciar las zonas geomorfológicamente activas para distintos periodos de retorno. Presenta dos fases diferenciadas:

* Trabajo de campo. Levantamiento de cortes estratigráficos, secuencias y columnas sedimentológicas; reconocimiento de formas y criterios; revisión del trabajo de gabinete.
* Trabajo de gabinete. Elaboración de mapas derivados mediante fotointerpretación estereoscópica de pares verticales (normalmente 1:18.000 ó mayor), cuya leyenda comprende: elementos hidráulicos (lechos y accidentes en el canal), formas de erosión (escarpes, incisión, cárcavas, ...), formas de acumulación (barras, islas, conos,...), formas mixtas (terrazas, marismas), acciones dinámicas (huellas de dirección, zapado, líneas de desbordamiento) y acciones antrópicas (encauzamientos, construcciones, etc.). Además se realizan mapas de pendientes, perfiles longitudinales y transversales, mapas de corrientes clasificadas (CDR, Horton, Strahler), etc.

Algunos estudios hacen especial hincapié en el papel de la morfometría de las cuencas, con el establecimiento de índices morfométricos y representaciones: superficie, forma (elongación, compacidad, circularidad), relieve (amplitud, relación, curva hipsométrica, diagrama de frecuencias altimétricas, altitud media, altitud más frecuente), densidad de drenaje y constante de mantenimiento, distancia de escorrentía, relación de bifurcación, relación de longitud, equivalente vectorial y coeficiente de torrencialidad (Ayala, 1990).

· *Zonación de áreas de peligrosidad*

La asignación de frecuencias de inundación a cada zona suele hacerse con intervalos de periodos de retorno (T). La idea de medir la importancia de una crecida por su frecuencia corresponde a Fuller (1915) quien introdujo el concepto de periodo de retorno como inversa de la probabilidad de superar un determinado caudal; su fórmula, pese a utilizar un concepto probabilístico correcto, es empírica y por tanto está sujeta a enormes problemas. Además, no existen unos límites estandarizados en la delimitación de los intervalos, y prácticamente cada autor u organismo emplea los que estima oportunos, e incluso aplica límites variables según la zona de estudio:

* La legislación de aguas española, tanto la antigua derogada (BOE, 21-X-1975) como la actual vigente (MOPU, 1985), marca el límite de 500 años de periodo de retorno como criterio definidor de las zonas inundables.

* Las recomendaciones efectuadas por las Naciones Unidas para la zonación de riesgos en las márgenes fluviales (ONU, 1983) proponen definir zonas inundables para periodos de 1,5 años, 5 años, 20 años y superiores a 20 años.

* Los estudios del IGME-ITGE (ver recopilación en Díez y Laín, 1997) han adoptado en ocasiones los extremos de la ONU (Ayala *et al.*, 1986), estableciendo una zonación con: cauce mayor (1,5 años), cauce mayor excepcional (5 años), orla exterior (20 años) y llanura de inundación secular (T>20 años). Sin embargo, en la mayor parte de las ocasiones son readaptados en función de las peculiaridades de las corrientes del área de estudio, siendo frecuentes extremos en periodos de retorno de 5, 25, 100 y 500 años (Durán *et al.*, 1989; Ayala, 1990).

* Estudios más recientes (CEDEX, 1991), emulando la zonación propuesta por la FEMA (Hoggan, 1989), recomiendan el empleo de criterios mixtos entre cuantiles (caudales asociados a periodos de retorno de 100 y 500 años) y otros parámetros como velocidades de flujo y sobreelevaciones.

* La Directriz Básica de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones (MJI, 1995) marca como límites superiores 50, 100 y 500 años de periodo de retorno para las zonas de inundación frecuente, ocasional y excepcional, respectivamente.

* Las tendencias más recientes llevan a la delimitación de Zonas Inundables Peligrosas para la Población (ZIPP): áreas con cambios de cauce, sedimentación o erosión intensa, velocidad media (v) igual o mayor que 1 m/s, calado (y) igual o mayor de 1 m, o producto $v \cdot y \geq 0{,}5$; todo ello para un nivel de probabilidad definido según un Criterio de Aceptabilidad Social del Riesgo. Otras zonas delimitables, dentro de las no peligrosas para la población (ZINPP) son las zonas peligrosas para las cosas, establecidas con criterios económicos.

Un notable avance en la normalización a nivel europeo de las metodologías de cálculo y la estandarización de límites supondrán los resultados del proyecto de pronóstico y prevención del riesgo de inundaciones FLOODAWARE (Menéndez, 1997).

- Inventario de los elementos en riesgo

Requiere la recopilación del censo poblacional, y la catalogación de bienes y servicios existentes en las distintas áreas de inundabilidad delimitadas, haciendo hincapié en su disposición espacio-temporal (exposición) y en la fragilidad intrínseca a los efectos de la inundación (vulnerabilidad).

Para la evaluación de la fragilidad hay que considerar que existen tres principales grupos de efectos dañinos que se producen durante una inundación sobre los elementos en riesgo:

- Sobreelevación del nivel del agua y permanencia temporal de la lámina, que producirá daños por inmersión a vegetales, animales, personas y bienes (anoxia, ahogamiento, desagregación, humectación, etc.).
- Existencia de áreas con elevadas o variables velocidades del agua fuera del canal (vía de intenso desagüe), donde se producirán daños por arrastre o colisión (traumatismos, desmoronamiento, vuelcos, impactos, etc.).
- Acumulación de elementos transportados por el agua en el lecho, márgenes o elementos antrópicos, sobre los que generan daños por sedimentación, impermeabilización (láminas de barro) o cegamiento (vegetación en obras de drenaje transversal, etc.).

- Zonación de riesgos de inundación

Con la aparición en enero de 1995 de la Directriz Básica de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones (MJI, 1995) se crea el marco legal básico en la adopción de criterios unificados y homologables para realizar dicha zonificación (zonas A, B y C de riesgo alto, medio y bajo). Igualmente se especifican los contenidos y requisitos mínimos que debe cumplir un plan de protección civil ante el riesgo de inundaciones, dentro del cual, el análisis de riesgos y los sistemas de previsión son dos pilares fundamentales.

** El Riesgo de inundación en la CHA*

"Si el Alberche y Tajo se amistan,
Talavera, Dios te asista"

Refranero Castellano (Martínez, 1953)

- Antecedentes en el análisis de riesgo de inundación en la CHA

El estudio de la CTEI correspondiente a la cuenca del Tajo (DGPC y DGOH, 1985b) incluye en su inventario de zonas de riesgo basadas en inundaciones históricas (DGPC y DGOH, 1985a), un total de 88 tramos de río: no existe ninguno de máxima prioridad; 14 tienen prioridad media; y los 74 restantes, mínima. Entre ellos, ocho corresponden a la cuenca hidrográfica del río Alberche (Tabla 15.1).

Tabla 15.1. Relación de zonas con riesgo de inundaciones catalogadas para la cuenca hidrográfica del río Alberche (DGPC y DGOH, 1985). Rangos de prioridad: 3, mínima; 2, media.

Nº de zona	Descripción	Rango de prioridad
59	Río Alberche en Burgohondo	3
60	Aguas abajo del embalse del Burguillo	3
61	Aguas abajo del embalse de S. Juan	3
62	Aguas abajo del embalse de Picadas	3
63	Río Alberche en Escalona	2
64	Aguas abajo del embalse de Cerro de Alarcón	3
65	Ambas márgenes del río Santa Olalla	3
66	Ambas márgenes del río Gevalo	3

En los mapas de riesgos potenciales a escala 1:200.000 que acompañan los estudios, aparecen como zonas de prioridad mínima dentro de la CHA, con asignación de riesgo menor o igual a 40, los siguientes tramos:

- El cauce del río Alberche, y un afluente por su margen derecha, desde Hoyocasero hasta la cola del embalse de El Burguillo.
- El cauce del río Alberche aguas abajo de los embalses de El Burguillo, San Juan y Las Picadas.
- La práctica totalidad del cauce del río Perales desde el embalse de Cerro Alarcón hasta su confluencia con el Alberche; incluye: Perales de Milla, Las Barranquillas y Aldea del Fresno.
- El cauce de un afluente del río Alberche por su margen izquierda aguas arriba del embalse de Cazalegas. Desde aguas arriba de Escalona hasta la confluencia con el Santa Olalla.
- El cauce del río Alberche aguas abajo del embalse de Cazalegas y los de algunos de sus afluentes en esta zona.

Y como zona de prioridad intermedia, con riesgo entre 40 y 90, el cauce del río Alberche aguas arriba y abajo de Escalona (Toledo).

















Fotografías 15.1 a 15.8. Aspecto de diversas localizaciones frecuentemente inundadas en la CHA: parque infantil de la ermita de la Virgen de la Poveda (Villa del Prado; 15.1); urbanización El Espejo (Escalona; 15.2 a 15.4); campings El Paraíso y El Pozo (15.5 y 15.6) y merendero (15.7 antes y 15.8 después) en la urbanización Fuente Romero (Hormigos).

En muy pocos casos se contempla que afecte a poblaciones asentadas (zonas 64 y 65), sino a sus términos municipales, puentes y obras hidráulicas (zonas 59, 61, 62 y 63), algunas casas diseminadas (zonas 60, 61, 62 y 63) y explotaciones agropecuarias (zonas 60, 61, 62 y 63). Tan sólo en caso de rotura de alguna de las presas se contempla la pérdida de vidas humanas y la destrucción de edificios.

Por lo que se refiere a las acciones recomendadas para esos tramos, pueden establecerse tres categorías en función de si se trata de simples propuestas, los proyectos han sido aceptados, o son medidas desechadas (Tabla 15.2). Como medida común a todas ellas (tomo IV; DGPC y DGOH, 1985b) "se recomienda el estudio de zonificación, como primer paso para la implantación de un sistema de seguros eficaz y justo". Otras recomendaciones inciden en el estudio de cruces de la red viaria con las corrientes, reforestación, limpieza y dragado, protección de los cauces, encauzamiento, o la instalación del sistema de tipo SAIH.

Tabla 15.2. Acciones recomendadas para la corrección de los efectos provocados por las inundaciones en las ocho zonas de riesgo catalogadas para la CHA (DGPC y DGOH, 1985). Categoría de las acciones: P, propuesto; A, aceptado; D, desechado.

ACCIONES PREVENTIVAS Y CORRECTIVAS	**NÚMERO DE LA ZONA DE RIESGO** (ver Tabla 15.1)							
	59	60	61	62	63	64	65	66
Corrección y regulación de cauces								
* Limpieza					A		A	
* Dragado					A		A	A
Protección de cauces (espigones)								A
* En obras de cruce	A					A	A	A
Encauzamientos					A			A
Conservación de suelos y reforestación								
* Reforestación		P	P					P
Zonificación y regulaciones legales								
* Otras actuaciones	A	A	A	A	A	A	A	A
Implantación de un sistema de seguros	A	A	A	A	A	A	A	A
Instauración de sistemas de alarma y previsión	A	A	A	A	A	A	A	A
Gestión integrada del sistema hidráulico		P	P	P	P	P		

En el año 1987, la Comisaría de Aguas de la CHT encargó a la empresa Proyecto y Control, S.A. la redacción de un estudio para la delimitación de zonas inundables del río Tajo en Talavera de la Reina (MOPU, 1987). El objetivo del mismo era la determinación de máximas avenidas con periodos de recurrencia de 10, 25, 50, 100 y 500 años, así como la delimitación de la zona de dominio público.

Dentro del estudio hidrológico por subcuencas drenantes al Tajo hasta ese punto, se considera la CHA; para esta cuenca se simularon las dos últimas avenidas históricas (enero 1970 y febrero-marzo 1978) y se calcularon los cuantiles para dos puntos de la misma y diferentes supuestos de laminación en embalses.

Por otra parte y como responsable de Protección Ciudadana, la Consejería de Presidencia de la Comunidad de Madrid elaboró con motivo de las crecidas de 1996 un Plan de Actuaciones en Caso de Inundaciones. Dicho plan contempla la existencia de treinta zonas "potencialmente inundables" y 85 localidades en zona de riesgo, dos de las cuales están situadas en la CHA: Aldea del Fresno y Villa del Prado.

El plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997) destaca la existencia de tramos de la red fluvial prioritarios por su función hidráulica durante las inundaciones:

- Primera prioridad; río Alberche desde el embalse de Picadas hasta su desembocadura... (60 km).
- Segunda prioridad; río Alberche desde su nacimiento hasta Picadas... (93 km).

Aunque no se trata propiamente de un estudio de riesgos, el proyecto Linde de delimitación y deslinde del dominio público hidráulico ha sido llevado a cabo en el cauce del río Alberche desde la venta Rasquilla hasta su desembocadura. Se trata de las actuaciones de la Fase II sigladas como: 3AV009, 3AV10, 3AV11, 3AV012, 3M013, 3M014 y 3TO015; y los tramos del proyecto PICHRA números 3-43 y 3-44.



Fotografía 15.9. Mojón de de limitación del dominio público hidráulico del río Alberche a su paso por Navaluenga. Al fondo, canal del río.

- Selección de las zonas a analizar

Tal y como se ha repasado en el anterior apartado y a la vista de los abundantes datos existentes sobre inundaciones históricas que han afectado a localidades y explotaciones agropecuarias, es manifiesta la existencia de áreas de riesgo de inundación en las márgenes de las corrientes de la CHA.

Dentro de las zonas y puntos potencialmente inundables en los que se ubican personas o bienes materiales, cabría hacer dos apartados: aquéllos en los que la inundación tan sólo depende de parámetros naturales, como crecidas fluviales o precipitación *in situ*; y aquéllos claramente influidos por intervenciones antrópicas, como la existencia de embalses aguas arriba. En el primer caso es posible realizar un análisis de riesgo con metodologías convencionales, ya que todos los parámetros físicos de la inundación son modelables; en el segundo intervienen otra serie de variables vinculadas con la gestión de las infraestructuras difícilmente reproducibles sin considerar factores de índole económica que escapan a los objetivos de este estudio.

Por ello, el análisis del riesgo de inundación en la CHA lo centraremos en el primer grupo de zonas, aunque se incorporarán apuntes sobre el riesgo en zonas con obras hidráulicas aguas arriba (Aldea del Fresno y Escalona, principalmente).

Una de las zonas considerada paradigmática es el tramo del propio río Alberche situado entre la localidad abulense de Hoyocasero y el embalse de El Burguillo, que tiene asignado un riesgo mínimo (rango de prioridad 3). La localidad de Navaluenga es el único núcleo de población importante situado en las márgenes del río Alberche a lo largo de ese tramo.

**** Análisis del riesgo de inundación en Navaluenga (Ávila)***

El objetivo de este estudio es la caracterización de las áreas inundables para diferentes períodos de retorno en el núcleo urbano de Navaluenga (Ávila, Castilla y León); de forma subsidiaria se analizarán las áreas de riesgo y se catalogarán los elementos en riesgo asignándoles un valor de vulnerabilidad. Todo ello de acuerdo a los parámetros reflejados en la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones, con objeto de que los resultados puedan ser integrados en un futuro Plan de Actuación de Ámbito Local para el municipio de Navaluenga.

- Situación del área de estudio

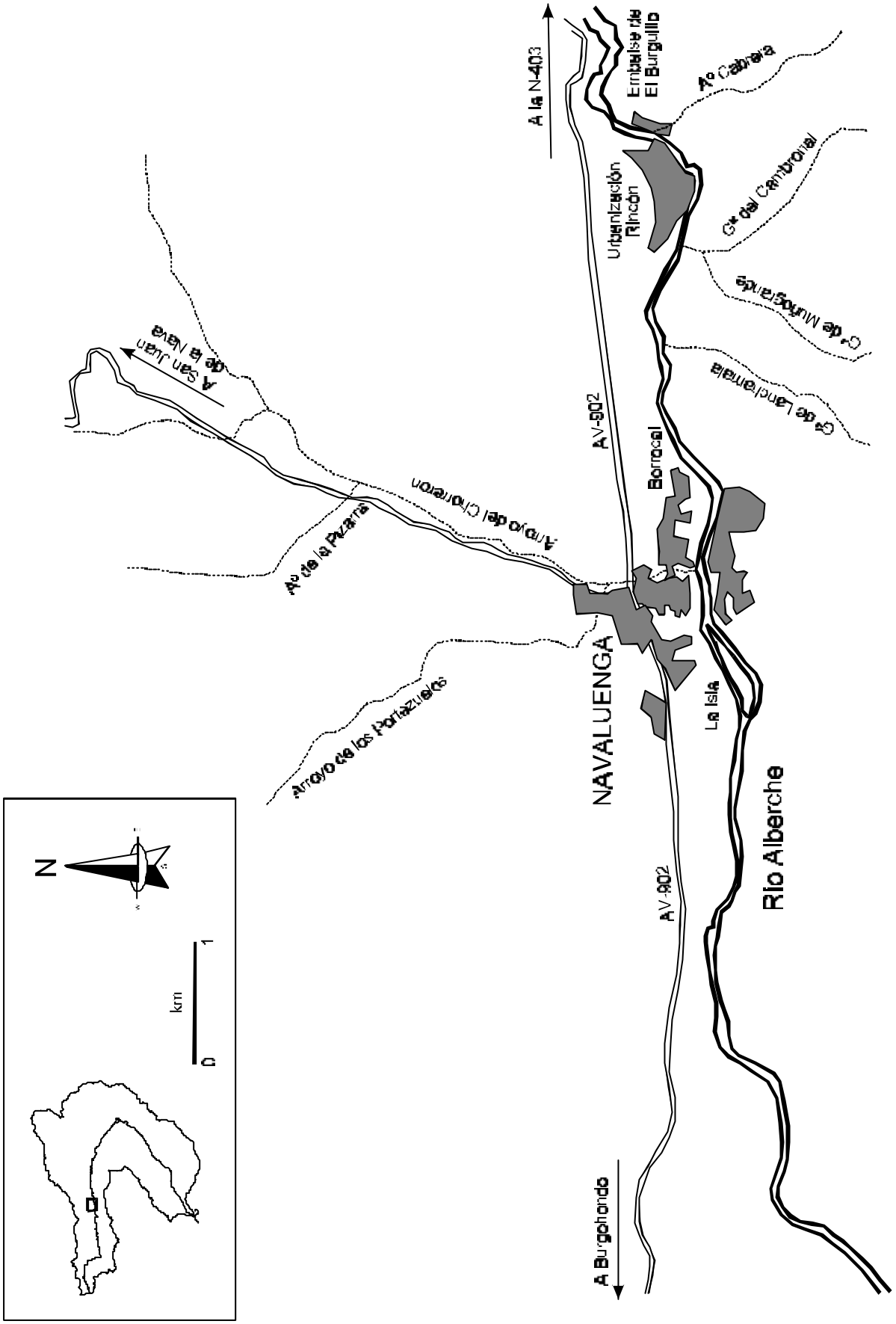
El municipio de Navaluenga está situado en sector centro-occidental de la península Ibérica, inmerso en la alineación orográfica que constituye el Sistema Central español en su sector gredense oriental (Sierra del Valle); integrado en el Valle del Alberche, drena sus aguas hacia el río Tajo.

Desde el punto de vista geológico se incluye dentro de la Zona Centroibérica o Galaico-Castellana del Macizo Hespérico, caracterizada en el sector de Gredos por la presencia mayoritaria de formaciones plutónicas hercínicas sin y tardicinemáticas (Carbonífero superior). En concreto, la mayor parte del término municipal está ocupada por granitoides de tipo monzogranítico de dos micas y grano medio-grueso, localmente porfídicos; en algunos puntos adoptan composiciones granodioríticas a cuarzomonzoníticas, con afloramientos en la Sierra del Valle de granodioritas moscovíticas. Sobre estos materiales del sustrato existen formaciones superficiales de edad cuaternaria constituidas por aglomerados, gravas, arenas y limos que cubren las laderas (coluviones), fondos de valles (aluviones) y depresiones tipo nava.

El clima es de tipo mediterráneo templado a templado fresco con temperatura media variable de 8 a 16 °C y precipitación media anual entre 400 y 1400 mm; ésta se distribuye estacionalmente: 32% en invierno, 28% en primavera y 31% en otoño.

Administrativamente se encuentra integrado en la provincia de Ávila, Comunidad Autónoma de Castilla y León, con una extensión de 7400 ha (0,89 % provincial). Consta como municipio independiente a partir de 1837 (desamortización de Mendizabal), aunque ya aparece citado en un libro de la montería del siglo XIV. Con un censo cercano a los 2000 habitantes, presenta una importante población flotante, que durante los fines de semana y periodos estivales llega a multiplicar por diez el número de residentes.

Figura 15.1. Mapa de situación del casco urbano de Navaluenga.



Su principal núcleo de población, objeto de este estudio y que da nombre al municipio, está ubicado a una distancia de 43 km de Ávila y 100 km de Madrid, comunicado mediante las carreteras C-500 y AV-902. Su casco antiguo es una aglomeración de manzanas cerradas, con forma subcircular ligeramente elongada norte-sur y una extensión de 32 ha; situado en la margen izquierda del río Alberche aprovecha el interfluvio de su confluencia con el arroyo del Chorrerón. En la actualidad, el núcleo de población de Navaluenga integra además otra serie de barrios independientes a ambos lados del río, con una extensión de 70 ha y viviendas de tipología unifamiliar. Entre su patrimonio edificado destaca: el puente románico sobre el río Alberche (Puente Viejo), la iglesia de Nª Sª de los Villares (renacentista) y la ermita de San Isidro.

- Planteamiento de la problemática: antecedentes

El término municipal de Navaluenga, y más en concreto su principal núcleo de población, ha sufrido los efectos de inundaciones históricas debidas fundamentalmente al desbordamiento durante crecidas de las dos principales corrientes que lo bordean: el río Alberche y el arroyo Chorrerón.

La lejanía a núcleos de población importantes y la desaparición de gran parte de los archivos históricos, hacen que el registro documental de los fenómenos sea muy reducido y se limite a algunos eventos del último siglo: 24 de diciembre de 1927, 11 de diciembre de 1932, 18 de febrero de 1936, 31 de enero de 1937, 17 de enero de 1939, 3 de enero de 1940, 21 de enero de 1941, 25 de marzo de 1943, 1 de mayo de 1946, 4 de marzo de 1947, 31 de marzo de 1952, 19 de abril de 1953, 14 de diciembre de 1955, 17 de febrero de 1960, 2 de enero de 1963, 15 de noviembre de 1963, 30 de enero de 1965, 20 de febrero de 1966, 11 de enero de 1970, 6 de febrero de 1972, 1 de marzo de 1978, enero de 1979, 19 de noviembre de 1989, 18 de diciembre de 1989, 6 de marzo de 1991, 3 de noviembre de 1993, 22 de enero de 1996, 21 de diciembre de 1996, 18 de diciembre de 1997, 8 de diciembre de 2000, y 6-10 de enero de 2001. Otras citas recogidas para desbordamientos del Alberche en sus tramos inferiores, que probablemente también provocaron inundaciones en Navaluenga, son: año 1272, noviembre y diciembre de 1485, 4 de diciembre de 1739, diciembre de 1747, 1756, mayo de 1789, enero de 1856, 27 de enero de 1881 y 1922.





Fotografías 15.10 y 15.11. Puente medieval de Navaluenga durante el estiaje veraniego, con el río represado como piscina natural (izquierda) y durante una crecida invernal (1996; derecha).





Fotografías 15.12 y 15.13. Playa fluvial y puente nuevo de Navaluenga durante el periodo estival (izquierda) frente al área inundada durante una crecida invernal (1996; derecha).

Aunque ninguna de estas inundaciones ha revestido consecuencias catastróficas sobre la población o los bienes ubicados en las márgenes fluviales, sí llama la atención –y de hecho forma parte del saber popular– la alta periodicidad con la que se producen eventos de este tipo. Esta frecuencia, unida a un aumento progresivo de la vulnerabilidad de los elementos en riesgo por el rápido y desordenado crecimiento que está experimentando Navaluenga, hacían recomendable un análisis de riesgos de inundación susceptible de ser integrado en el planeamiento municipal en desarrollo. Más aún, tras los daños ocasionados en distintos edificios por las inundaciones acontecidas en enero y diciembre del año 1996, que generaron un gran malestar e inquietud entre los vecinos residentes en las proximidades del río Alberche y arroyo Chorrerón.



Fotografía 15.14. Postal turística de Navaluenga (de venta en la localidad), donde se observa el puente medieval durante la crecida del río Alberche de 1989.

- Inundabilidad del casco urbano de Navaluenga

Existen cuatro grandes grupos de fenómenos capaces de producir inundación por lámina de agua en medios continentales: eventos de precipitación y acumulación *in situ* (fase de encharcamiento); desbordamiento de corrientes fluviales durante crecidas (fase de escorrentía canalizada); elevación la superficie freática sobre el nivel del terreno; e inundaciones inducidas antrópicamente. De ellos, únicamente los dos primeros son susceptibles de producirse en el entorno del núcleo urbano de Navaluenga, ya que no existen obras hidráulicas significativas aguas arriba en el río Alberche, ni la configuración del subsuelo de la localidad permite la existencia de acuíferos libres subsuperficiales dignos de ser tenidos en consideración.

En el análisis de la inundabilidad por precipitación y acumulación *in situ* intervienen dos factores: la intensidad y forma de las precipitaciones para diferentes periodos de retorno, y la naturaleza y disposición del terreno.

La evaluación de la peligrosidad por inundación en las riberas durante crecidas requiere dos análisis previos: un estudio de las avenidas en ese punto, con la estimación de los caudales esperados para diferentes períodos de retorno; y la aplicación de un modelo hidráulico para la circulación de dichos caudales a través del cauce, que nos permita evaluar qué áreas quedarán sumergidas bajo diferentes condiciones de contorno.

· *Inundabilidad por precipitación y acumulación in situ*

Análisis de la intensidad y distribución de la precipitación

Partiendo de los datos de precipitaciones máximas en 24 horas procedentes de las estaciones meteorológicas gestionadas por el INM, se realizó un análisis estadístico de la serie anual con objeto de obtener la intensidad de precipitación para diferentes períodos de retorno.

La única estación pluviométrica ubicada en el término municipal de Navaluenga es Trampalones C.F. (03323), si bien su situación en la falda septentrional de la sierra del Valle hace recomendable utilizar los datos de la estación de Burgohondo (03323E), más representativa de la ubicación del casco urbano de Navaluenga. Los 41 datos anuales útiles fueron ajustados a una función de distribución de tipo SQRT-ET_{max} con cálculo de parámetros y cuantiles mediante un estimador de Máxima Verosimilitud; la fiabilidad de este modelo estadístico en el análisis de precipitaciones máximas ya fue puesta de manifiesto por Ferrer y Ardiles (1994). Las precipitaciones máximas resultantes para períodos de retorno de 50, 100 y 500 años, fueron de 127, 147 y 194 mm respectivamente.

Temporalmente, las precipitaciones máximas se sitúan entre los meses de septiembre y marzo, con tres máximos muy marcados en noviembre, diciembre y febrero que concentran el 58 % de los eventos. En general corresponden a situaciones sinópticas con flujos del oeste o noroeste que llevan aparejados frentes atlánticos con precipitaciones prolongadas durante varios días; de forma aislada se producen episodios tormentosos asociados a fenómenos convectivos otoñales o al reforzamiento del efecto orográfico producido por la cercanía de la Sierra del Valle.

Naturaleza y disposición del terreno

Para que el agua precipitada forme encharcamientos en superficie es necesaria la confluencia simultánea de dos fenómenos: la cantidad de precipitación supera la capacidad de infiltración del sustrato y las tasas de evapotranspiración; y la disposición del terreno restringe la escorrentía superficial, bien por tratarse de áreas endorreicas (circundadas por zonas más elevadas) o bien porque la pendiente es casi nula en una extensión considerable.

Respecto al primero de los aspectos, se ha supuesto que en las extensiones edificadas, asfaltadas o adoquinadas la capacidad de infiltración es mínima; las zonas ocupadas por jardines, huertos o espacios naturales tienen asignada la correspondiente a su umbral de escorrentía calculado por la metodología del SCS (1972). En general se considera que la magnitud de la evapotranspiración instantánea en estos eventos es despreciable, más aún teniendo en cuenta la temperatura ambiental en los meses donde se concentran las máximas precipitaciones.

Para la localización de áreas endorreicas y zonas llanas se elaboró un modelo digital de elevación mediante la digitalización e interpolación en un sistema de información geográfica, del plano parcelario a escala 1:1.000 del casco urbano, y completado de las isohipsas con cotas singulares

del plano 1:500. El modelo *raster* resultante, con un *pixel* de 1 m y precisión altitudinal centimétrica, fue filtrado bidireccionalmente para obtener un mapa de pendientes del casco urbano y su entorno.

Puede afirmarse que no existen áreas endorreicas de dimensiones considerables en el interior del casco urbano, aunque sí en su entorno no edificado (navas); en general todas las calles y espacios abiertos drenan libremente hacia el río Alberche o el arroyo Chorrerón. Las zonas llanas de extensión amplia quedan restringidas al cauce del río Alberche y puntos aislados dentro del casco urbano (calles Tenería y Riacho; Figura 15.2). En estos últimos habría que considerar, caso de no existir un sistema de saneamiento adecuado (red de alcantarillado o drenaje artificial) o éste encontrarse saturado por sobreelevación, la presencia de un factor de inundabilidad.

En resumen, existen pequeñas áreas dentro del núcleo urbano donde la escasa o nula pendiente del terreno y la impermeabilidad del sustrato las hace potencialmente inundables en eventos de precipitaciones intensas. El espesor de lámina de agua, en la situación más desfavorable, alcanzará en estas zonas valores de 127, 147 y 194 mm, para períodos de retorno de 50, 100 y 500 años.

· *Inundabilidad por desbordamiento durante crecidas*

Estudio de los caudales de crecida

Las crecidas o avenidas son episodios temporales con caudales anormalmente altos que, periódica o excepcionalmente, registra un punto o tramo de una corriente fluvial (Pedraza y Díez, 1996). Para la evaluación hidrológica de su magnitud y frecuencia existen tres grandes grupos de metodologías: fórmulas empíricas, cálculos hidrometeorológicos y análisis estadísticos de caudales.

En situaciones idóneas, con registros suficientemente extensos y representativos, el análisis estadístico de caudales es un método válido y ampliamente difundido. Existe una estación de aforos sobre el río Alberche en el propio municipio de Navaluenga (estación 231 de la CHT), pero su registro de caudales se limita al periodo 1973/74 a 1991/92, con unas series anuales de caudales máximos diarios (Q_c) e instantáneos (Q_{ci}) de 13 y 3 datos respectivamente, que no se consideran unas muestras estadísticamente representativas.

Es por ello que se debe recurrir a los cálculos hidrometeorológicos para estimar los caudales circulantes por el río Alberche y el arroyo del Chorrerón en diferentes periodos de retorno. Retomando el modelo hidrometeorológico semidistribuido por subcuencas elaborado por el método del hidrograma unitario de Sherman para la subcuenca de El Burguillo (ver apartado 14.1.1; Díez y Pedraza, 1997a), se han calculado los cuantiles correspondientes al paso del río Alberche por Navaluenga y a la subcuenca del arroyo Chorrerón (Tabla 15.3). Para ello se utilizó un factor de humedad inicial como multiplicador del umbral de escorrentía del SCS obtenido a partir de la calibración empírica y ajustado según los periodos de retorno a considerar, de acuerdo con la propuesta metodológica de Díez y Pedraza (1997b).

Figura 15.2. Mapa de las zonas llanas de extensión amplia dentro del casco urbano de Navaluenga.

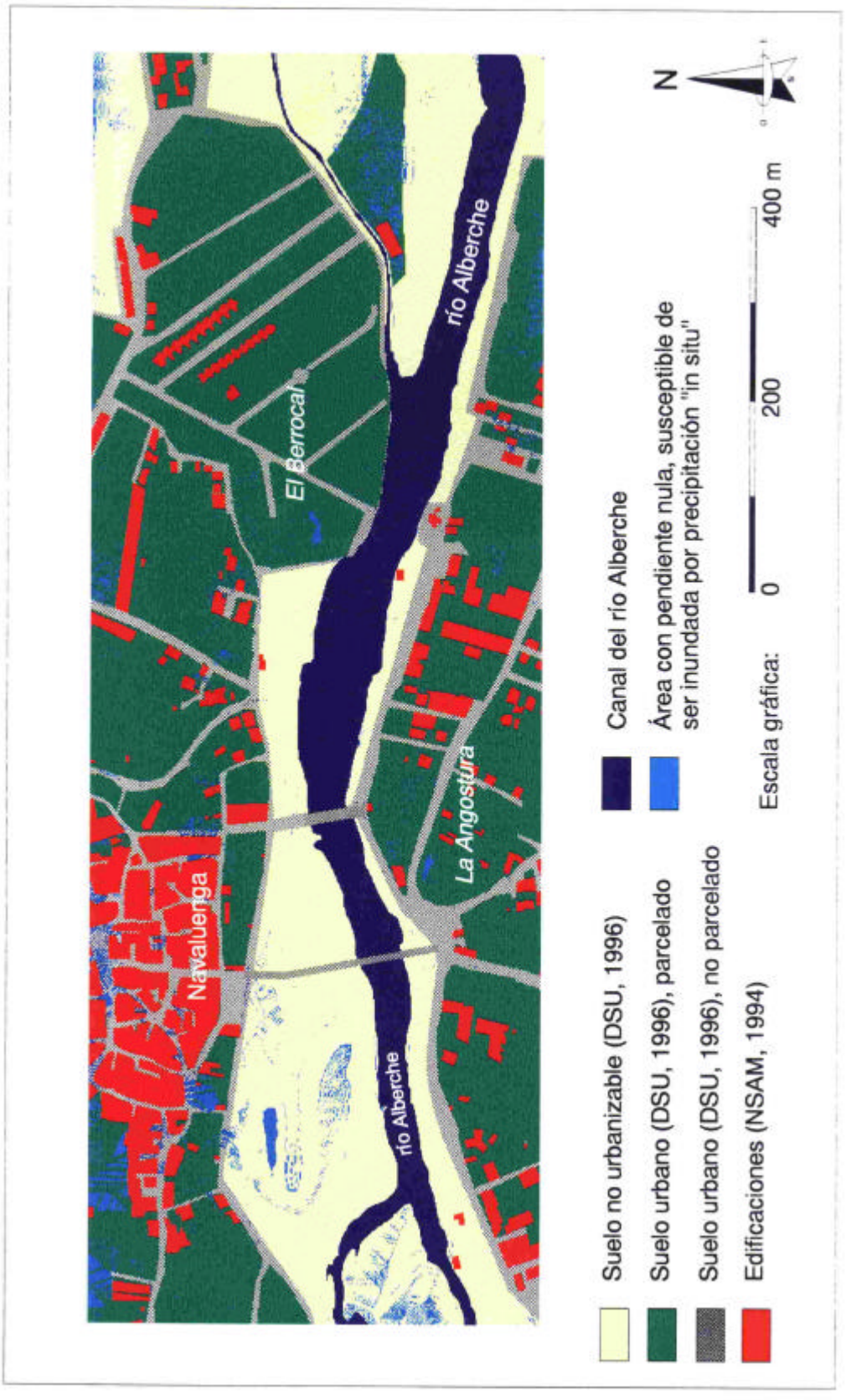


Tabla 15.3. Caudales correspondientes al río Alberche y arroyo del Chorrerón a su paso por Navaluenga para períodos de retorno de 50, 100 y 500 años.

Período de retorno (años)	Río Alberche en Navaluenga		Cuenca del arroyo Chorrerón	
	Medio (m^3/s)	Punta (m^3/s)	Medio (m^3/s)	Punta (m^3/s)
50	716,64	2172,57	7,13	39,36
100	800,69	2461,92	8,24	49,37
500	979,17	3181,87	10,60	75,33

Modelo hidráulico del cauce

En la estimación de las alturas de lámina de agua alcanzadas por los diferentes caudales a su paso por el casco urbano de Navaluenga se ha utilizado un modelo para flujo gradualmente variado en régimen estacionario. El procedimiento de cálculo está basado en la solución unidimensional de la ecuación de la energía y la evaluación de la pérdida de energía debida a la fricción con la ecuación de Manning. Para ello se utilizaron los programas informáticos HEC-2 y HECRAS del *Hydrologic Engineering Center* (HEC, 1976 y 1996).

Este modelo reproduce un sector del cauce del río Alberche y áreas aledañas de unos 1240 m de longitud por unos 420 m de amplitud. La geometría del canal se reproduce mediante 16 perfiles topográficos transversales al flujo de unos 300 m de longitud, situados en puntos característicos: cambios en la morfología del cauce, puentes, vertederas, etc. Como condiciones hidráulicas de contorno del modelo se introdujeron:

- Régimen de flujo; al desconocerse de antemano las condiciones de flujo, se empieza por un cálculo en régimen lento y posteriormente se estiman niveles en régimen rápido. De la comparación entre ambos se obtiene el perfil real de la lámina de agua.
- Altura inicial; se utilizará una pendiente de energía equivalente a la del lecho del canal en ese tramo, o sea, 0,006. Las alturas iniciales estimadas a partir de pasadas con calado crítico son 756 msnm para régimen lento y 762,01 msnm para régimen rápido.
- Caudal; se introdujeron los correspondientes a los cuantiles calculados para el río Alberche (ver Tabla 15.3), considerando irrelevantes las aportaciones del arroyo Chorrerón.
- Coeficientes de pérdidas de energía; los valores de n de Manning se obtuvieron del estudio de las características texturales de los sectores, estimándose como media 0.05 para las márgenes y 0,02 para el canal. Los coeficientes de contracción y expansión utilizados fueron de 0,1-0,3 para transiciones normales y de 0,3-0,5 para cambios bruscos de la geometría.

Con objeto de calibrar el modelo hidráulico previamente a su validación y simulación, se utilizó un evento de crecida bien caracterizado en Navaluenga y que puede considerarse suficientemente representativo. El día 16 de diciembre de 1989, la estación de aforos de Navaluenga registró un caudal medio diario de 552,4 m^3/s, y la población sufrió importantes inundaciones que afectaron a varias edificaciones. La existencia de abundantes testimonios orales y audiovisuales del evento facilitó la estimación de las cotas reales de lámina de agua alcanzadas en algunas de las secciones; esos valores sirvieron para calibrar el resto de las condiciones de contorno, fundamentalmente el régimen de flujo y los coeficientes de pérdidas de energía. De manera semejante se procedió con la validación del modelo utilizando los datos de la curva de gastos en la estación de aforos, donde se ubicó una de las secciones transversales.

Figura 15.3. Secciones transversales del modelo hidráulico elaborado para la circulación del río Alberche por Navaluenga, con las cotas alcanzadas por la lámina de agua en las crecidas de periodos de retorno de 50, 100 y 500 años.

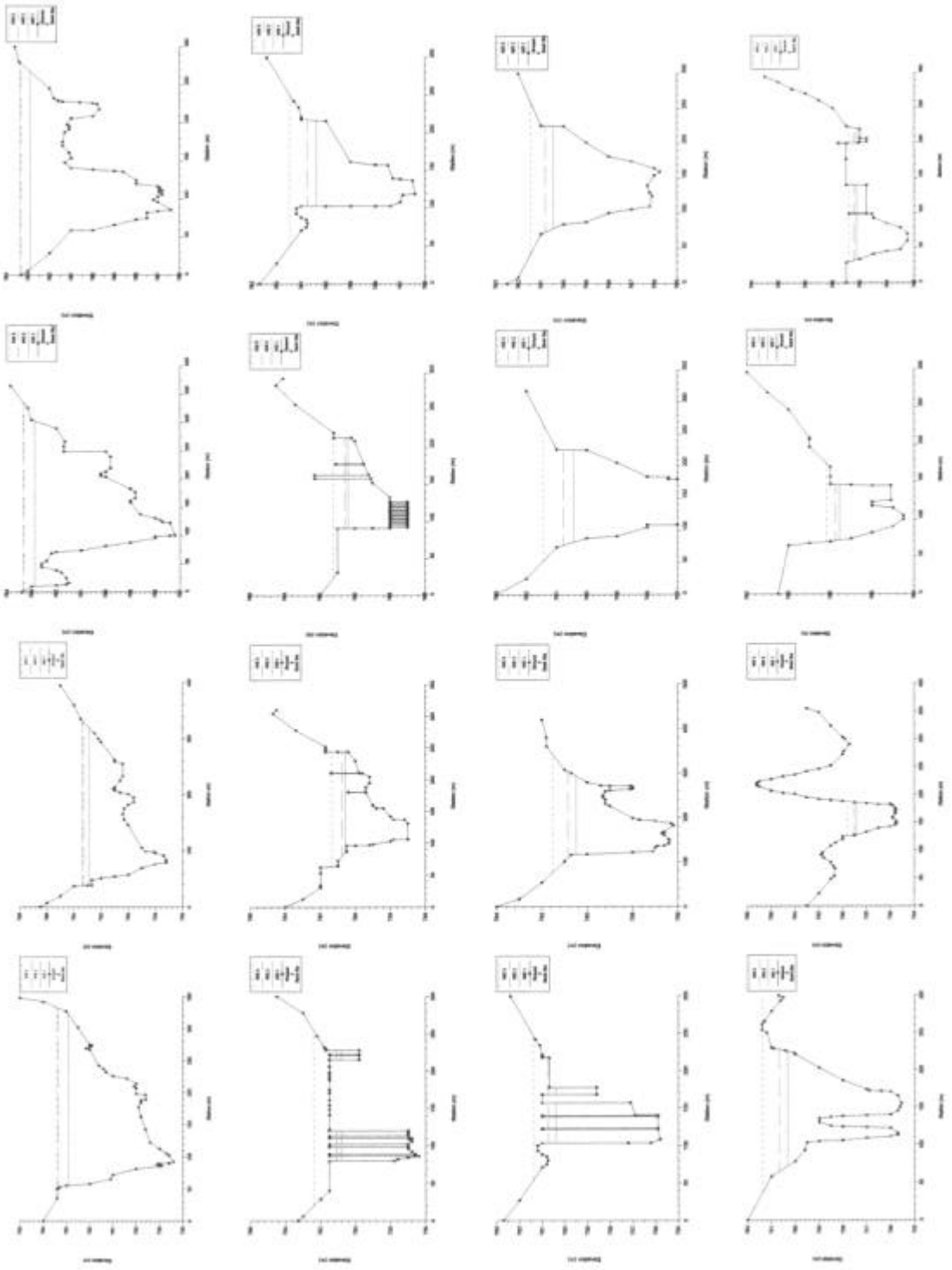
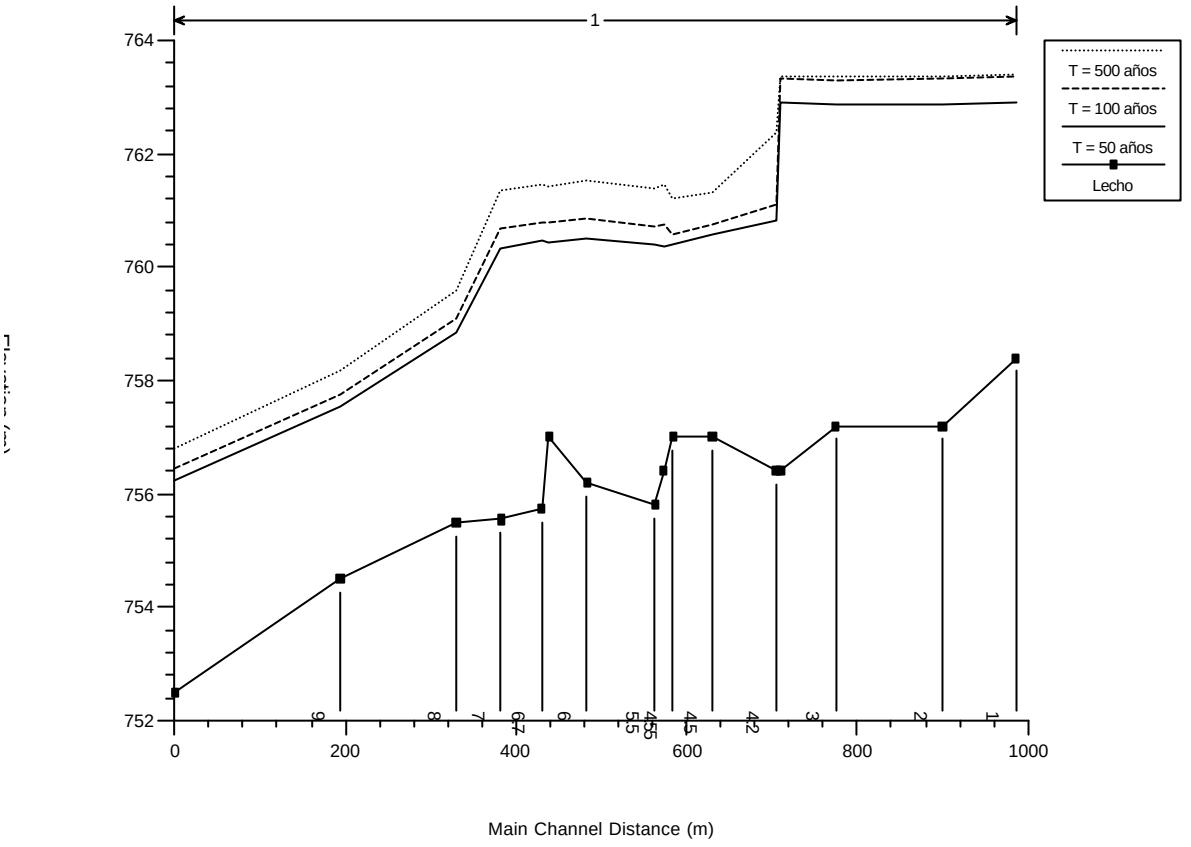


Figura 15.4. Perfil longitudinal del lecho y las alturas de lámina de agua para diferentes periodos de retorno. Distribución de las velocidades de la corriente a lo largo del perfil longitudinal para crecidas correspondientes a diferentes periodos de retorno.



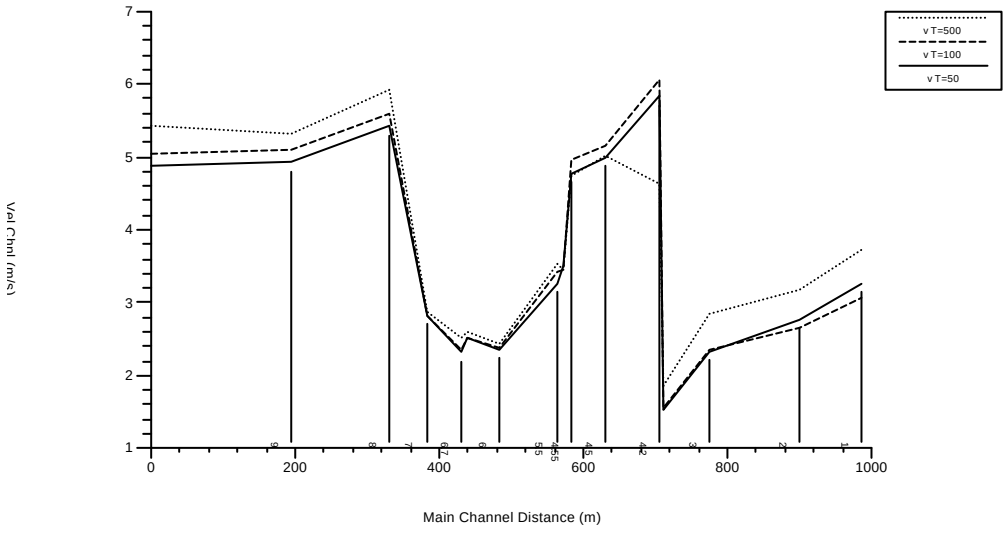


Figura 15.5. Bloques diagrama en tres dimensiones de los modelos hidráulicos realizados en HEC-RAS para Navaluenga, y correspondientes a crecidas de periodos de retorno de 50, 100 y 500 años.

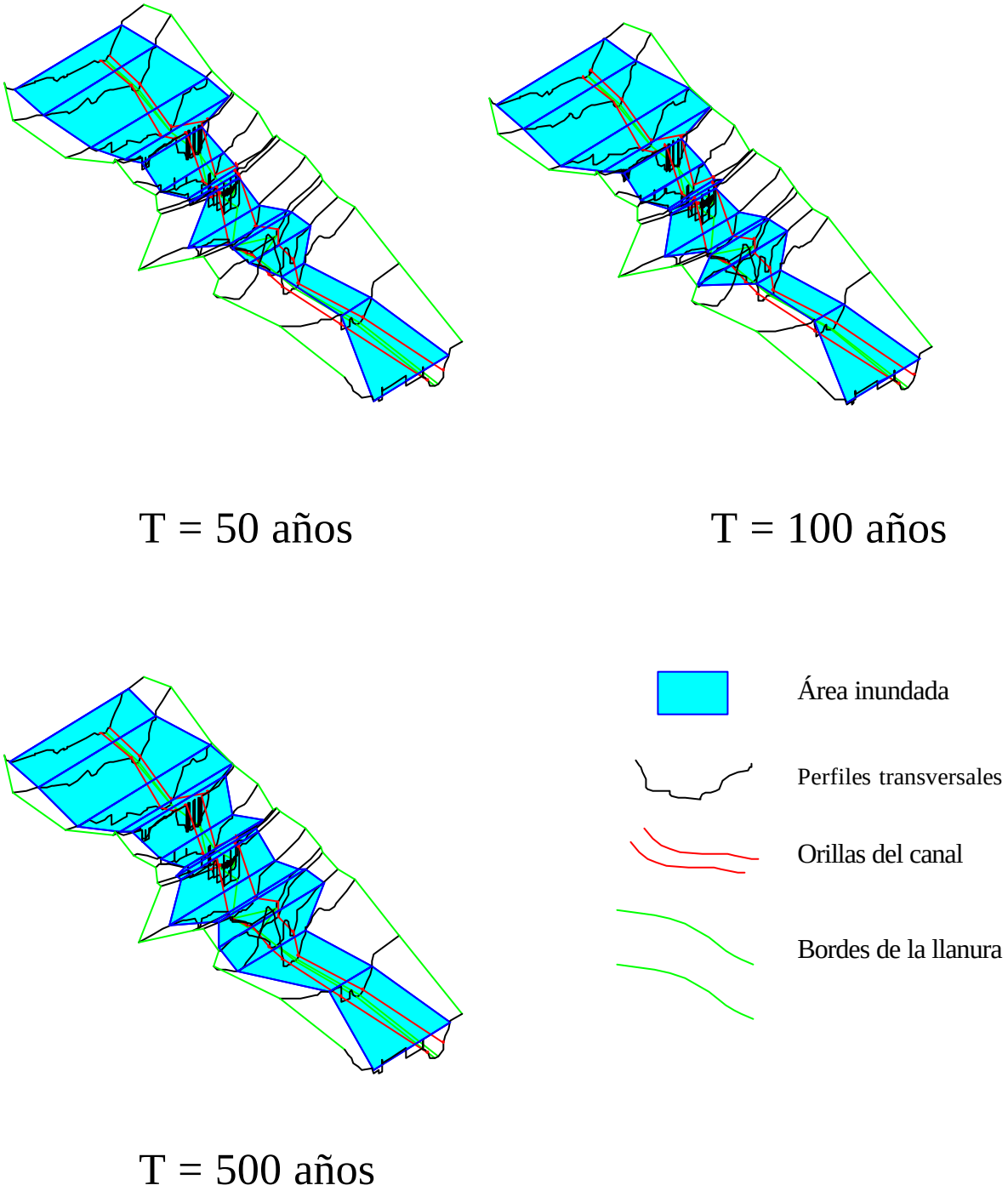


Figura 15.6. Salida gráfica de la tabla de HEC-RAS con los principales parámetros hidráulicos del modelo establecido para Navaluenga, correspondiente a la crecida de 50 años de periodo de retorno.

River Sta.	Q Total (m3/s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m2)	Top Width (m)	Froude # Chl
1	716.64	758.40	762.91	761.57	763.14	0.000620	3.27	614.98	267.27	0.50
2	716.64	757.20	762.88	761.46	763.08	0.000331	2.77	721.26	281.39	0.38
3	716.64	757.20	762.88	760.73	763.03	0.000227	2.33	787.07	292.92	0.32
4	716.64	756.40	762.90	759.69	763.01	0.000112	1.54	673.17	259.09	0.22
4.2	716.64	756.40	760.83	760.83	762.53	0.005665	5.83	132.63	43.20	0.95
4.5	716.64	757.00	760.57	760.57	761.56	0.001959	5.00	266.80	158.49	0.85
4.55	716.64	757.00	760.39	760.39	761.39	0.003528	4.78	207.44	116.50	0.88
5	716.64	756.40	760.38	759.58	760.98	0.001073	3.51	243.81	113.76	0.61
5.5	716.64	755.80	760.41	758.98	760.94	0.001114	3.27	232.29	61.50	0.51
6	716.64	756.20	760.50	758.84	760.75	0.000360	2.36	434.42	177.67	0.38
6.5	716.64	757.00	760.43	759.14	760.73	0.000517	2.52	357.06	144.39	0.44
6.7	716.64	755.75	760.46	758.49	760.71	0.000309	2.32	420.61	146.90	0.36
7	716.64	755.55	760.31	758.84	760.68	0.000563	2.82	354.18	153.50	0.46
8	716.64	755.50	758.85	758.85	760.30	0.002589	5.42	149.76	58.80	0.97
9	716.64	754.50	757.56	757.56	758.73	0.002920	4.92	165.13	74.77	0.99
10	716.64	752.50	756.24	756.24	757.36	0.001894	4.88	205.42	127.64	0.85

Como resultado de la aplicación del modelo hidráulico a los caudales correspondientes a los distintos periodos de retorno, se obtienen diferentes alturas para cada una de las 16 secciones estudiadas (Tabla 15.4). Para la interpolación de los valores de altura de la lámina entre las secciones, se realizó un modelo digital de elevación utilizando un sistema de información geográfica ILWIS (ITC, 1993) con un factor de escala que permitía obtener precisión centimétrica. De semejante manera se procedió con los caudales punta correspondientes a los distintos periodos de retorno.

Tabla 15.4. Valores altitudinales alcanzados por la lámina de agua en cada una de las secciones transversales para los caudales medios circulantes en diferentes periodos de retorno. Las cotas en cursiva corresponden a secciones donde la lámina se iguala a la profundidad crítica; los números en negrita a cotas en régimen rápido; el resto de las cotas corresponden a flujo en régimen lento.

Sección número	Cota alcanzada por la lámina de agua		
	T= 50 años	T= 100 años	T= 500 años
1	762,37	763,08	763,55
2	762,32	763,05	763,51
3	762,33	763,05	763,50
4	762,34	763,05	763,49
4.2	*760,46*	**760,90**	**762,50**
4.5	760,45	760,85	761,76
4.55	**760,00**	**760,11**	761,70
5	759,90	760,48	761,84
5.5	759,96	760,50	761,74
6	760,03	760,60	761,88
6.5	759,94	760,53	761,81
6.7	759,99	760,56	761,82
7	759,84	760,44	761,76
8	*758,52*	*758,91*	**759,83**
9	**756,56**	**756,75**	**757,21**
10	755,88	756,28	757,13

· *Información geomorfológica y paleohidrológica*

Además de la información hidrológica, existen datos de diferente índole que nos ayudan a precisar el alcance y magnitud de los eventos de crecida del río Alberche a su paso por Navaluenga. Estos datos, aparte de contrastar los resultados del análisis hidrológico de las crecidas, permiten prolongar el registro de eventos y de sus consecuencias más allá de las series ordinarias de caudales o precipitaciones recogidas en las estaciones; con ello, no se desprecia una información que, si bien normalmente es de tipo cualitativo, puede aportarnos importantes conclusiones de carácter evolutivo.

Un primer grupo de criterios de caracterización de las crecidas parten de la configuración geomorfológica del cauce y los elementos que lo integran, en el contexto evolutivo de esa red de drenaje. El río Alberche a su paso por Navaluenga discurre por la parte más baja de una depresión tectónica (fosa del Alto Alberche; Vázquez, 1986) con configuración de *graben* asimétrico basculado hacia el sur, y flanqueado por los *horsts* de La Paramera y la sierra del Valle. De ahí que las laderas del valle del Alberche en este sector presenten una notable disimetría: la margen

izquierda (vertiente norte) se configura como una sucesión de superficies escalonadas ligeramente basculadas hacia el sur; mientras que la ladera meridional presenta escarpadas pendientes en la que se localizan pequeños replanos a modo de hombreras de origen tectónico.

Esta configuración geomorfológica condiciona sobremanera la disposición del cauce del río Alberche, que procedente de estrechas gargantas (consecuencia de la incisión lineal en los replanos escalonados), ve ampliado su desarrollo en las proximidades de Navaluenga al aprovechar los amplios *glacis* erosivos del fondo de la depresión y las zonas de meteorización del sustrato granítico. En este sector el cauce puede delimitarse como una planicie ligeramente alomada cuyo fondo está ocupado por depósitos detríticos y que está separada de las márgenes (terrazas erosivas) por sendos taludes de apenas tres metros de altura.

El río Alberche en esta zona es una corriente fluvial rectilínea con bajo índice de sinuosidad y elevada torrencialidad por su alta pendiente longitudinal. Su canal en este sector es sencillo y con trazado ligeramente quebrado, debido al control ejercido por las áreas de intensa meteorización del sustrato que a su vez siguen antiguas fracturas tardihercínicas.

El arroyo del Chorrerón es igualmente rectilíneo y su trazado lineal está controlado por un sistema de fracturas tardihercínicas de dirección N-NE, que generan un corredor de meteorización del sustrato donde se ha instalado un valle del tipo nava con perfil en artesa. Ello ocasiona que durante eventos de crecida el arroyo ocupe la mayor parte del fondo del valle con una lámina de escaso espesor.

Precisamente en las proximidades de Navaluenga donde la mayor anchura del cauce del río Alberche permite la divagación del canal, existen barras laterales y longitudinales de cantos, gravas y arenas, llegando incluso a constituir islas permanentes vegetadas que separan varios canales. La de mayor extensión (La Isla) presenta una compleja evolución que se puede sintetizar en una tendencia del canal septentrional a migrar hacia el suroeste, dejando brazos abandonados a lo largo de la llanura. Estos canales abandonados constituyen vías preferenciales de circulación de la escorrentía en eventos de crecida (como lo prueban los depósitos de alta energía existentes en su lecho), por lo que su funcionalidad es inversamente proporcional al tiempo transcurrido desde su abandono. Esta tendencia se ha visto consolidada artificialmente con la construcción en primavera de 1998 de un dique de escollera en el punto de bifurcación de los antiguos canales, que desvía el flujo principal hacia la margen derecha.

Otro hecho geomorfológico de interés en el estudio de crecidas y riesgos asociados es la tendencia evolutiva del canal del río Alberche a desplazarse hacia su margen derecha (sur), provocando la asimetría de los taludes del cauce y el desplazamiento preferente de la vía de intenso desagüe (*floodway*) hacia el margen meridional; mientras, el sector septentrional del cauce sufre inundación con menor velocidad (*fringe*), concentrándose las máximas velocidades únicamente a través de los canales abandonados. De igual modo, el encajamiento del canal en el cauce ha hecho aflorar pequeños relieves dómicos aislados, que en algunos sectores (El Berrocal) llegan al constreñir el cauce y provocar el paso a flujo rápido durante periodos de crecida.

No existe ningún estudio de caracterización y datación de depósitos originados en aguas altas (SWD) cerca de Navaluenga, fundamentalmente porque los situados en el cauce han sido sucesivamente reelaborados, y los de las márgenes están antrópicamente modificados. Sin embargo sí que existen criterios biológicos que apoyan la existencia de paleoinundaciones, como la presencia de codos de crecimiento en antiguos árboles situados en las riberas a una cota característica (ver apartado 14.2.2).

Por lo que respecta a las inundaciones históricas, tampoco existe demasiada documentación recopilada al tratarse de un pequeño municipio, muy alejado y mal comunicado con los principales centros urbanos del pasado. Las citas documentales en las que se hace referencia expresa a localidades de este sector del río Alberche, son muy recientes (DGPC y DGOH, 1985a): 1922 (sin especificar); 24 de diciembre de 1927 (El Norte de Castilla); 16-22 de febrero de 1936 (Diario de Ávila); 25 de marzo de 1943 (Revista de Obras Públicas y Diario de Ávila); 1 de mayo de 1946 (Diario de Ávila); 8 de marzo de 1947 (Diario de Ávila); 19 de diciembre de 1997 (Diario de Ávila). Ninguna de ellas proporciona datos significativos, susceptibles de ser convertidos en aforos circulantes en Navaluenga e integrados en el análisis estadístico de caudales.

· *Zonación territorial de áreas inundables*

Partiendo del plano parcelario a escala 1:1000 elaborado en 1983 por el Servicio de Valoración Urbana (Ministerio de Hacienda), se ha confeccionado un modelo digital de elevación del casco urbano de Navaluenga. Para ello se digitalizaron las isohipsas (con una equidistancia de 1 m) y se completó el mapa *vector* con las cotas singulares procedentes de los planos parcelarios a escala 1:500; posteriormente se rasterizó la información con un *pixel* de 1 m y se interpolaron las cotas con un factor de escala que permitía una precisión centimétrica.

Cruzando en un sistema de información geográfica (ILWIS; ITC, 1993) los modelos digitales de elevación correspondientes a la lámina de agua para distintos caudales y a la configuración superficial del terreno, se obtienen las áreas inundables para los diferentes períodos de retorno considerados (Figura 15.7). Como puede observarse, las superficies inundadas por las crecidas de T_{50} y T_{100} son bastante semejantes, mientras que la crecida de T_{500} aumenta considerablemente el área anegada. Las zonas comprendidas entre las líneas que delimitan estas superficies serán, de acuerdo a los criterios de la Directriz, de inundación frecuente, ocasional y excepcional, respectivamente.

Aparte de esta información, la utilización del S.I.G. en el procesado de la información permite obtener otras cartografías de sumo interés, como es un mapa de isoprofundidades de lámina de agua durante la inundación (Figura 15.8); para ello basta con restar ambos modelos digitales de elevación y revectorizar la información del resultado, pudiéndose obtener mapas con diferentes equidistancias (de métrica a centimétrica).

Figura 15.7. Mapa de las áreas inundables para diferentes periodos de retorno.

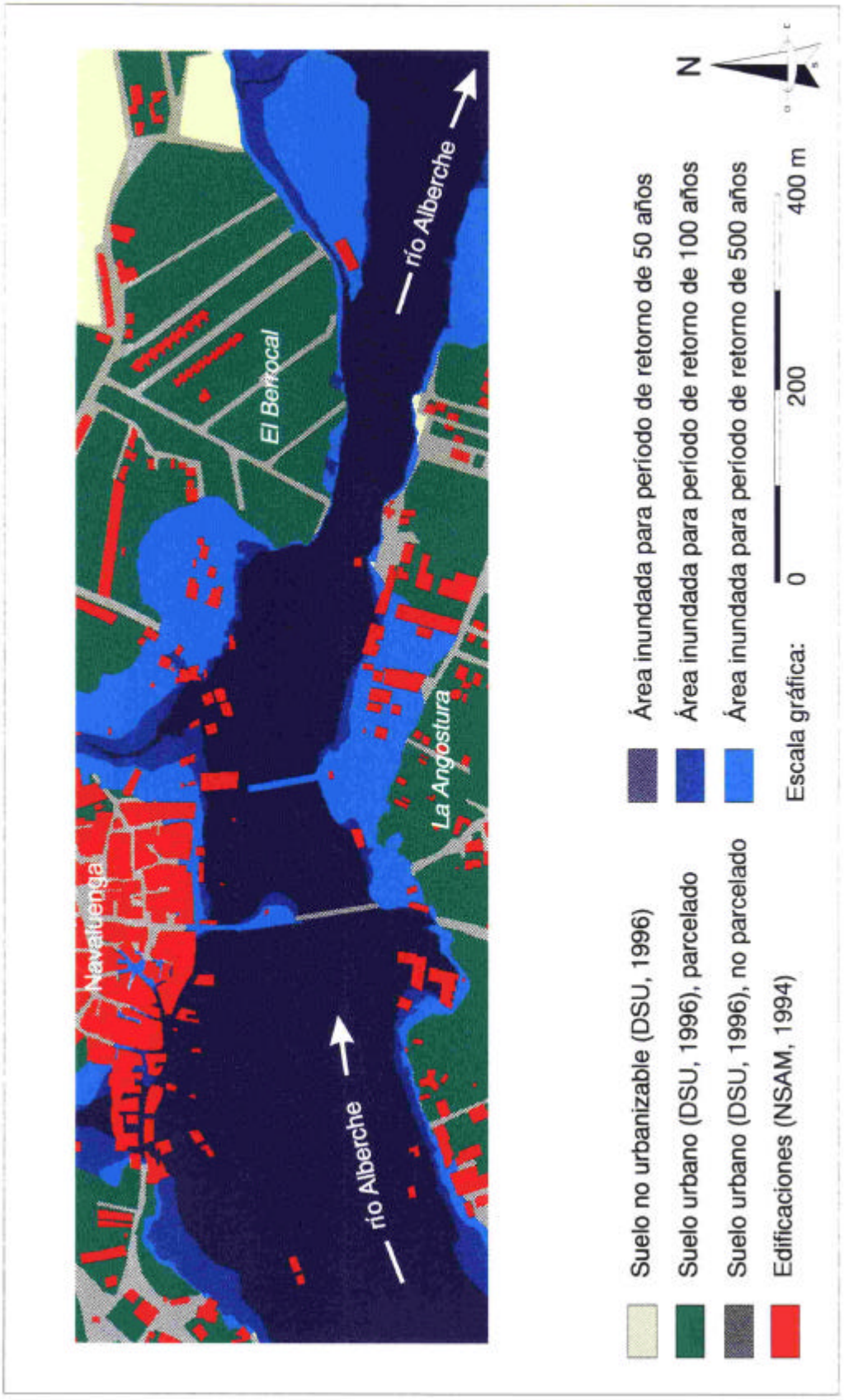
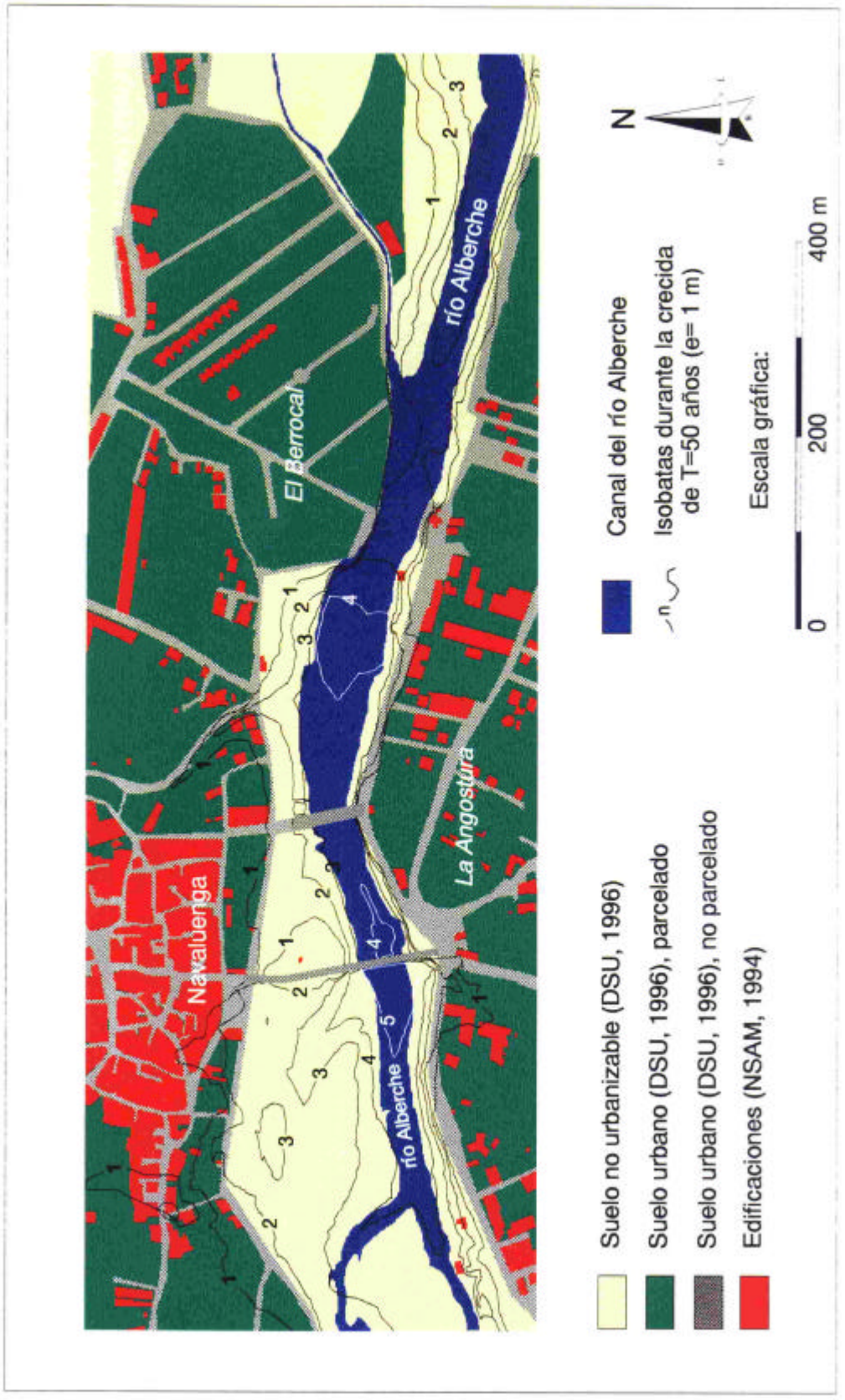


Figura 15.8. Mapa de isoprofundidades durante la crecida con periodo de retorno de 50 años.



- Catalogación de puntos conflictivos

La Directriz Básica (MJI, *op. cit.*) define como puntos conflictivos "aquéllos en los que, a consecuencia de las modificaciones ejercidas por el hombre en el medio natural o debido a la propia geomorfología del terreno, pueden producirse situaciones que agraven de forma substancial los riesgos o los efectos de la inundación". Desde este punto de vista, dos son las situaciones que pueden agravar los efectos de la inundación: aumento del espesor de la lámina de agua o variaciones continuas en su nivel; y modificaciones en el campo de velocidades del flujo (Figura 15.9).

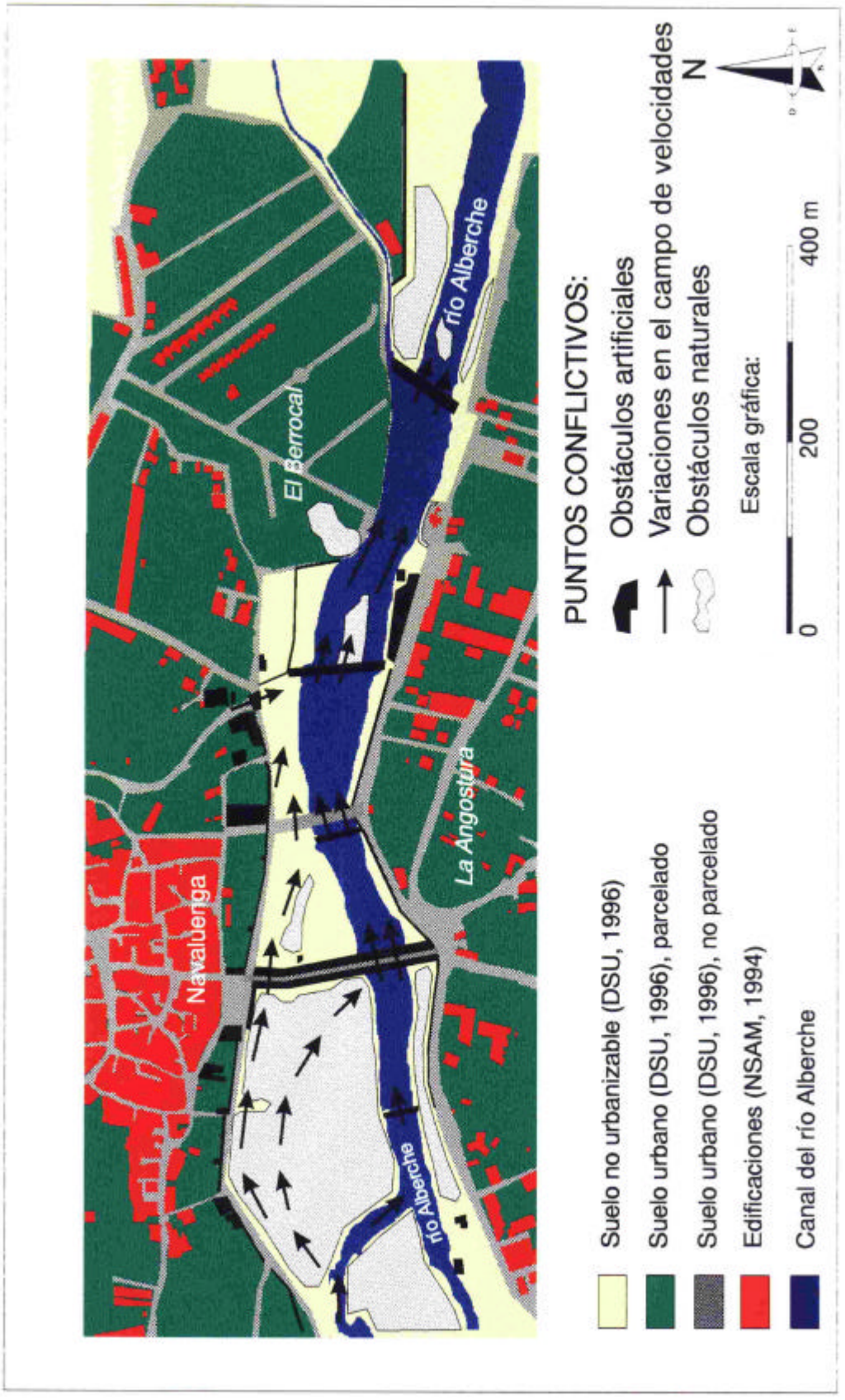
Dentro de los primeros, cabe inventariar aquellas alteraciones que faciliten profundidades anómalas de agua. Como puede observarse en la Figura 15.8, las principales variaciones en el mapa de isobatas están producidas por estructuras artificiales transversales al flujo, principalmente puentes, azudes y vertederas en el canal del río Alberche. Destacar en este sentido el efecto barrera que produce la alineación calle Hospital-puente viejo, que genera aguas arriba remansos de hasta 4 m de profundidad; igualmente producen espesores anómalos la vertedera de la conducción del colector de la confluencia Alberche-Chorrerón y el azud situado en las proximidades del camping "Ruta de Gredos". Semejante efecto se produce en los pequeños puentes y alcantarillas para vías transversales situadas sobre el arroyo Chorrerón a lo largo del casco urbano.

Las edificaciones situadas en zonas inundables no suelen representar obstáculos al flujo, al radicarse en áreas marginales alejadas de las vías de intenso desagüe (*floodway*). Sin embargo, en el caso del arroyo del Chorrerón, la construcción de viviendas en sus márgenes frente al uso tradicionalmente agrícola que presentaban, ha disminuido la capacidad de laminación de la onda de su cauce; como consecuencia, se produce una sobreelevación general, impermeabilización del lecho y aumento de velocidad, que afecta a la mayor parte del cauce de este arroyo.

Por lo que respecta a las variaciones en el campo de velocidades, es necesario resaltar la presencia de puntos conflictivos para el río Alberche en las zonas donde se produce paso de régimen lento a rápido (resalto hidráulico) o aquéllas en las que las velocidades medias son elevadas. A la vista de la Tabla 15.4, estos puntos varían espacialmente según la magnitud de la crecida, si bien son coincidentes en: estrechamientos de los puentes viejo y nuevo, en este último caso agravado por la estructura "en peine" situada aguas arriba; y en el sector del canal entre la vertedera del colector y el camping "Ruta de Gredos". La modelización del tramo del río durante la crecida de diciembre de 1989 mediante HEC-RAS (HEC, 1996), nos muestra unos máximos de velocidad en torno a 5,89 m/s en el canal (*floodway*) y de 1,70 m/s en las márgenes (*fringe*); en contraste, los mínimos alcanzan 1,52 y 0,15 m/s respectivamente, como muestra de las enormes aceleraciones que pueden producirse en algunos tramos.

Otros elementos artificiales que contribuyen a agravar la inundación son: la configuración asimétrica de la canalización realizada al río Alberche, que tiende a forzar su desbordamiento por la margen izquierda; los sistemas de drenaje transversal instalados en las calles Tejar y Pº Acacias a su paso sobre el arroyo del Chorrerón, totalmente insuficientes para evacuar su caudal en crecida, provocando la inundación de aquéllas; y la sobreelevación y avance del margen derecho por acumulación de escombros y vertidos en el sector oriental del casco urbano.

Figura 15.9. Mapa de zonas y puntos conflictivos durante la inundación en el casco urbano de Navaluenga.















Fotografías 15.15 a 15.20. Localizaciones de puntos conflictivos durante la inundación relacionados con el arroyo Chorrerón a su paso por Navaluenga: confluencia con el río Alberche en las proximidades del bar La Laguna antes (15.15) y durante la crecida (15.16); drenaje transversal de una calle del pueblo mediante alcantarilla (15.17) que produce una represa durante la crecida (15.18); encajonamiento del cauce entre los edificios, en ocasiones con giros bruscos del trazado (15.19) durante la inundación (15.20).



Fotografía 15.21. Resalto hidráulico producido por el cambio de régimen en el estrechamiento de la canalización del Puente Nuevo de Navaluenga.









Fotografías 15.22 a 15.25. Puntos conflictivos durante la inundación por modificaciones del campo de velocidades en las inmediaciones de La Isla (arriba) y el puente medieval (abajo); obsérvese la diferencia entre la situación de estiaje (izquierda) y crecida (derecha).

Dentro de los elementos naturales que generan puntos conflictivos podemos distinguir dos grupos: geomorfológicos y biológicos. Entre los primeros destacar la propia disposición natural asimétrica del cauce en Navaluenga, la existencia de vías preferenciales de flujo en la llanura inundable (antiguos canales abandonados) y los estrechamientos motivados por afloramiento de rocas resistentes, como el promontorio situado frente a la estación de aforos. Los biológicos están fundamentalmente relacionados con la presencia de masas boscosas de vegetación riparia en las márgenes e islas, interfiriendo el flujo y produciendo sobreelevaciones puntuales, aunque aguas abajo su efecto laminador sea beneficioso.

También existen tramos de vías de comunicación que pueden verse afectados por las aguas, fundamentalmente las calles Virgen de los Villares y Tejar, esta última único acceso motorizado al puente nuevo, y por tanto única vía para cruzar en automóvil el río Alberche durante una crecida; el arroyo Chorrerón inunda algunas calles y plazas del pueblo, como Gral. Franco y Pº Acacias. Puntos conflictivos son también los tramos de afección a las conducciones de abastecimiento, saneamiento, suministro eléctrico y vías telefónicas, fundamentalmente en el cauce el río Alberche (márgenes de la calle Tejar).



Fotografía 15.26. Inundación de la calle Tejar, con obstaculización del tráfico rodado durante las crecidas de 1996.

En resumen, existen una serie de zonas y puntos conflictivos en el casco urbano de Navaluenga que pueden agravar la inundación en eventos de crecida fluvial, si bien su efecto está localizado y es perfectamente previsible.

- Fenómenos geológicos asociados

Existen diferentes procesos geológicos que tienen lugar en los principales cauces (río Alberche y arroyo Chorrerón) y que durante eventos de crecida se ven acelerados o pasan a constituir riesgo (Figura 15.10).

El caso paradigmático son los procesos gravitacionales en las márgenes del canal activo durante la crecida por efecto de la saturación en agua o la socavación en la base del talud. Sin embargo, la propia disposición geomorfológica del cauce del río Alberche, con pendientes suaves y escarpes de reducidas dimensiones, y la naturaleza de los materiales de las riberas, restringe espacialmente las áreas afectadas potencialmente por estos fenómenos en Navaluenga. Únicamente, destacar la posibilidad de vuelcos por zapado y pequeños deslizamientos de magnitud métrica a lo largo del talud del banco de orilla derecha en los sectores donde no se encuentra canalizado artificialmente; especial relevancia pueden tener las zonas en las que este talud ha sido recrecido por amontonamiento de escombros que aumentan su carga y la pendiente del talud, a la vez que crean discontinuidades internas que facilitan los procesos de desprendimiento.

Figura 15.10. Mapa de previsión de procesos geológicos asociados a la inundación.



Otro grupo de procesos geológicos susceptibles de causar riesgos adicionales es la sufusión o *piping*, vinculada al almacenamiento temporal de agua subsuperficial en riberas durante la crecida y a su reincorporación al canal tras el descenso del nivel de la lámina de agua. Este proceso puede afectar a los materiales aluviales finos de depósitos de llanura inundable que ocupan la margen derecha del río, produciendo colapsos de los tubos de sufusión que suponen vías preferenciales a la escorrentía superficial canalizada.

Los propios procesos fluviales a través de sus acciones de erosión, transporte y sedimentación, al variar sus parámetros durante la crecida, pueden suponer peligrosidad natural. La erosión en el lecho o en las márgenes moviliza materiales, deteriorando elementos antrópicos (vías de comunicación, conducciones, canalizaciones, mobiliario urbano, etc.) o disminuyendo la potencialidad de uso del terreno (destrucción de suelo fértil, derribo de árboles, etc.). El estudio del campo de velocidades medias en las zonas central y laterales de los diferentes perfiles transversales del cauce del río Alberche, nos ha permitido discriminar qué áreas pueden sufrir con mayor intensidad esta acción (ver Figura 15.10).

Por otra parte, durante el transporte fluvial, el material arrastrado por saltación o carga de fondo puede interferir con esos mismos elementos, produciendo pérdidas. Tal es el caso de las arboledas y mobiliario urbano situados en las áreas de recreo próximas al canal, donde se pueden observar los efectos de los impactos de los materiales transportados.

Finalmente, la sedimentación de parte del material transportado puede producir igualmente daños. Aunque el río Alberche y arroyo del Chorrerón no transportan cantidades apreciables de material en suspensión, los edificios anegados en las márgenes se ven afectados por la decantación de láminas limo-arenosas de espesor milimétrico; las zonas de cultivo, parques y jardines sufren en ocasiones aterramientos de espesor centimétrico que suponen una inversión edáfica.





Fotografías 15.27 y 15.28. Sedimentación de un manto de arenas sobre el paleocauce abandonado, produciendo el aterramiento del vial tras las crecidas de 1996; antes (izquierda) y después de la inundación (derecha).

- Análisis de riesgos de inundación

En virtud del anterior análisis de la peligrosidad por inundación, se trata ahora de establecer una clasificación de las zonas inundables en función del riesgo, estimando las afecciones y daños (MJI, 1995). Para ello es preciso inventariar los elementos en riesgo y estimar la vulnerabilidad de los mismos.

· *Inventario y vulnerabilidad de los elementos en riesgo*

Se considerarán en este apartado todos los elementos, naturales o antrópicos, que posean un valor intrínseco para el ser humano, y que por lo tanto sean susceptibles de sufrir impacto negativo (pérdidas o daños).

En el primer elemento en la escala de valores se sitúan las propias personas que habitan o transitan por las zonas inundables. El casco urbano de Navaluenga tiene una población de derecho y hecho de 2.084 personas (cifra correspondiente a 1991, tras un descenso de un 25 % desde mediados de siglo), aunque puede llegar a multiplicarse por 8 ó 10 en el periodo estival (hasta 20.000 personas), fines de semana y festivos (entre 5.000 y 10.000 habitantes). El número de personas que posee su vivienda habitual, segunda residencia, o que son transeúntes habituales en las áreas inundables puede estimarse los siguientes órdenes de magnitud reflejados en la Tabla 15.5.

Tabla 15.5. Magnitudes relativas de la población que constituye elemento en riesgo para diferentes factores de inundabilidad. Las cifras contenidas entre paréntesis corresponden a periodos estivales o fines de semana.

Tipo de permanencia de las personas en la zona	**Inundabilidad de las zonas**		
	Frecuente	Ocasional	Excepcional
Residencia principal (habitual)	100	120	200
Segunda residencia (temporal)	40	50	70
Transeúntes ocasionales	80 (250)	90 (250)	110 (500)

A la hora de evaluar la vulnerabilidad de esta población en riesgo es importante considerar su situación en el momento de la inundación y la movilidad de la misma. Al tratarse de un núcleo de población con estructura compacta y tipología de manzana cerrada, predominan los edificios de dos plantas, por lo que más de un 50 % de las personas se sitúan en la zona de influencia de la lámina de agua. Además, las únicas vías de evacuación se encuentran en las plantas bajas inundadas, lo que unido a la estructura demográfica de la población (24,3 % de mayores de 65 años y 16,5 % menores de 16 años), aumenta notablemente la vulnerabilidad de estas personas con problemas de movilidad y autonomía. Por contra, la lentitud en la subida de niveles de agua durante la crecida permite un amplio margen temporal de maniobra.

En segundo lugar se tiende a inventariar los bienes inmuebles en sentido amplio, contemplando desde parcelas, espacios públicos, mobiliario urbano, a las propias edificaciones. El estado de la propiedad (público-privado) y su cualificación (urbano-no urbanizable) no suelen sufrir modificaciones en la inundación, por lo que pueden ser excluidos como elementos en riesgo ya que sobre ellos no se produce impacto.

No ocurre lo mismo con otros elementos ubicados en estas propiedades (edificios, mobiliario urbano, cultivos, etc.), que suelen sufrir desperfectos o destrucción total. Una recopilación de los principales elementos en riesgo que ocupan las zonas de diferente inundabilidad y de su vulnerabilidad relativa puede encontrarse en la Tabla 15.6.





Fotografías 15.29 y 15.30. Inundación de espacios públicos destinados al ocio-recreativo (derecha), sin que la inundación suponga pérdidas derivadas de su cambio de categoría respecto a la situación original (izquierda).









Fotografías 15.31 a 15.34. Inundación de espacios urbanos edificados y viales en la calle Tejar durante las crecidas de 1989, ocasionando importantes pérdidas económicas en las viviendas e instalaciones comerciales.





Fotografías 15.35 y 15.36. Inundación del aparcamiento de la piscina natural de la calle Tejar durante las crecidas de 1996, produciendo daños en el mobiliario urbano y vías de servicio (conducciones eléctricas y telefónicas).

Tabla 15.6. Magnitudes relativas de bienes inmuebles sometidos a riesgo bajo diferentes factores de inundabilidad. Las cifras en negrita suponen la destrucción total del elemento; los números en cursiva los desperfectos ocasionados que conllevan la pérdida de productividad o necesidad de reparaciones; la tipología normal de números se aplica a elementos expuestos al riesgo y que previsiblemente no sufren daño alguno.

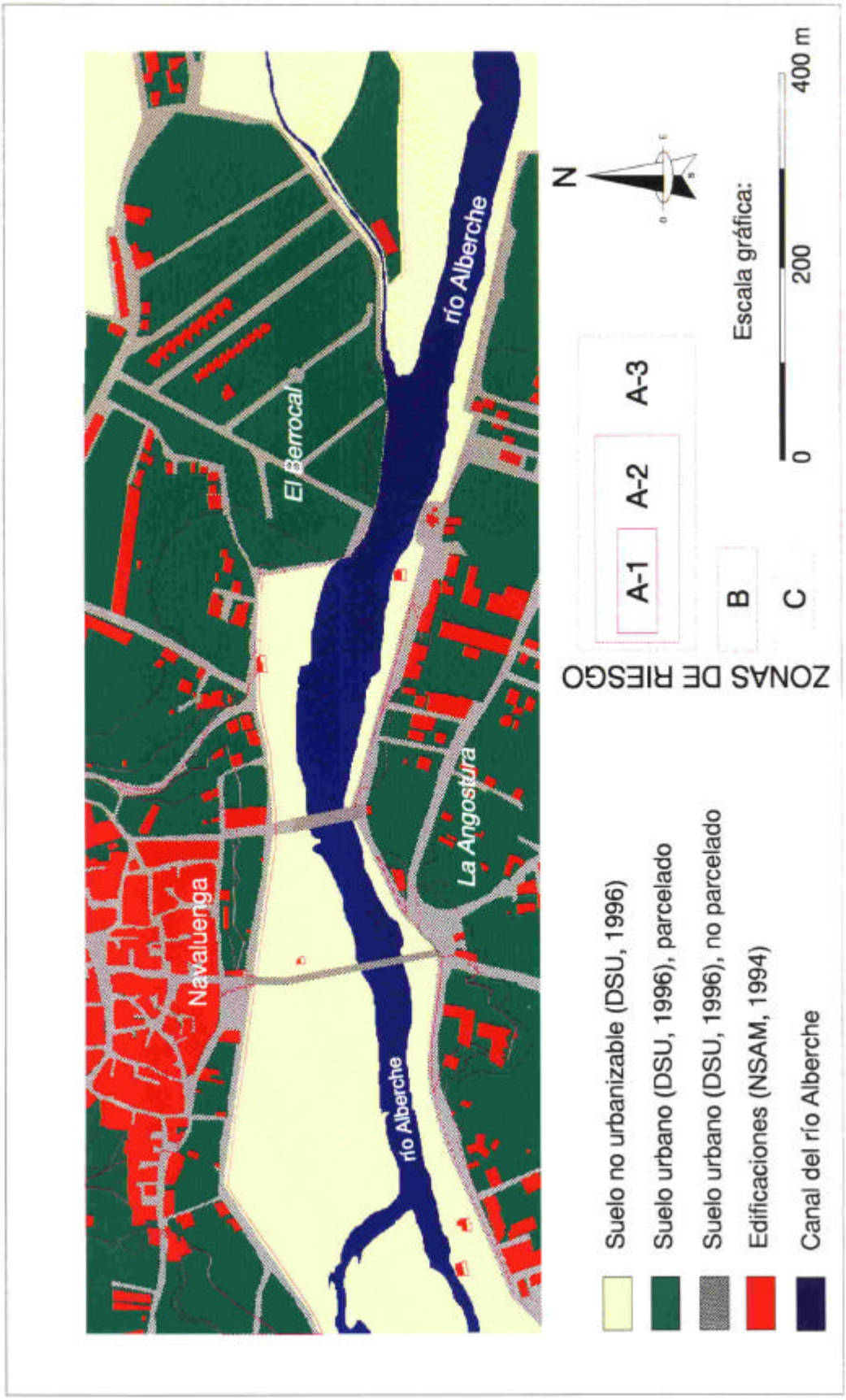
Elementos en riesgo (unidades en que se miden)	**Inundabilidad de las zonas**		
	Frecuente	Ocasional	Excepcional
Suelo no urbanizable (m^2)	*157311*	*167781*	*179210*
Suelo urbano parcelado (m^2)	23043	36753	83564
Suelo edificado (m^2)	*7039*	*10680*	*21324*
Obras hidráulicas (número)	*2*+4	*4*+2	**5**+*1*
Mobiliario urbano (número)	**4**+8	**4**+8	**12**
Vías de comunicación (metros)	*15095*	*19189*	*30983*
Vegetación arbórea (número de pies)	**20**+*130*	**35**+*125*	**75**+*135*
Conducciones de servicio (km)	*1.2*+0.4	*1.2*+0.4	**1**+*1.2*+1.3

* CLASIFICACIÓN DE LAS ZONAS INUNDABLES SEGÚN SU RIESGO

En virtud de lo dispuesto en la Directriz Básica de Planificación (MJI, 1995), las zonas inundables se clasificarán según el riesgo en diferentes categorías. De acuerdo con esos criterios y los elementos en riesgo anteriormente enumerados, el casco urbano de Navaluenga quedaría subdividido en las siguientes zonas (Figura 15.11):

- Zona de riesgo alto frecuente (A-1). Comprende sectores de las márgenes izquierda y derecha del río Alberche y la desembocadura del arroyo Chorrerón, en cuanto a la afección a zonas edificadas o urbanizables de un núcleo urbano (Navaluenga); y edificaciones aisladas (suelo no urbanizable) en la margen izquierda donde una crecida con periodo de retorno de 50 años produciría graves daños.

Figura 15.11. Mapa del riesgo de inundación de acuerdo a la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil.



- Zona de riesgo alto ocasional (A-2). Se limita a una estrecha orla en zonas de ambas márgenes, donde una crecida de T=100 años produciría impactos en las edificaciones o suelo urbanizable del núcleo urbano de Navaluenga.

- Zona de riesgo alto excepcional (A-3). Comprende sectores de la margen izquierda del río Alberche (interfluvio Alberche-Chorrerón) y las áreas del casco urbano susceptibles de ser inundadas por precipitación *in situ.* La inundación con T=500 años produciría graves daños a edificaciones o suelo urbano del núcleo urbano de Navaluenga.

- Zona de riesgo significativo (B). Abarca únicamente la instalación de servicios del camping Ruta de Gredos que sería afectada por inundaciones de T≥100 años.

- Zonas de riesgo bajo (C). Se limita a la edificación aislada del camping Ruta de Gredos y tramos de vías de comunicación en las que los daños de la inundación T=500 años no serían importantes.

- Sistemas de previsión del peligro de inundaciones

Con objeto de poner en disposición preventiva los servicios y recursos de emergencia, a continuación se relacionan posibles datos de interés de naturaleza meteorológica o hidrológica.

· *Predicción meteorológica*

Los eventos meteorológicos que dan lugar a fenómenos de inundación se relacionan fundamentalmente con los meteoros lluvia y nieve, bien actuando de forma individual en el primer caso o de forma conjunta. La génesis de las precipitaciones que hasta el momento han producido inundaciones históricas está vinculada con situaciones sinópticas de flujos de noroeste, oeste o suroeste con procedencia atlántica; las bajas presiones y los frentes asociados cruzan lentamente el centro peninsular con una trayectoria oeste-este, sólo modificada por la existencia de zonas de altas presiones de influencia centroeuropea en el norte peninsular (que generan situaciones de suroeste), o norafricana en el Mediterráneo occidental (produciendo situaciones de noroeste).

Las precipitaciones suelen localizarse de forma generalizada en amplias extensiones, del orden de miles de kilómetros cuadrados, si bien se ven reforzadas por el efecto orográfico de las alineaciones del Sistema Central, generando un acusado gradiente altitudinal en la cantidad e intensidad. Otro factor importante es la disposición de las laderas respecto a la procedencia del frente; en general, las laderas orientadas hacia el noroeste reciben mayor precipitación, localizándose hacia el sur y suroeste áreas de sombra tras las principales alineaciones orográficas.

La distribución mensual de las precipitaciones máximas para Navaluenga nos marca un patrón bimodal, con máximos en noviembre-diciembre y febrero; entre los meses de noviembre y febrero se localizan más del 68 % de los eventos; por el contrario, los meses primaverales y estivales tan sólo concentran el 17 % (nunca en agosto). La precipitación máxima registrada en 24 horas se sitúa en torno a 120 l/m^2, estando los cuantiles correspondientes a períodos de retorno entre 50 y 500 años en un intervalo de 125 a 200 mm.

Los eventos de precipitación suelen ser prolongados en el tiempo, durando varios días e incluso semanas y reciben el nombre popular de temporales. Los únicos pluviogramas disponibles más

cercanos, procedentes de la estaciones automáticas de Ávila y Piedrahita, no presentan unos patrones de hietograma característicos, sino una distribución anárquica y polimodal.

En el caso de las cuencas drenantes al río Alberche y arroyo Chorrerón, las precipitaciones areales medias para diferentes periodos de retorno son las que aparecen en la Tabla 15.7. A nivel predictivo, pueden resultar de interés los valores umbral de precipitación registrados en las estaciones más occidentales de la cuenca, donde primero suelen detectarse estos eventos de procedencia oeste. Así, en las estaciones de Piedrahita, Navacepedilla, S. Martín de la Vega del Alberche y Cepeda la Mora, nunca se han recogido cantidades inferiores a 10,2, 17,2, 6 y 19,3 mm respectivamente, al menos con un día de antelación a producirse inundaciones aguas abajo; por su parte, los máximos registrados para esas mismas estaciones en períodos de crecida han sido de 89,1, 101,5, 102 y 85,5 mm.

Tabla 15.7. Precipitaciones areales medias diarias en la cuenca drenante al río Alberche hasta El Burguillo y la cuenca del arroyo Chorrerón para períodos de retorno de 50, 100 y 500 años.

Período de retorno (años)	Precipitación areal media en 24 horas (mm)	
	Alberche hasta El Burguillo	Cuenca del Chorrerón
50	170,34	99,91
100	194,81	115,89
500	260,30	156,23

· *Previsión hidrológica*

Las crecidas de los ríos y arroyos del Sistema Central pueden caracterizarse como intermedias entre los prolongados periodos de aguas altas centroeuropeos y las avenidas relámpago del área mediterránea.

El carácter dilatado en el tiempo de la precipitación y en general poco intenso, la situación de humedad precedente del suelo y la forma elongada de la subcuenca contribuyen a generar hidrogramas con grandes tiempos base. Por el contrario, la elevada pendiente bngitudinal de las corrientes fluviales, la impermeabilidad del sustrato, la escasez de vegetación y la orientación de la cuenca (Alberche) en la dirección de circulación de los frentes, participan en producir hidrogramas con pequeños tiempos de desfase de la punta.

De esta forma, la secuencia de niveles en Navaluenga es una combinación de un hidrograma con un amplio tiempo base (en torno a tres o cuatro días) y relativamente pequeño tiempo de desfase de la punta (apenas 6 horas). El caudal aumenta de forma progresiva durante unas 24 horas para producirse repentinamente uno o más picos de crecida, seguidos de una prolongada curva de descenso (dos o más días), que mediante nuevos picos de crecida secundarios tardíos, enlaza con una dilatada curva de agotamiento.

El único punto de control lo constituye el hidrógrafo situado en la estación de aforos de Navaluenga; los hidrogramas registrados (marzo 1991, enero 1996) presentan patrón polimodal, con un tiempo base de 5 o más días; y tiempos de crecida de 19 horas y 30 minutos para la primera punta y 28 horas para la principal. Este carácter puede deberse al desfase de las puntas en la combinación de los hidrogramas procedentes de la cuenca alta y los generados en los arroyos

de las sierras del Valle y Paramera. De hecho, la presencia reiterada de dos nuevas puntas en la curva de descenso (tiempos de más de dos días) debe corresponder a la llegada de la onda desde la cabecera del Alberche. Este mismo patrón bimodal se observa tenuemente en los hidrogramas generados artificialmente mediante el cálculo hidrometeorológico, con una primera punta (secundaria) a unas 16 horas del inicio de la precipitación (ver Figura 14.8).

La inexistencia de pluviogramas en las estaciones de la subcuenca nos impide extraer consecuencias sobre tiempos de concentración y tiempos de punta, tan útiles para predicción. Sin embargo, el modelo hidrometeorológico elaborado (Díez y Pedraza, 1996a) nos ofrece unas cifras para los tiempos característicos (Pedraza y Díez, 1996) que pueden considerarse aproximativas:

- Cuenca del arroyo Chorrerón. Tiempo de concentración, 3 horas y 29 segundos; tiempo de desfase de la punta, 1 hora y 4 minutos.

- Subcuenca del Alberche hasta Navaluenga. Tiempo de punta, 19 horas y 49 minutos; tiempo base, 23 horas y 40 minutos; tiempo de crecida, 7 horas y 9 minutos; tiempo de desfase de la punta, 5 horas y 40 minutos; tiempo de concentración, 8 horas y 20 minutos.

15.1.2. MEDIDAS PREVENTIVAS: LA PLANIFICACIÓN TERRITORIAL

**** Instrumentos de planificación a nivel municipal***

A la hora de mitigar catástrofes, se puede actuar sobre cualquiera de los tres componentes del riesgo: peligrosidad, vulnerabilidad o exposición. Ante la insatisfacción social que produce la simple adopción de medidas correctivas, y la provisionalidad de soluciones estructurales, la mayor parte de los organismos internacionales recomiendan la adopción de medidas no estructurales de tipo zonación de riesgos. Ésta se centra en la exposición, por lo que precisa figuras de planificación que restrinjan los usos en determinados sectores del territorio, evitando u ordenando así la presencia de elementos en riesgo en esas zonas.

A nivel municipal converge gran parte de la normativa territorial, desde disposiciones europeas, pasando por las leyes de ámbito estatal, hasta normativa autonómica específica. Sin embargo, con el citado objetivo de restringir los usos existen dos grupos de normas fundamentales aplicables a la totalidad de los municipios españoles: las leyes del Suelo (estatal y autonómica) y la Ley de Aguas.

- Las leyes del Suelo

· *La antigua "Ley del Suelo"*

La denominada Ley del Suelo (Real Decreto-Legislativo 1/1992, de 26 de junio, Texto Refundido de la Ley sobre el Régimen del Suelo y Ordenación Urbana), al igual que su predecesora del año 1976, fija el planeamiento como base del urbanismo. Esta ordenación territorial se plasma en diferentes clases de planes urbanísticos (art. 65) que van desde el Plan Nacional de Ordenación hasta los Planes Generales Municipales, pasando por los Planes Directores Territoriales de Coordinación, con ámbito autonómico; todos ellos estructurados piramidalmente, ya que cada plan debe respetar las determinaciones del inmediatamente anterior.

En lo que se refiere al entorno municipal, los Planes Generales Municipales de Ordenación son un instrumento integral, originario, de carácter operativo y de ámbito municipal o supramunicipal (comarcal); se regulan en los artículos 70 y 71 de la Ley (reproducción literal de los arts. 10.1 y 11 de la Ley del Suelo de 1976); y entre sus objetivos y contenidos está la clasificación del suelo para el establecimiento del régimen jurídico correspondiente. Otras figuras urbanísticas susceptibles de ser utilizadas son las Normas Complementarias y Subsidiarias del Planeamiento (arts. 73-75), Programas de Actuación Urbanística, Planes Parciales, Estudios de Detalle y Planes Especiales. En muchos casos de municipios españoles, la ausencia de planes generales de ordenación se suple con las Normas Subsidiarias de Planeamiento de ámbito municipal, cuyo objetivo principal es la clasificación del suelo en: urbano, apto para urbanizar y no urbanizable.

Precisamente la clasificación del suelo del municipio en áreas de suelo urbano, urbanizable (o en su caso apto para urbanizar) y no urbanizable (o sus equivalentes autonómicos), es el mejor instrumento para disminuir la exposición de los elementos en riesgo (personas y bienes). La calificación se basa en el Título I de la Ley (Régimen urbanístico de la propiedad del suelo), y más en concreto en sus artículos 9 al 12. Dos son las facetas en las que estas calificaciones pueden contribuir a la prevención de riesgos hidrológicos:

1. Preservación de suelo del proceso de desarrollo urbano y establecimiento de medidas de protección (suelo no urbanizable).

2. Definición de la estructura, usos, intensidades y tipologías de desarrollo urbano (suelo urbanizable), o regulación de los usos y de las renovaciones y reformas necesarias (suelo urbano).

El primer punto descarta la urbanización de áreas del término municipal "en razón a su excepcional valor agrícola, forestal o ganadero, de las posibilidades de explotación de sus recursos naturales, de sus valores paisajísticos, históricos o culturales, o para la defensa de la fauna, la flora o el equilibrio ecológico" (art. 12). Para ello requiere determinaciones (art. 71.3 d) como el establecimiento de medidas y condiciones para la conservación y protección de los elementos naturales (suelo, flora, fauna o paisaje) y de las edificaciones y parajes que así lo aconsejen. Supone una medida muy efectiva de prevención de riesgos en cuanto que evita el establecimiento de los elementos en riesgo, disminuyendo la exposicion.

En el segundo de los aspectos, la naturaleza jurídica de los instrumentos de planeamiento otorga potestad administrativa para decidir el emplazamiento de los centros de producción y de residencia del modo conveniente para la mejor distribución de la población (art. 3.2 b); igual ocurre con la densidad de población, porcentaje de ocupación, volumen, forma, número de plantas, clase y destino de los edificios, etc. (art. 3.2 e). Estas determinaciones técnicas pueden complementarse mediante Estudios de Detalle, fundamentalmente para la ordenación de volúmenes (art. 91). Esta medida puede actuar de forma efectiva sobre la vulnerabilidad de los elementos en riesgo, mediante distribuciones y diseños aptos para mitigar daños: viales orientados en dirección a la corriente, edificios con plantas hidrodinámicas, inexistencia de sótanos y depresiones, etc.

A raíz de la sentencia del Tribunal Constitucional de 20-03-97, declarando inconstitucionales y nulos gran parte de los artículos de la Ley del Suelo (Ley 8/90 y RDL 1/92), ante los recursos interpuestos por diversos ejecutivos autonómicos, se creó un vacío legal importante. La sentencia declaró inconstitucionales 200 de los 310 artículos del Texto Refundido, entre ellos muchos de los reguladores del planeamiento anteriormente expuesto (arts. 11, 12, 70, 71, 72, ...). Sólo en

Castilla y León esta sentencia afectó a los ayuntamientos de Soria, Palencia y Valladolid, que habían adaptado sus planes generales a esa Ley, y a más de 2.235 municipios de menos de 25.000 habitantes.

La totalidad de las Comunidades Autónomas han asumido en el marco del art. 148.1.3 C.E. competencias exclusivas en materia de ordenación del territorio, urbanismo y vivienda. Así, por obra de la Constitución y de los Estatutos de Autonomía, la competencia sobre la materia urbanismo y vivienda corresponde a las Comunidades Autónomas. En términos absolutos, de ello no deriva que el Estado haya quedado desapoderado de competencia en esta materia, especialmente en lo que hace referencia a la llamada "propiedad urbanística" y a la regulación de las condiciones básicas que garantizan la igualdad de todos los españoles en el ejercicio de los derechos.

· *Los riesgos naturales en la nueva Ley sobre Régimen del Suelo y Valoraciones*

Con fecha 13 de abril de 1998 se aprobó y sancionó la nueva Ley 6/1998 sobre régimen del suelo y valoraciones, cuyo articulado, integrado en cinco títulos, fue publicado en el B.O.E. número 89 del martes 14 de abril (págs. 12296-12304). Esta Ley deroga la mayor parte del Real Decreto Legislativo 1/1992, de 26 de junio (por el que se aprobó el texto refundido de la Ley sobre Régimen del Suelo y Ordenación Urbana), y los tres primeros artículos de la Ley 7/1997, de 14 de abril, de Medidas Liberalizadoras en materia de Suelo y Colegios Profesionales.

Tal y como recoge la Exposición de Motivos de dicha Ley, se persigue *una mayor flexibilidad* en el uso del suelo, *eliminando los factores de rigidez y facilitando el aumento de la oferta del suelo; con ello se hará posible que todo el suelo que no ha sido incorporado al proceso urbano, en el que no concurran razones para su preservación, pueda considerarse como susceptible de ser urbanizado*. Este último aspecto *de acuerdo con el planeamiento y la legislación territorial y sectorial, en razón de sus valores ambientales, paisajísticos, históricos, arqueológicos, científicos o culturales, de su riqueza forestal, ganadera o de otra índole, o de su justificada inadecuación para el desarrollo urbano.*

Por lo que se refiere a la consideración de los riesgos naturales, tan sólo son citados como motivo de declaración de un suelo como no urbanizable en el artículo 9, que reza:

> *"Artículo 9. Suelo no urbanizable.*
>
> *Tendrán la condición de suelo no urbanizable, a los efectos de esta Ley, los terrenos en que concurran alguna de las circunstancias siguientes:*
>
> *1.ª Que deban incluirse en esta clase por estar sometidos a algún régimen especial de protección incompatible con su transformación de acuerdo con los planes de ordenación territorial o la legislación sectorial, en razón de sus valores paisajísticos, históricos, arqueológicos, científicos, ambientales o culturales, de riesgos naturales acreditados en el planeamiento sectorial, o en función de su sujección a limitaciones o servidumbres para la protección del dominio público.*
>
> *2.ª Que el planeamiento general considere necesario preservar por los valores a que se ha hecho referencia en el punto anterior, por su valor agrícola, forestal, ganadero o por sus riquezas naturales, así como aquéllos otros que se considere inadecuados para un desarrollo urbano."*

Como puede comprobarse, por primera vez en la legislación estatal sobre el suelo se consideran posibles restricciones de uso por motivo de los riesgos naturales. Sin embargo, la matización subsiguiente hace inefectiva la medida, puesto que al no encontrarse aún desarrollado un planeamiento sectorial sobre el tema de riesgos (únicamente se está avanzando en las primeras fases del Plan Nacional de Prevención del Riesgo de Inundaciones), se pospone la acreditación de zonas hasta su aprobación. Por lo tanto, podría darse la circunstancia transitoria de que fueran

declaradas como suelo urbanizable extensiones del territorio con riesgos manifiestos, al no existir estudios específicos sobre esa zona concreta.

En este sentido, la nueva normativa autonómica en materia de régimen del suelo y ordenación territorial está llamada a jugar un importante papel, complementando y acelerando los procesos de declaración de zonas de sus comunidades que presenten manifiestos riesgos naturales en una fase de la planificación sectorial previa a la escala municipal.

· *Los riesgos naturales en la Ley de Urbanismo de Castilla y León*

La Ley de Urbanismo de Castilla y León (Ley 5/1999, de 8 de abril), en su artículo 15 (apartado b) contempla como causa para la clasificación de un suelo como rústico el que estos *"terrenos estén amenazados por riesgos naturales o tecnológicos incompatibles con su urbanización, tales como inundación…"*. A este respecto, ya se ha aplicado dicha normativa autonómica en la desestimación de un recurso interpuesto por promotores urbanísticos particulares contra acuerdo de la Comisión Provincial de Urbanismo de Segovia, entendiendo finalmente como inadecuados para un desarrollo urbano racional cuantos terrenos sean susceptibles de inundación (Orden de 3 de diciembre de 1999, B.O.C. y L., 252, 13123-13128).

- La Ley de Aguas

La Ley de Aguas (Ley 29/1985, de 2 de agosto) y el Reglamento del Dominio Público Hidráulico (Real Decreto 849/1986, de 11 de abril), tienen igualmente aplicación en la planificación urbana en cuanto que zonifican y restringen usos en áreas de los municipios, tales como: el cauce (dominio público hidráulico) y riberas, las zonas de servidumbre y policía (márgenes), y las áreas inundables.

El *cauce* o álveo es el terreno cubierto por las aguas en las máximas crecidas ordinarias (art. 4); esta zona es pública y por tanto está prohibido establecer en ella cualquier uso distinto a su evolución natural. Si cualquier corriente fluvial discurre por un municipio existen unas bandas de territorio sometidas a restricciones de uso, las *riberas* o zonas situadas entre el canal (lámina/s de agua) y el borde de lo delimitado como cauce.

A partir de esta delimitación del cauce, siempre según la Ley, se establecen en las dos *márgenes* sendas bandas de extensión métrica: las *zonas de servidumbre* (5 m) y *policía* (100 m). Los usos en ambas requieren autorización previa de la Confederación Hidrográfica correspondiente, y las actividades están muy restringidas (artículos 7º y 9º del Reglamento); esta potestad de la Confederación se extiende sobre las áreas incluidas como zonas de riesgo (*zonas inundables*; artículo 14º del Reglamento).

- Otras normativas con reflejo en el planeamiento municipal

Existen otras muchas figuras legales que afectan a la planificación a nivel municipal en diferentes grados y escalas. Entre ellas sólo merecen destacarse las leyes nacionales y autonómicas de espacios naturales y/o conservación de la naturaleza, ya que en ocasiones imponen restricciones de usos en amplios sectores del territorio que son catalogados como espacios naturales (Parques Nacionales, Parques Regionales, Parques Naturales, Reservas Naturales, Monumentos Naturales, etc.); muchas veces estas restricciones de usos se reflejan en el desarrollo de Planes Rectores de Uso y Gestión o el establecimiento de áreas de protección en torno a estos espacios que abarcan uno o varios municipios. Igualmente la legislación de delimitación y protección de las vías

pecuarias (cañadas, cordeles, veredas, etc.) permite establecer dominios públicos cuando éstas discurren por zonas inundables; es el caso de la cañada del Salmonero en la llanura de inundación del río Alberche en la urbanización Cerro Alberche (El Casar de Escalona).

El apartado 6 de la Norma Básica de Protección Civil (Real Decreto 407/1992, de 24 de abril) y la propia Resolución mediante la cual se aprueba la Directriz Básica (MJI, 1995) contemplan el carácter de Planes Especiales para los Planes de Protección Civil elaborados, aprobados y homologados conforme a lo dispuesto en dicha Directriz. Asimismo, acuerda que "*serán tenidos en cuenta por los órganos competentes en el proceso de planificación del territorio y de los usos del suelo*". El propio plan hidrológico de cuenca reconoce que "*El Plan estatal de Protección ante el riesgo de inundaciones y los Planes de Emergencia de Presas, incluidos en la Directriz Básica de Protección Civil, constituyen piezas claves en los programas frente a inundaciones*" (pág.113).

El plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997), entre las medidas de protección, conservación y recuperación del recurso (agua), propone "*Asegurar la capacidad del cauce para permitir el paso de las avenidas en régimen real, mediante acciones que preferiblemente serán de carácter administrativo, de gestión y de ordenación territorial (modificación de la zona de policía, expropiaciones de zonas con alto riesgo de inundación, determinación de usos que sean compatibles con posibles inundaciones o el establecimiento de seguros en zonas con riesgo de inundación), recurriendo, sólo en los casos inevitables, a medidas de carácter estructural (ampliación del cauce o creación de cauces complementarios, limpieza del cauce y construcción de defensas)*" (págs. 89 y 90). Además, dentro de los objetivos y propuestas de actuación y criterios para la realización de estudios en materia de protección frente a avenidas (Art. 59), dicho plan cita "*A efectos del cumplimiento de lo establecido en el artículo 41.3 de la Ley de Aguas, el Organismo de cuenca podrá informar a los Municipios sobre las demás áreas inundables a que se refiere el artículo 60.2 de las presentes NORMAS, a fin de que sean tenidas en cuenta en los diferentes instrumentos de ordenación urbanistica del territorio*" (pág. 113).

**** Integración del análisis de riesgos en la planificación municipal***

Si no existía una metodología estandarizada en la elaboración del análisis de riesgos ni en su plasmación en una cartografía de áreas de riesgo, menos consenso y experiencia acumulada existe sobre la correspondencia entre las zonas de riesgo y sus equivalentes con las figuras de planificación antes indicadas, bien sean de la Ley del Suelo o de la Ley de Aguas.

Las definiciones correspondientes a cada una de las clases de suelo de la Ley de 1992 (e igualmente de la de 1976) no recogen de forma expresa la existencia de riesgos naturales como motivo de inclusión en una de las categorías. Por lo tanto la asignación de una zona de riesgo elevado a un suelo no urbanizable con limitaciones de uso no es preceptiva, y se deja en manos del grado de concienciación y buena voluntad de los técnicos o responsables políticos del municipio. Esta situación debería ser corregida dado que está impidiendo en la práctica la integración de una eficaz medida preventiva no estructural (la zonación de riesgos) en el planeamiento a nivel municipal (Díez, 1997).

En lo referente a la Ley de Aguas y RDPH debemos centrarnos en la propia definición de cauce, por ser determinante de la extensión que tendrá la zona con la máxima restricción de usos. El criterio exclusivamente hidrológico (máxima crecida ordinaria) para su establecimiento y puesta en práctica, plantea una serie de problemas que conviene considerar (restitución al régimen natural, indefiniciones en la MCO, cortas series de referencia, confluencias sin aforar, etc.). Por

este motivo, y en vista de lo expuesto con anterioridad por expertos de reconocido prestigio en la materia (CEDEX, 1994), deben realizarse ligeras modificaciones en los criterios de delimitación contemplados en la Ley de Aguas y el Reglamento del Dominio Público Hidráulico que conduzcan a una objetivación y dinamización de proyectos que, como Linde, pueden contribuir a prevenir catástrofes naturales. La principal reforma asciende a los criterios geológico-geomorfológicos y mediambientales, de una consideración simplemente consultiva, a una categoría preceptiva en el establecimiento del cauce y la modificación de la delimitación métrica de las zonas inundables, de policía y servidumbre.

Ante la falta de experiencias a nivel nacional, hemos de recurrir a los fructíferos proyectos de integración efectuados en algunas comarcas italianas (cuenca del Po −Piamonte− Gambino, *et al.*, 1993; y cuenca del Ombrone −Toscana− Cannata, 1994), en virtud de las innovaciones introducidas en la normativa de planificación de cuencas (Ley 431/85 sobre planificación paisajística), por la ley de defensa del suelo (183/89) y los planes territoriales de coordinación provincial (Ley 142/90).

En la misma línea se sitúan los planes de exposición a los riesgos (PER) elaborados en Francia a nivel municipal, con sus zonas roja (con prohibición para nuevas urbanizaciones), azul (urbanizable con condiciones) y blanca (sin restricciones); la recepción de indemnizaciones y ayudas en caso de catástrofe está sujeta al cumplimiento de la normativa urbanística correspondiente.

Igualmente, en el distrito de Rosario, sur de la provincia argentina de Santa Fe, las autoridades municipales han adoptado las cartografías de riesgo (Riccardi, 1997) para proponer medidas urbanísticas severamente restrictivas en la zona de riesgo asociada a un periodo de retorno de 100 años; dichas restricciones disminuyen hacia el sector con periodo de 500 años, considerado límite de zona de riesgo mínimo.

** Integración del análisis de riesgos en la planificación territorial de Navaluenga*

La zonificación realizada, basada en el análisis de riesgo de inundaciones en el casco urbano de Navaluenga, quedaría incompleta de no considerar su integración en la actual normativa de planificación urbanística del municipio.

- Zonificación derivada de la Ley de Aguas en Navaluenga

En la delimitación del cauce para el río Alberche basada en los criterios fundamentalmente hidrológicos del Reglamento, se realizó un análisis de los caudales máximos anuales registrados en la estación de aforos de Navaluenga. Se estimó como aforo correspondiente a la MCO un caudal de 122 m^3/s, que circulando según el modelo hidráulico propuesto (ver apartado 15.1.1), ocupará un área equivalente al reflejado en la Figura 15.12. Sin embargo, esta delimitación hidrológica es altamente insatisfactoria, puesto que la longitud de la serie utilizada en su cálculo (14 años y no consecutivos) hace que el análisis estadístico sea inconsistente.

De esta forma es preferible, tanto para el cauce del río Alberche como para el arroyo del Chorrerón (que no dispone de estaciones de aforo), la utilización de criterios adicionales de índole geomorfológica; el propio Reglamento aprueba la necesidad de utilizar estos indicadores allí donde se estime que la información hidrológica no existe o es insuficiente (artículo 240.2; MOPU, 1986).

Quizás el criterio morfológico más extendido y calibrado en la determinación del cauce de un río, en el sentido que le otorga la Ley de Aguas, sea la cartografía de los escarpes de talud (bancos o *banks*) que actúan como orillas cuando circula por el canal un aforo muy característico: el caudal de aguas altas o cauce lleno (*bankfull discharge*). Este caudal se supone que es el que contribuye en mayor medida a dar configuración al cauce de un río (canal + llanura inundable) por lo que recibe también el nombre de "caudal formador", y deja su impronta en forma de pequeños taludes de orilla sobreexcavados. Dicho caudal se ha hecho equivaler de forma tradicional mediante diversos estudios empíricos al correspondiente a un periodo de retorno de 1,5 años (1,58 Dury; 1,24 < T < 2,69 años, Woodyer).

Un estudio realizado recientemente por el Centro de Estudios Hidrográficos para la D.G. de Obras Hidráulicas (CEDEX, 1994) reconoce la correspondencia entre el cauce delimitado con criterios hidrológicos allí donde existen series adecuadas, y el cartografiado utilizando el canal de aguas altas (*bankfull channel*) en esas mismas zonas; una correlación mucho más directa que el intento de vincular la delimitación del cauce con un determinado valor de periodo de retorno, ya que éste presenta una notable variabilidad para los ríos españoles (CEDEX, 1994). Variabilidad modelizable con fórmulas del tipo:

$$Q_b/Q_m = 0,7 + 0,6 \times C_v \; ; \; T\,(Q_{mco}) = 5 \times C_v$$

siendo: Q_b, caudal de desbordamiento; Q_m, caudal medio de los máximos instantáneos anuales; C_v, coeficiente de variación; T, periodo de retorno en años; y Q_{mco}, caudal de la máxima crecida ordinaria.

Hechas estas precisiones, se delimitó el cauce con criterios geomorfológicos (*bankfull*, existencia de actividad reciente, tipología de depósitos, etc.) y se superpuso al demarcado por criterios hidrológicos para que puedan ser comparados (Figura 15.12). La zona que ocupa debería ser incluida dentro de una fase del proyecto Linde para la delimitación del dominio público hidráulico (título III, capítulo 1º, sección 2ª). Además se establecerán unas estrictas normativas de usos y aprovechamientos para aquellas actividades ilegalmente establecidas (con anterioridad a la Ley de Aguas) en esta zona contemplando: imposibilidad de añadir nuevos elementos (edificios, mobiliario urbano, etc.), adopción de medidas de impermeabilización de sótanos y pisos bajos, suscripción de pólizas de seguros por daños a terceros, etc.

A partir de esta delimitación del cauce, siempre según la Ley, se establecen en las dos márgenes sendas bandas de extensión métrica: las zonas de servidumbre (5 m) y policía (100 m). Los usos en ambas requieren autorización previa de la Confederación Hidrográfica correspondiente (en este caso la CHT), y las actividades están muy restringidas (artículos 7º y 9º del Reglamento). Esta potestad de la Confederación sobre el principal sector de las áreas incluidas como zonas de riesgo (zonas inundables; artículo 14º del Reglamento), y que comprenden la mayor parte del casco urbano de Navaluenga, debería ser suficiente para una adecuada regulación de los usos. Las recomendaciones del CEDEX (1991), a la luz de las efectuadas por la FEMA, hacen equivaler aproximadamente la zona de intenso desagüe con el *floodway*, abarcando el cauce y la zona de policía.

De forma complementaria, esta delimitación del cauce debería ser vinculante para declarar en el planeamiento urbanístico esa zona como suelo rústico de protección natural (Art. 16 g de la Ley 5/1999), al tratarse de "*terrenos definidos en la normativa de aguas como cauces naturales, riberas y márgenes*".

- Zonificación integrada en el planeamiento municipal

A pesar de las disposiciones de la Ley de Aguas y el RDPH, en la práctica, las confederaciones carecen de medios y personal para asumir esta ordenación de las márgenes, y dejan en manos de las administraciones locales y su planeamiento la asignación de usos. Sin embargo, ni la anterior normativa urbanística del municipio de Navaluenga (Proyecto de delimitación del suelo urbano, 1996; Terceño, 1995), ni la actualmente vigente (Normas subsidiarias de ámbito local, 1998; Terceño, 1994) contemplan la existencia de riesgos naturales en la localidad, por lo que obvian su inclusión en las figuras de planeamiento.

Es aquí donde la zonificación realizada mediante los criterios establecidos por la Directriz de Protección Civil debería entrar a formar parte de la planificación territorial como un factor limitante más de las capacidades de uso de un suelo, del mismo modo que las condiciones geotécnicas, la demanda de suelo, o los usos vocacionales.

A la hora de asignar usos idóneos para las áreas con diferente tipo de riesgos sería interesante considerar la propuesta de ordenación realizada por el CEDEX (1991) para la DGOH, inspirada fundamentalmente en la vigente en los Estados Unidos de Norteamérica (FEMA; Hoggan, 1989). Así, dado que la totalidad de la vía de intenso desagüe (*floodway*) queda comprendida dentro del cauce, sólo es necesario asignar usos para la zona inundable (*fringe*) de acuerdo a dicha propuesta.

Las áreas de mayor riesgo (A-1 y A-2) deberían tener limitaciones sustanciales de uso con propósito preventivo y finalidad económica, puesto que el nivel de riesgo y su periodicidad está muy por encima del periodo de amortización de gran parte de los bienes expuestos. Dentro de éstos sectores cabe primar la protección de zonas de riesgo alto frecuente (A-1) como áreas de especial protección (artículo 17; MOPT, 1992), ya que su utilización podría implicar transformaciones de su naturaleza y lesionar su valor específico.

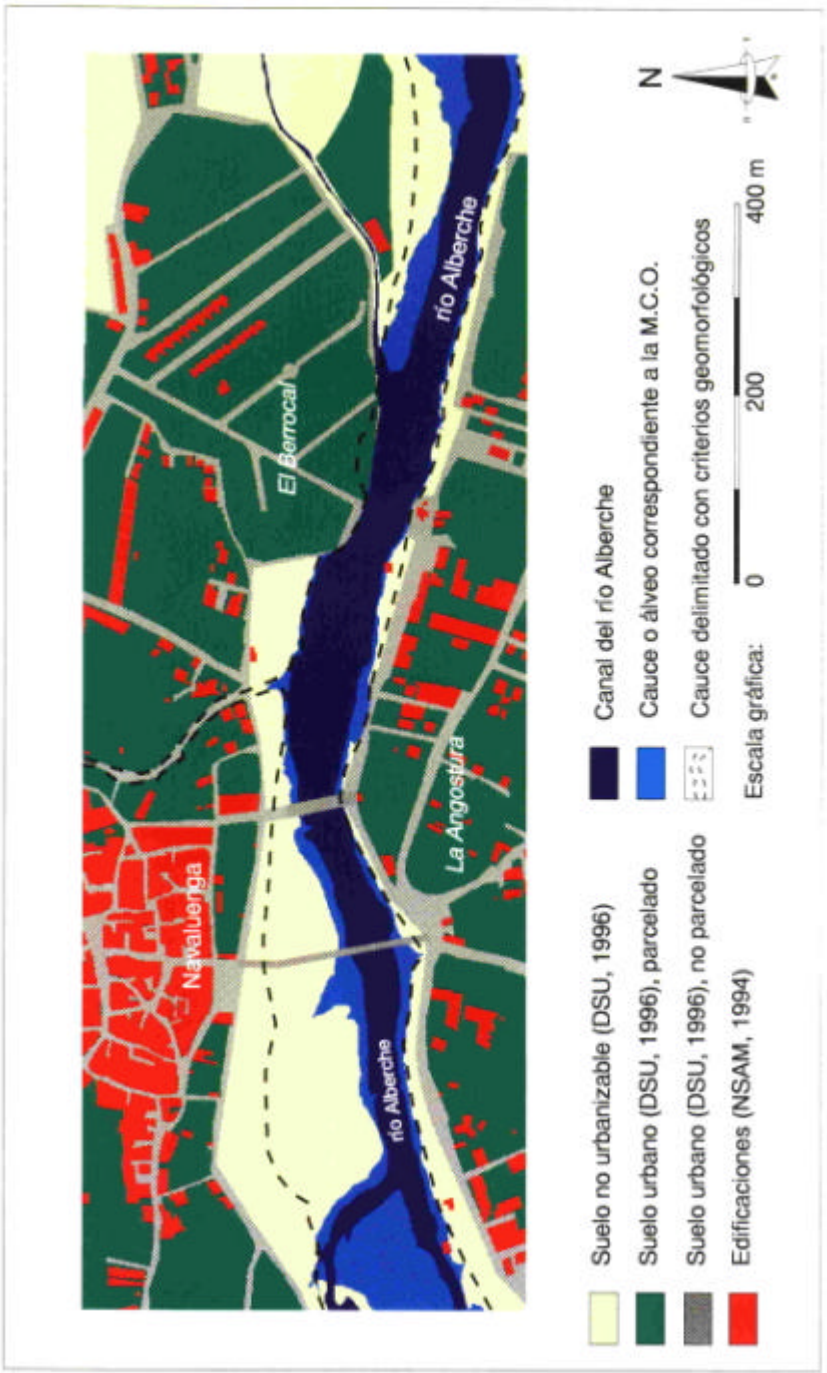
En el caso de Navaluenga, al pertenecer a la comunidad autónoma de Castilla y León, la integración del análisis del riesgo de inundación en la ordenación urbana es aún más sencilla.

Por ello, se propone una equivalencia, sólo válida para este caso de estudio, entre las zonas establecidas en el plan de protección civil (una vez homologado) y las clases de suelo a establecer en el planeamiento municipal (plan general de ordenación urbana/ normas urbanísticas municipales), actualmente en fase de adaptación a la nueva normativa autonómica (Ley 5/1999, de 8 de abril):

- Zona A-1: Suelo rústico con protección especial (Art. 16 h), al ser "*terrenos amenazados por riesgos naturales o tecnológicos incompatibles con su urbanización*"; el propio cauce del río sería suelo rústico con protección natural (Art. 16 g).
- Zona A-2: Suelo rústico común (Art. 16 a); susceptible, en las actualizaciones del análisis de riesgos, de ser reclasificado como rústico con protección especial.
- Zonas A-3 y B: Suelo urbanizable no delimitado (Art. 14 b), con restricciones en cuanto a la estructura, usos, intensidades y tipologías de desarrollo urbano.
- Zona C. Suelo urbanizable delimitado (Art. 14 a), con restricciones en cuanto a la estructura, usos, intensidades y tipologías de desarrollo urbano / Suelo urbano no consolidado (Art. 12 b), con regulación de usos y de las renovaciones y reformas.

Esta zonación debería complementar la establecida fundamentalmente en base a criterios socioeconómicos en las Normas Subsidiarias de Navaluenga. Para los elementos en riesgo ubicados en áreas que no les corresponde se hacen precisas una serie de disposiciones transitorias y normativa específica con objeto de realizar las reformas oportunas para su adecuación ante el riesgo de inundación, llegando incluso a tramitarse expedientes de expropiación y demolición.

Figura 15.12. Mapa del dominio público hidráulico de Navaluenga, delimitado con criterios hidrológicos (MCO) y geomorfológicos (llanura de inundación).



15.2. INCIDENCIA ANTRÓPICA SOBRE LA DINÁMICA FLUVIAL

La ancestral presencia humana en la cuenca hidrográfica del río Alberche, que puede remontarse al Paleolítico Inferior, ha condicionado que las actividades antrópicas hayan modificado sustancialmente el entorno natural originario. Estas modificaciones han tenido sin duda incidencia en la dinámica del sistema fluvial del río Alberche, bien de forma directa (aprovechamientos de caudales, extracciones de áridos, canalizaciones, ...) o indirecta (deforestación, cambios de uso del territorio, aumento de las tasas erosivas, etc.).

A la hora de analizar los procesos actuales que acontecen en la CHA, es de especial relevancia el estudio de esta incidencia antrópica en el modelado reciente de la cuenca, potenciando o contrarrestando la dinámica natural.

15.2.1. ACCIONES DIRECTAS

Sin duda alguna, de las diferentes actividades humanas, aquélla con una repercusión más evidente a corto plazo sobre el sistema fluvial es la relacionada con el aprovechamiento de los recursos naturales de la cuenca. Dentro de este apartado se incluyen tanto las actuaciones de almacenamiento y derivación de los recursos hídricos, fundamentalmente a través de obras de embalsado y canalización, como la extracción de recursos minerales (rocas industriales).

Las repercusiones de estas actividades humanas sobre la dinámica fluvial ya fueron puestas de manifiesto por diversos investigadores incluso antes de la década de 1920, tal y como recopila Gregory (1976); sin embargo, no es hasta mediados del presente siglo cuando el avance en el conocimiento científico de la dinámica fluvial permite caracterizar estas alteraciones desde la perspectiva de la teoría de sistemas.

**** Presas y embalses***

La literatura especializada recoge infinidad de posibles efectos geomorfológicos, como consecuencia de este tipo de construcciones y su incidencia en la dinámica de las corrientes fluviales donde se instalan (ver recopilación de Williams y Wolman, 1984). Hasta el punto que se ha aplicado el concepto de la respuesta compleja, en el espacio y el tiempo, para los cambios morfológicos que se producen en el canal (Petts, 1979). Dichas modificaciones normalmente se clasifican de acuerdo al sector afectado en: aguas arriba del embalse, en el vaso del embalse, y aguas abajo de éste; otras clasificaciones optan por agrupar los cambios en degradaciones, agradaciones y metamorfosis en el canal (Petts, 1979).

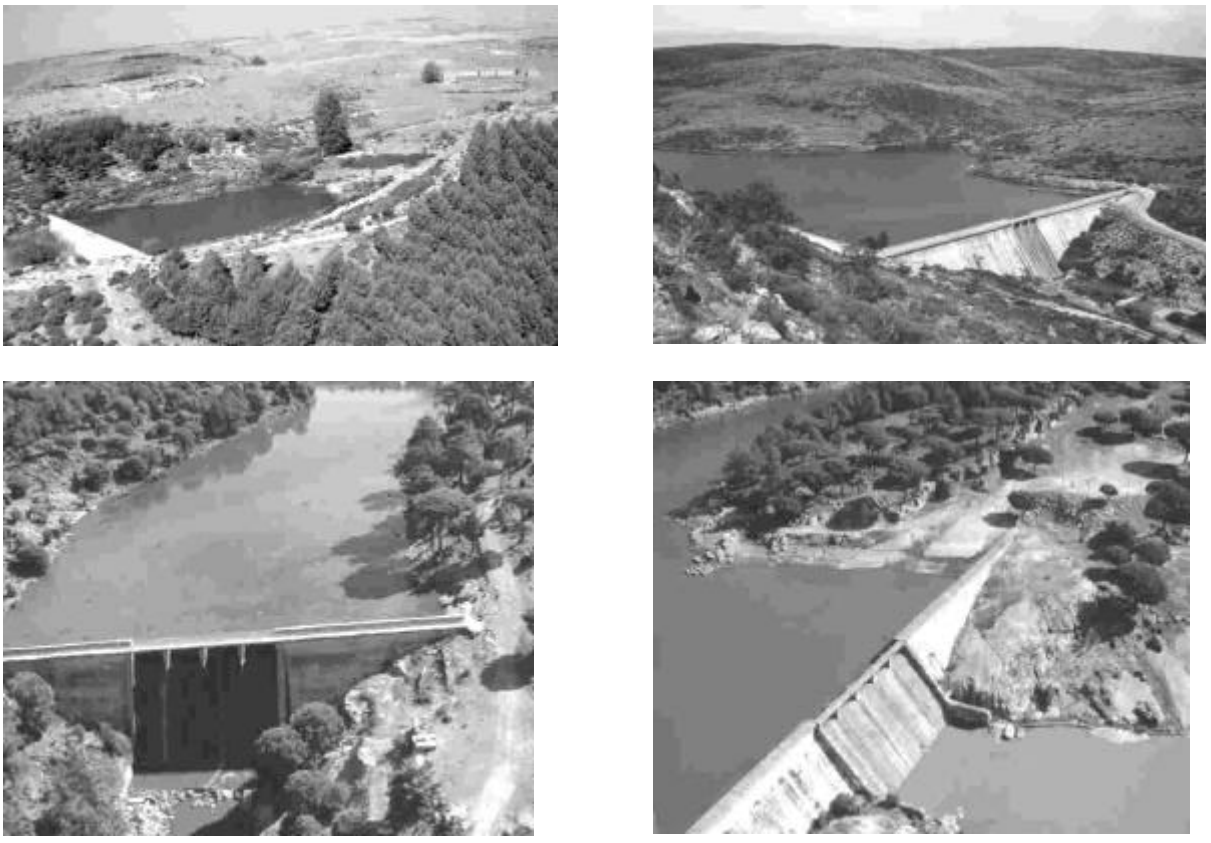
En el presente estudio se analizarán preferentemente los cambios aguas abajo del embalse (al ser los únicos significativos en el área de estudio) y se ordenarán atendiendo a cuál de las variables de la geometría hidráulica del colector fluvial (Pedraza y Díez, 1996, pág. 215) se ve afectada: trazado o patrón en planta, perfiles longitudinales, o secciones del conducto; además de considerar las consecuencias sobre otros elementos del sistema: llanura inundable, tributarios, régimen hidrológico, etc.

Dentro de los cambios que suelen producirse aguas abajo del embalse, destacan las variaciones en el canal fluvial y la llanura inundable, tanto en planta como en perfil o en la disposición de sus materiales. El cambio en el canal requiere el ajuste de la morfología desde un estado de cuasi-

equilibrio a otro, en respuesta a un cambio en el régimen de procesos que puede imponerse por la regulación (Petts, 1984); el proceso de reajuste conlleva la migración de zonas de erosión y/o deposición que restauran este equilibrio morfológico. Las discontinuidades en el transporte de sedimentos pueden identificarse, representando la transición entre secciones del canal que están ajustadas al flujo regulado y las condiciones de carga de sedimento, y aquéllas que estaban ajustadas al régimen previo.

- Presas y embalses de la CHA

Existen en la CHA infinidad de obras hidráulicas de almacenamiento y retención de recursos hídricos, destacando entre ellas cinco presas de embalse: El Burguillo, Charco del Cura, San Juan, Las Picadas y Cazalegas, todas ellas en el río Alberche. De menor entidad, y ubicadas en los afluentes existen numerosas presas y azudes: Cerro Alarcón, Becedas I y II, Hoyo de Pinares, Ciudad Ducal (2), Robledo de Chavela, El Tobar, El Tiemblo (La Hinchona y Linar del Rey), Valtravies (Presa del Agua), Navalagamella, Maillo, Sta. Cruz de Pinares ... Todos los embalses se agrupan en el sistema de explotación de recursos de Alberche-Castrejón, subsistema 1.5. Alberche. El perímetro de los embalses, digitalizado sobre la cartografía oficial de la CHT a escala 1:100.000 asciende a 208,008 km (Figura 15.13).



Fotografías 15.37 a 15.40. Vistas aéreas de pequeños embalses de cabecera en la CHA: La Herrén de Gracia, Maillo, Becedas I y Becedas II.

El embalse de El Burguillo está situado sobre el propio río Alberche (término municipal de El Tiemblo, Ávila), con una cuenca de recepción de 1046 km^2. Habiendo sido terminado en 1913, tiene una capacidad máxima de 210 hm^3 (inicial de 208,609 hm^3) para una superficie de embalse de 916 ha, con una presa de 90 m de altura (cota de embalse a 916 msnm) constituida por 290.000 m^3 de hormigón. Tiene una central hidroeléctrica instalada en las proximidades de la presa con un salto máximo de 81 m, siendo su potencia de 40.800 CV (1950), en dos grupos turbina-alternador, estando preparada para instalar un tercer grupo.





Fotografías 15.41 y 15.42. Embalse de El Burguillo: muro de presa desde la coronación en el estribo izquierdo (izquierda) y vaso de embalse durante estiaje (derecha).

El embalse del Charco del Cura tiene una capacidad de 5 hm^3, del que se deriva un túnel a presión de seis kilómetros de longitud, para crear un salto de 70 m de altura (Puente Nuevo), estando equipada la central correspondiente con tres grupos cuya potencia total es de 22.000 CV (1950). Las obras de estos dos saltos (El Burguillo y Charco del Cura) fueron terminadas totalmente a fines del año 1930.



Fotografía 15.43. Embalse del Charco del Cura: vista aérea del vaso desde la cola de embalse.

El embalse de San Juan está situado igualmente sobre el propio río Alberche (término municipal de San Martín de Valdeiglesias, Madrid), con una cuenca de recepcion de 863 km^2 (descontando la cuenca del Charco del Cura y otros embalses de tributarios). La presa de gravedad (78 m de altura por 250 m de longitud de coronación) se finalizó en 1955, con una capacidad inicial de 162 hm^3 para una superficie de embalse de 650 ha, y una cota de embalse de 580 msnm. Su aliviadero es de compuertas, con una capacidad de 1600 m^3/s.



Fotografía 15.44. Embalse de San Juan: muro de presa desde aguas abajo.

El embalse de Las Picadas está situado en el río Alberche a una cota de embalse de 518,5 msnm, con una presa de gravedad de 59 m de altura y una longitud de coronación de 145 m. Su volumen de embalse es de 17 hm^3 para una superficie de 92 ha. Su aliviadero de compuertas puede igualmente evacuar 1600 m^3/s.



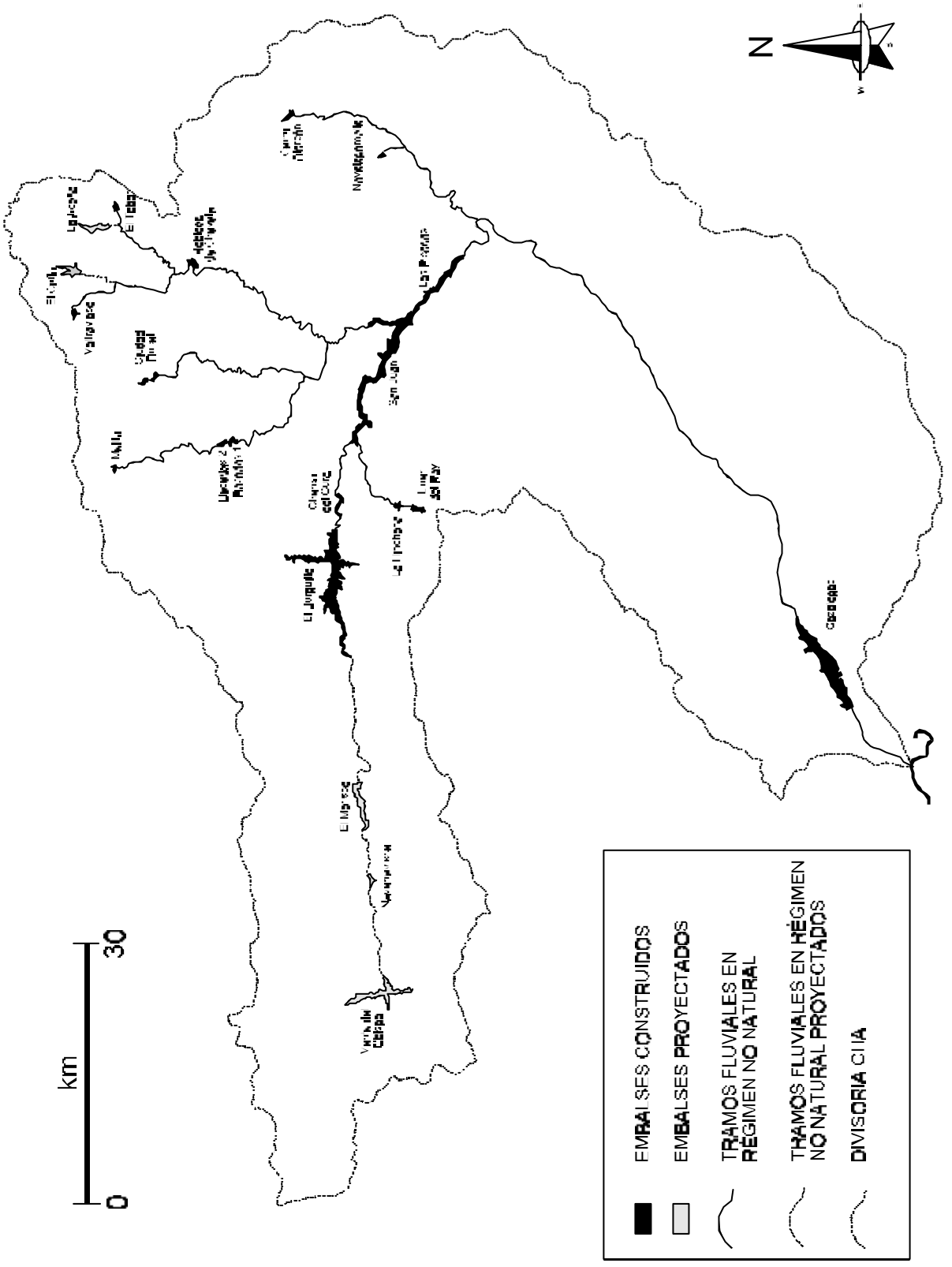
Fotografía 15.45. Embalse de Las Picadas: muro de presa desde aguas abajo.

El embalse de Cazalegas está situado también sobre el propio río Alberche (términos municipales de Cazalegas y San Román, Toledo), con una cuenca de recepción de 1955 km^2 (desde el embalse de Las Picadas, aguas arriba); la presa tiene una altura de 10,5 m y una longitud superior a un kilómetro, construida sobre un aluvión de 6 m de espesor; el aliviadero consta de siete compuertas deslizantes de 11x5 m, con capacidad para evacuar 1.800 m^3/s. Se terminó en 1947, con una capacidad inicial de 11 hm^3 para una superficie de embalse de 1.500 ha y una cota de embalse de 384,14 msnm.



Fotografía 15.46. Embalse de Cazalegas: muro de presa desde el estribo izquierdo.

Figura 15.13. Mapa de situación de los embalses actuales y proyectados, junto con los tramos fluviales en régimen no natural que generan.



El embalse de Cerro Alarcón está situado en el río Perales, entre Valdemorillo y Navalagamella. Construido en 1970, tiene una capacidad de 1 hm^3 y presenta una bóveda de hormigón de 22 m de alto con vertedero en coronación; el aliviadero es de labio fijo, capaz de evacuar 225 m^3/s.

El antiguo plan hidrológico de cuenca (Tajo) de 1988 contemplaba además la construcción de tres nuevos embalses en el río Alberche: El Morisco (45,2 hm^3), Navarrevisca (2,9 hm^3) y Venta del Obispo (176,7 hm^3); el proyecto de mediados de siglo para la construcción de otro embalse aguas arriba de Cazalegas (La Marquesita, 105 m^3) parecía haberse descartado. Además de otros muchos en los afluentes: La Aceña, El Cofio, etc.

Sin embargo, el nuevo plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997) modifica dicha propuesta, estimando que para la satisfacción de demandas en cantidad y calidad será necesario: la regulación del Bajo Alberche y afluentes, mediante la construcción de las presas de La Marquesita y Perales (horizonte temporal, 10 años); y la regulación de la cuenca alta del río Alberche mediante la construcción de la presa de Venta del Obispo (horizonte temporal, 10 años). Además, para el aprovechamiento hidroeléctrico recomienda la construcción en el alto Alberche de los saltos de Venta del Obispo, Navarrevisca y Morisco (horizonte temporal, 20 años).

- Localización característica de estudio: el meandro de El Santo

Entre los casi 180 km de desarrollo del río Alberche, se hacía necesaria la elección de una localización característica (*representative reach*, en terminología anglosajona) donde pudieran estudiarse en detalle los posibles cambios en la dinámica fluvial reciente inducidos por la construcción de las presas y embalses de la cuenca.

Existe un tramo del río Alberche situado inmediatamente aguas abajo de una serie de embalses concatenados (El Burguillo, Charco del Cura, San Juan y Las Picadas) donde discurre por una amplia llanura aluvial, tras su salida del macizo ígneo-metamórfico a las subcuencas marginales cenozoicas de substrato detrítico; de esta forma, el río puede evolucionar libremente, siendo más perceptibles los efectos de la construcción de los embalses aguas arriba. Por tratarse de antiguas propiedades del Monasterio de El Escorial se dispone de cartografías históricas desde el siglo XVIII de las fincas ubicadas en las inmediaciones del río, lo que facilita el estudio histórico-evolutivo del canal.

Dicho tramo se ubica entre la presa de Las Picadas (Navas del Rey-San Martín de Valdeiglesias) y las proximidades del puente de La Pedrera (Aldea del Fresno), y está comprendido en su totalidad dentro del sector suroccidental de la provincia de Madrid. Con una longitud total de unos 6 km, la altura del canal varía entre los 475 msnm a pie de presa, y los 453 msnm de la zona del puente. El sector en el que el río discurre sobre las facies arcósicas cenozoicas, con una longitud de 4.175 m, traza una flexión correspondiente a 1,25 longitudes de onda de meandro. Este área es conocido en la toponimia local como El Santo, por lo que hemos asignado tal denominación a la totalidad del meandro.

Figura 15.14. Situación del meandro de El Santo, en las proximidades de Aldea del Fresno (Madrid).

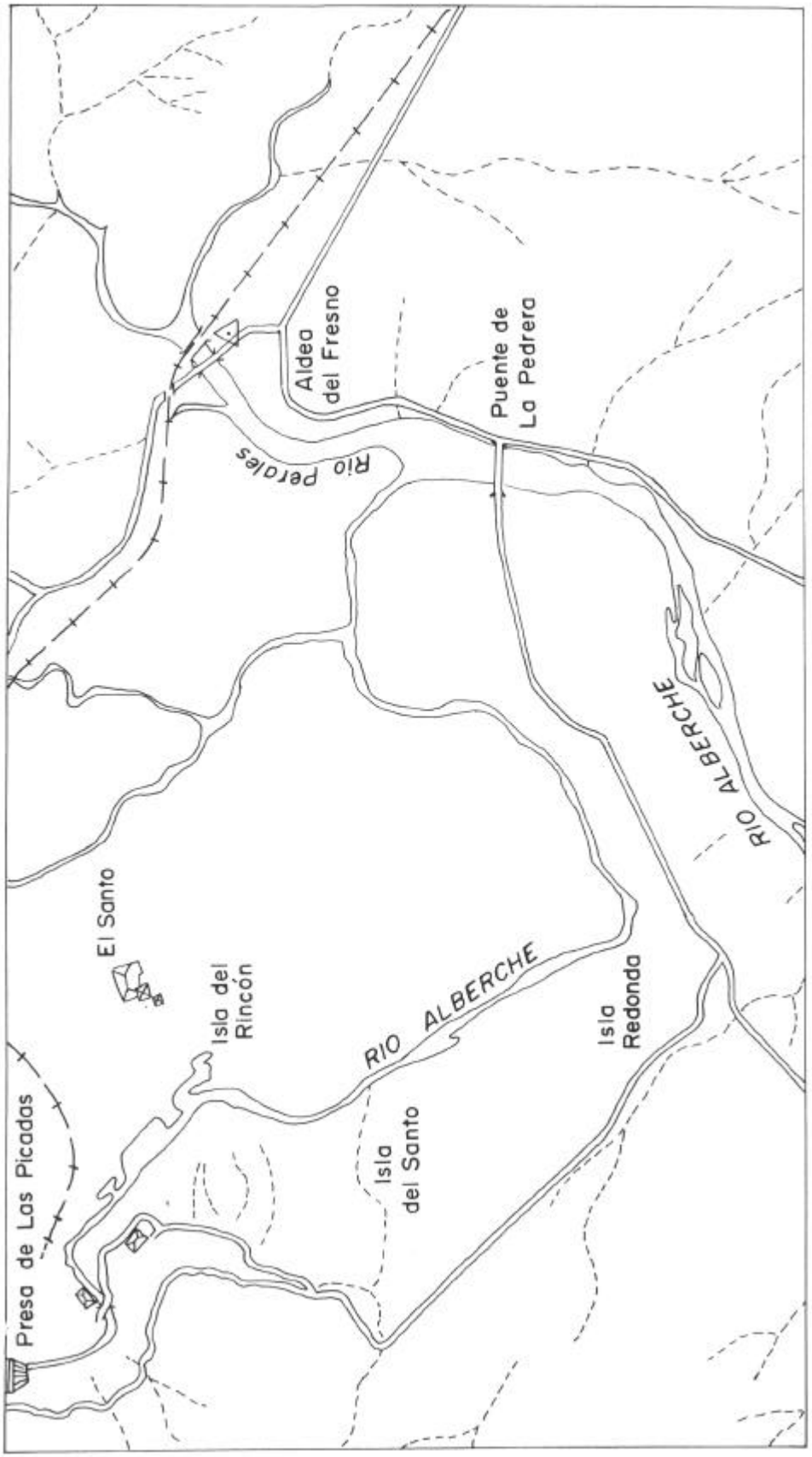
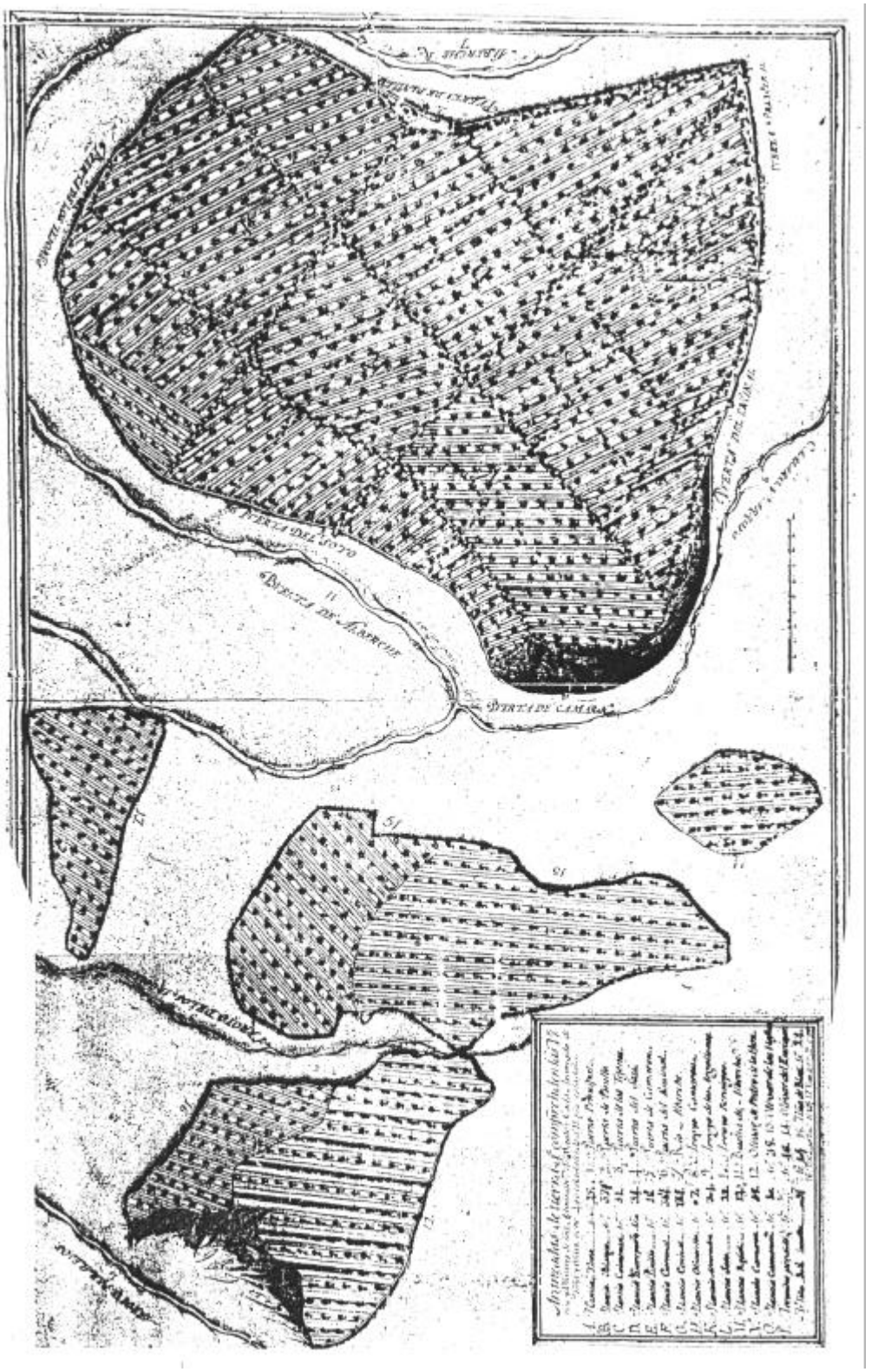


Figura 15.15. Cartografías históricas del meandro de El Santo: a) Dehesa de San Saturnín (Archivo General de Simancas, siglo XVII).



Figura 15.15 (continuación). Cartografías históricas del meandro de El Santo: b) Finca de El Santo (mediados del siglo XVIII).



El meandro del Santo traza en planta una S tumbada con dirección general del flujo N 110°E, cuyos principales parámetros, considerando una única longitud de onda de meandro (λ), son:

* Radio de curvatura= r_c = 475 m
* Longitud de onda de meandro= λ = 1.875 m
* Amplitud de la onda de meandro= A_m= 1.125 m
* Anchura media del canal en el meandro= w_m = 33,1 m
* Índice de sinuosidad medio= S_m= 1,77

- Incidencia de los embalses en el trazado en planta de la corriente (patrón o *pattern*)

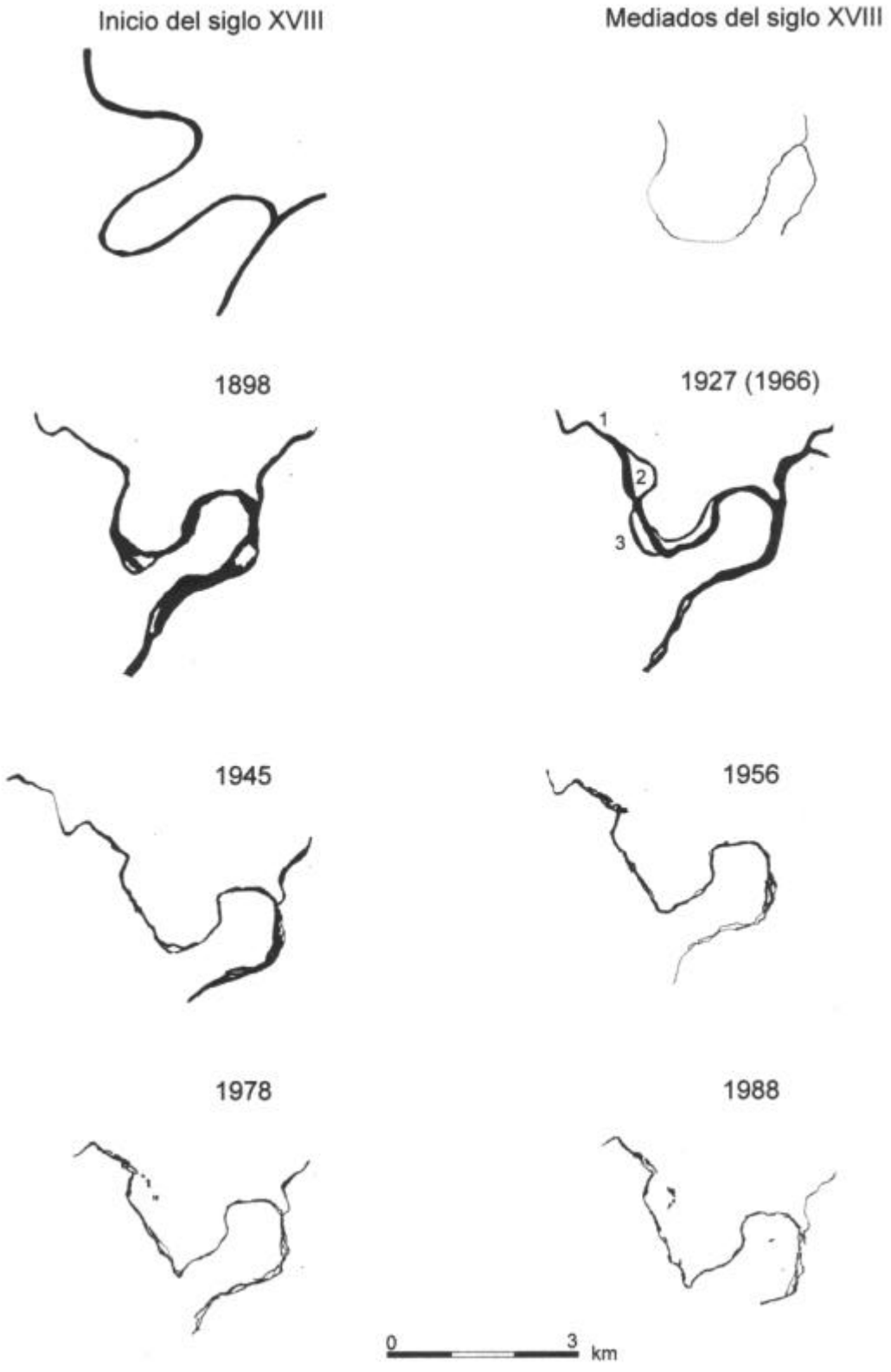
Las variaciones en el trazado en planta de un canal para una corriente fluvial a lo largo del tiempo pueden considerarse a cinco escalas, aunque todas ellas parten de un continuo espacial (Hooke, 1977): interregional, regional, cuenca, sección y curva individual. Los cambios derivados de la incidencia de presas en los ríos del entorno mediterráneo en general tan sólo afectan a los últimos dos ámbitos, descartándose, salvo casos excepcionales, movimientos de orden kilométrico o que afecten a la configuración de la cuenca en su conjunto.

En corrientes fluviales que circulan sobre lechos rocosos o en valles confinados (gargantas, cañones o similares) ante la resistencia que opone el contexto del canal al movimiento, los cambios en secciones y curvas individuales son difíciles de verificarse. Cuando se trata de corrientes con cierta movilidad del canal activo en llanuras aluviales, se producen migraciones de los trenes de meandros y redistribución de los sedimentos como fuente de carga, para compensar así el efecto de retención en la presa.

Así como es frecuente encontrar referencias sobre las afecciones de los embalses sobre los perfiles longitudinales o las secciones transversales de una corriente, no son muy comunes los estudios de su incidencia sobre el trazado en planta. Además, la mayor parte de éstas se refiere al cambio del modelo de canal (recto, meandriforme, entrelazado o anastomosado) y no a las modificaciones geométricas dentro de un mismo modelo. Sirvan como ejemplos: el estudio de Kondolf y Swanson (1993) sobre los efectos de la presa de Black Butte, que produjo en el Stony Creek el paso de un canal entrelazado (*braided*) a meandriforme con migración lateral; y el paso de un patrón entrelazado a ligeramente meandriforme en el río Aurín (Pirineo Central) aguas abajo de una presa de retención de sedimentos (Martínez Castroviejo *et al.*, 1990).

A grandes rasgos, el trazado en planta del canal del río Alberche en el meandro de El Santo mantiene el mismo patrón en el periodo de tiempo considerado (s. XVIII a la actualidad): un canal simple con barras longitudinales y laterales y trazado meandriforme. Sin embargo, existen una serie de localizaciones representativas donde se han producido a lo largo del último siglo cambios en el canal, fundamentalmente cortas de meandro por estrangulamiento (*chute cut-off*) y movimientos extensivos ligeramente combinados con rotaciones. Tal es el caso de los parajes conocidos como isla del Rincón, isla del Santo e isla Redonda (de ahí sus topónimos).

Figura 15.16. Disposiciones en planta (patrones) del meandro de El Santo, seriados a partir de cartografías desde inicios del siglo XVIII hasta finales del siglo XX.









Fotografías 15.47, 15.48 y 15.49. Curva de Isla Redonda del meandro de El Santo: durante las crecidas de 1991 (arriba-izquierda); y tras las crecidas, con la formación de una laguna semilunar (arriba-derecha) y finalmente un acortamiento de meandro (abajo).

La migración por extensión del canal únicamente se produjo en zonas de máxima curvatura, generando el desarrollo de importantes barras de meandro (*point bars*), que sólo han sido funcionales al ser atravesadas entre los cordones de meandro (*scroll bars*) por hilos de corriente secundarios durante las crecidas. Recientemente, una de estas cortas de meandro generada en las crecidas de principios de los 90, ha pasado a constituir el canal principal en isla Redonda, rompiendo la tendencia extensiva de zapado que mantenía desde 1956.





Fotografías 15.50 y 15.51. Detalle del acortamiento de meandro (*chute cut-off*) producido en Isla Redonda a partir de las crecidas de 1991 y 1996, durante la avenida de 1996.

Los resultados de la comparación de los índices morfométricos más utilizados en la bibliografía (ver apartado 3.7.2), se muestran en la Tabla 15.8. Para la longitud total del área de control, es notable el aumento de la distancia a lo largo del talweg, lo que se ve reflejado en un tenue pero constante incremento de la sinuosidad a lo largo del tiempo. Este aumento de la sinuosidad es coincidente con las observaciones realizadas por Martínez Castroviejo *et al*. (1990) en el río Aurín (Pirineo Central).

Tabla 15.8. Análisis comparativo a lo largo del tiempo de los valores de algunos índices morfométricos característicos de un canal fluvial, correspondientes al meandro de El Santo.

PARÁMETRO O ÍNDICE MORFOMÉTRICO MEDIDO SOBRE EL CANAL DEL MEANDRO	AÑO DE EDICIÓN DE LA CARTOGRAFÍA					
	1898	**1945**	**1956**	**1966**	**1979**	**1988**
Distancia talweg (metros)	5564	5526	5619	5456	5750	5964
Indice de sinuosidad (adimensional)	1,30	1,29	1,31	1,27	1,34	1,40
Curvatura total (radianes)	0,67	0,67	0,73	0,73	0,94	0,94

Los datos obtenidos por la aplicación del modelo de Langbein y Leopold (1966) se recogen en la Tabla 15.9 y están reflejados gráficamente en la Figura 15.17. Las diferentes curvas de variación del ángulo de orientación se ajustan a la curva sino-generada en una buena parte del trazado, especialmente la curva correspondiente al canal en 1898. Tres son las zonas donde mayores anomalías presentan las curvas de 1945, 1956, 1979 y 1988, respecto al patrón: la primera, denominada isla del Rincón, corresponde al tránsito entre una zona de máxima curvatura y un punto de inflexión; la segunda, o isla del Santo, se asocia a un punto de inflexión; y por último, isla Redonda, a otra zona de máxima curvatura. La interpretación dinámica de estas desviaciones es un alejamiento de las condiciones de equilibrio entre 1898 y 1945.

Como resultado de la aplicación de las dos fórmulas de comparación cuantitativa (ver apartado 3.7.2) en el meandro de El Santo para los datos de los canales en las diferentes fechas, obtenemos las Tablas 15.10 y 15.11 y las curvas de la Figura 15.18. Ambas gráficas manifiestan una tendencia progresiva al aumento de los valores, si bien la correspondiente a la fórmula 2 presenta una inflexión entre los años 1956 y 1979, recuperando seguidamente su tendencia creciente. El aumento de los valores se interpreta, en los términos que Langbein y Leopold (1966) proponen, como un alejamiento de las posiciones de equilibrio dinámico, que tendería a concentrar la erosión en las márgenes o, por incremento de la curvatura angular (ver Tabla 15.8), a incrementar la tasa de erosión total. La inflexión decreciente de la fórmula 2 viene a representar una ligera recuperación del equilibrio tras la fuerte desestabilización producida entre 1945 y 1956. Esta tendencia a reajustar el desequilibrio se manifiesta igualmente en la menor pendiente de ambas curvas en el período 1979-1988.

Los resultados del análisis del poder espectral aplicado de forma seriada al meandro de El Santo se muestran en la Figura 15.19. El espectro de 1898, con un pico único dominante y otro secundario de intensidad muy débil, indica la existencia de un meandro regular y bien definido. Entre 1898 y 1945 tiene lugar una importante disminución de la intensidad del pico principal, y la aparición de un nuevo pico secundario, correspondiente a un valor de longitud de onda de 392 m; la distribución de varianza se muestra sobre un amplio rango de frecuencias, tendente hacia los valores más bajos de longitud de onda. Un patrón similar ofrece el espectro de 1956, quizás con un mayor rango de frecuencias.

Figura 15.17. Curvas sino-generadas correspondientes a las distintas trazas en planta del meandro de El Santo a lo largo del último siglo (Díez y Pedraza, 1994).

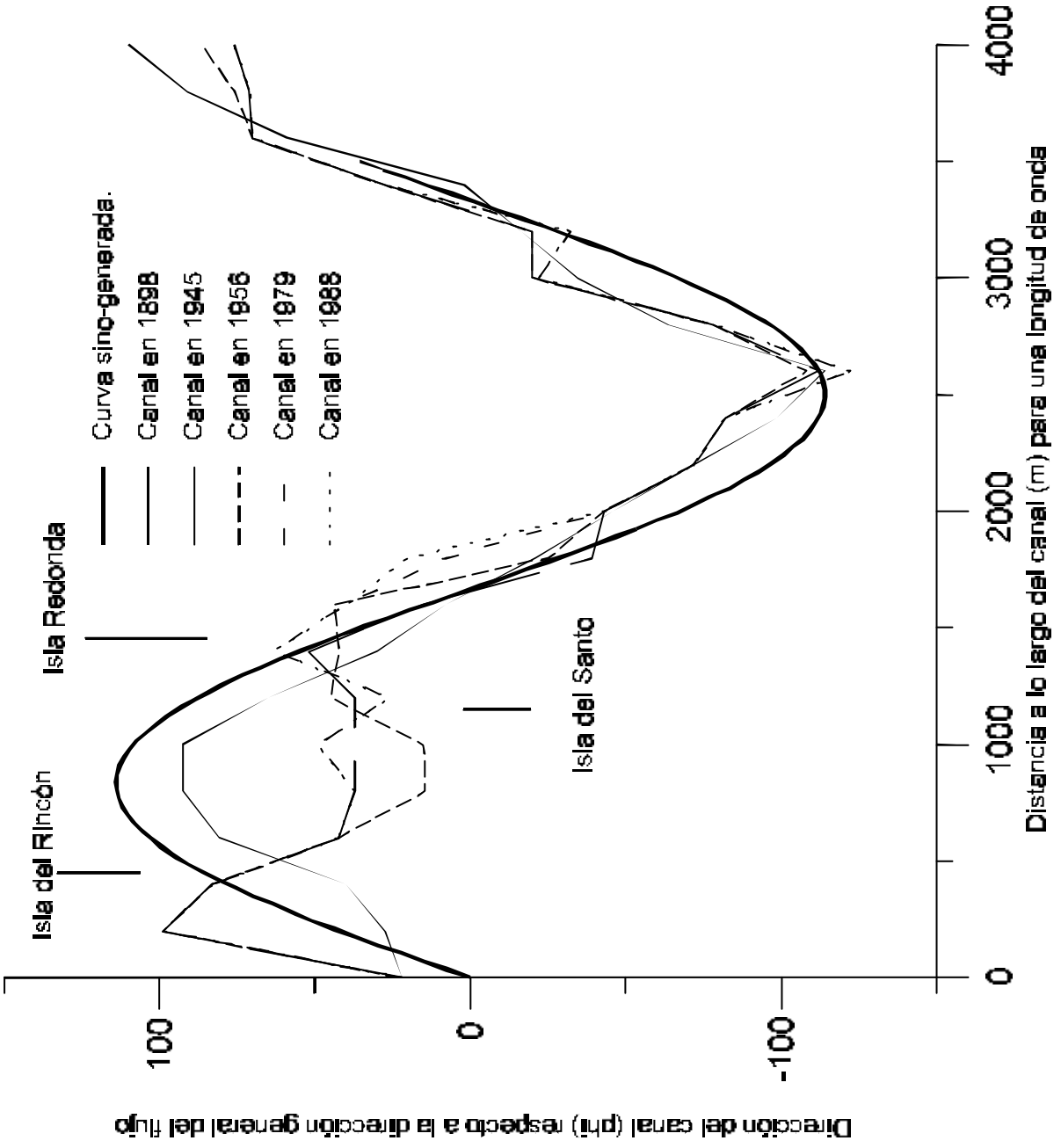


Tabla 15.9. Valores medidos sobre los diferentes mapas y fotogramas, para los ángulos de orientación del canal respecto a la dirección principal del meandro, comparados con los valores teóricos de la curva sino-generada de Langbein y Leopold (1966). Los valores positivos de los ángulos suponen movimiento relativo del canal hacia la derecha, mientras que los negativos hacia la izquierda.

PUNTO	Curva sino-generada			Valores del ángulo de orientación ϕ (en grados)					
	S	*s/M*	ϕ (º)	1898	1945	1956	1966	1979	1988
A	0.00	0	0.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0	22.0
B	0.83	1/16	43.6	27.5	99.0	99.0	63.0	99.0	99.0
C	1.66	1/8	80.6	40.0	83.0	83.0	63.0	83.0	83.0
D	2.50	3/16	105.3	81.0	42.5	42.5	63.0	42.5	42.5
E	3.30	1/4	114.0	92.5	37.0	14.5	64.0	37.0	37.0
F	4.16	5/16	105.3	92.5	37.0	15.0	40.0	49.0	49.0
G	5.00	3/8	80.6	65.0	37.0	45.0	40.0	26.0	26.0
H	5.83	7/16	43.6	30.0	52.0	42.0	40.0	63.0	63.0
I	6.60	1/2	0.0	8.0	15.0	44.0	40.0	40.0	40.0
J	7.50	9/16	-43.6	-21.0	-39.0	-25.0	-54.0	8.0	20.0
K	8.30	5/8	-80.6	-46.0	-43.0	-43.0	-43.0	-43.0	-43.0
L	9.16	11/16	-105.3	-72.0	-72.0	-72.0	-72.0	-72.0	-72.0
M	9.98	3/4	-114.0	-98.5	-82.0	-82.0	-106.0	-82.0	-82.0
Ñ	10.80	13/16	-105.3	-114.0	-112.0	-108.0	-114.0	-122.0	-122.0
O	11.60	7/8	-80.6	-63.5	-78.0	-78.0	-63.5	-78.0	-78.0
P	12.50	15/16	-43.6	-34.5	-20.0	-20.0	-35.0	-22.0	-22.0
Q	13.30	1	0.0	-16.5	-20.0	-20.0	-16.5	-32.0	-32.0
R	-	-	43.6	2.0	28.0	28.0	22.0	28.0	28.0
S	-	-	80.6	59.0	70.0	70.0	52.0	70.0	70.0
T	-	-	105.3	91.0	71.0	76.0	91.0	71.0	71.0
U	-	-	114.0	110.0	76.0	86.5	84.0	76.0	76.0
E`	7,05		-20,0	-20,0	40,0	57,0	6,0	57,0	63,0
F`	7,90		-62,0	-42,0	-43,0	-43,0	-43,0	-43,0	-43,0

Tabla 15.10. Cálculo de las desviaciones de los valores medidos respecto a la anterior orientación del canal, por mínimos cuadrados (aplicando la fórmula 1; Langbein y Leopold, 1966).

OPERACIÓN CALCULADA	TRAMO CONSIDERADO	Año sobre el que se realizan los cálculos					
		1898	1945	1956	1966	1979	1988
$\Sigma(\Delta\phi)^2$	Puntos A-Q (λ)	11264,00	18742,00	20488,00	16703,00	21584,00	22162,00
	Puntos E-U (λ)	14241,00	14981,00	16093,00	18973,00	19118,00	19696,00
	Total A-U (1,25· λ)	16241,00	22836,50	24702,75	20655,50	26974,00	27552,00
$\Sigma(\Delta\phi)^2/\Delta s_m$	**Puntos A-Q** (λ)	**3,388**	**5,637**	**6,162**	**5,023**	**6,491**	**6,665**
	Puntos E-U (λ)	4,283	4,505	4,840	5,706	5,749	5,923
	Total A-U (1,25· λ)	0,086	0,011	0,005	0,026	0,006	0,006

Figura 15.18. Valores que adoptan las fórmulas propuestas para la estimación de la desviación de cada curva sino-generada respecto a la curva patrón (Díez y Pedraza, 1994).

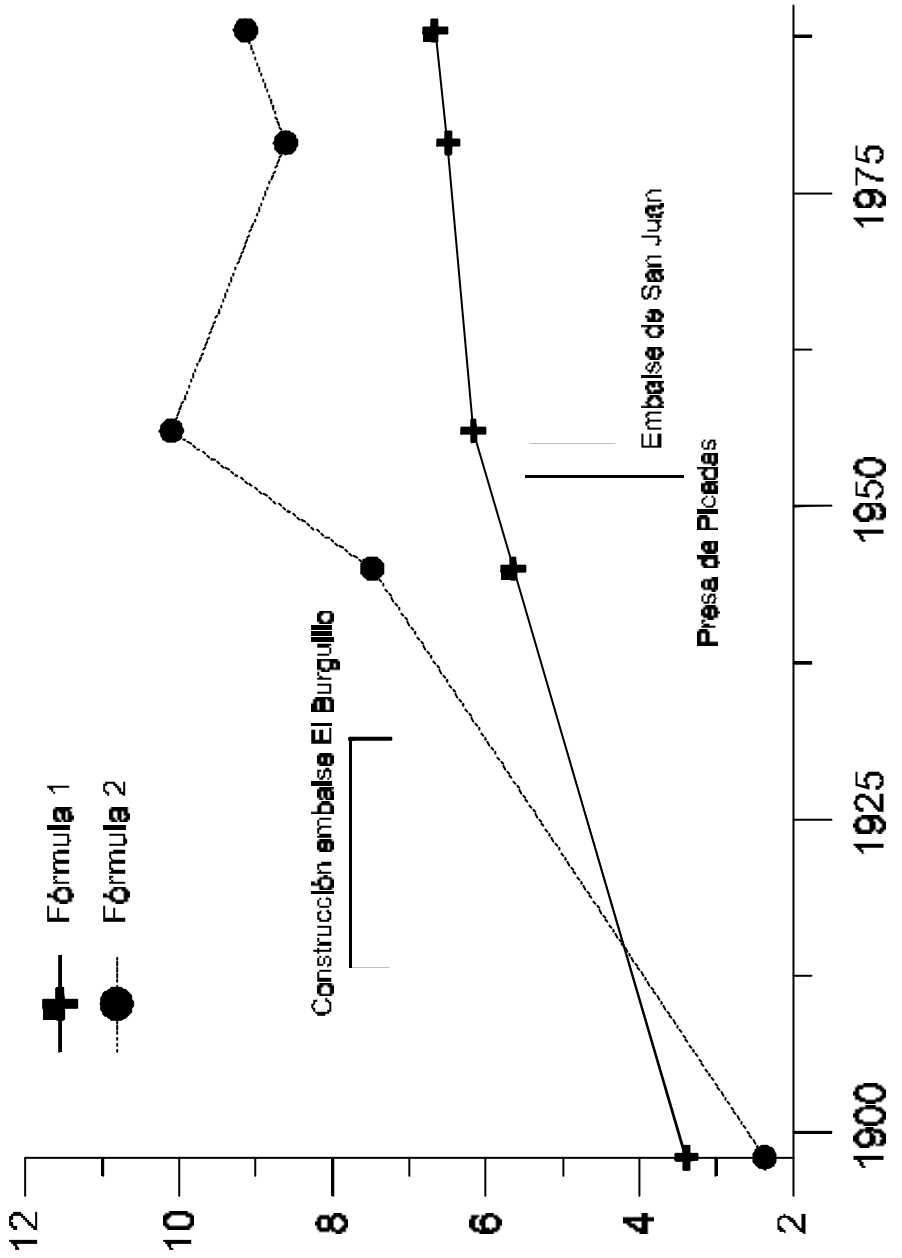


Figura 15.19. Gráficas seriadas temporalmente del poder espectral aplicado a las series espaciales del meandro de El Santo.

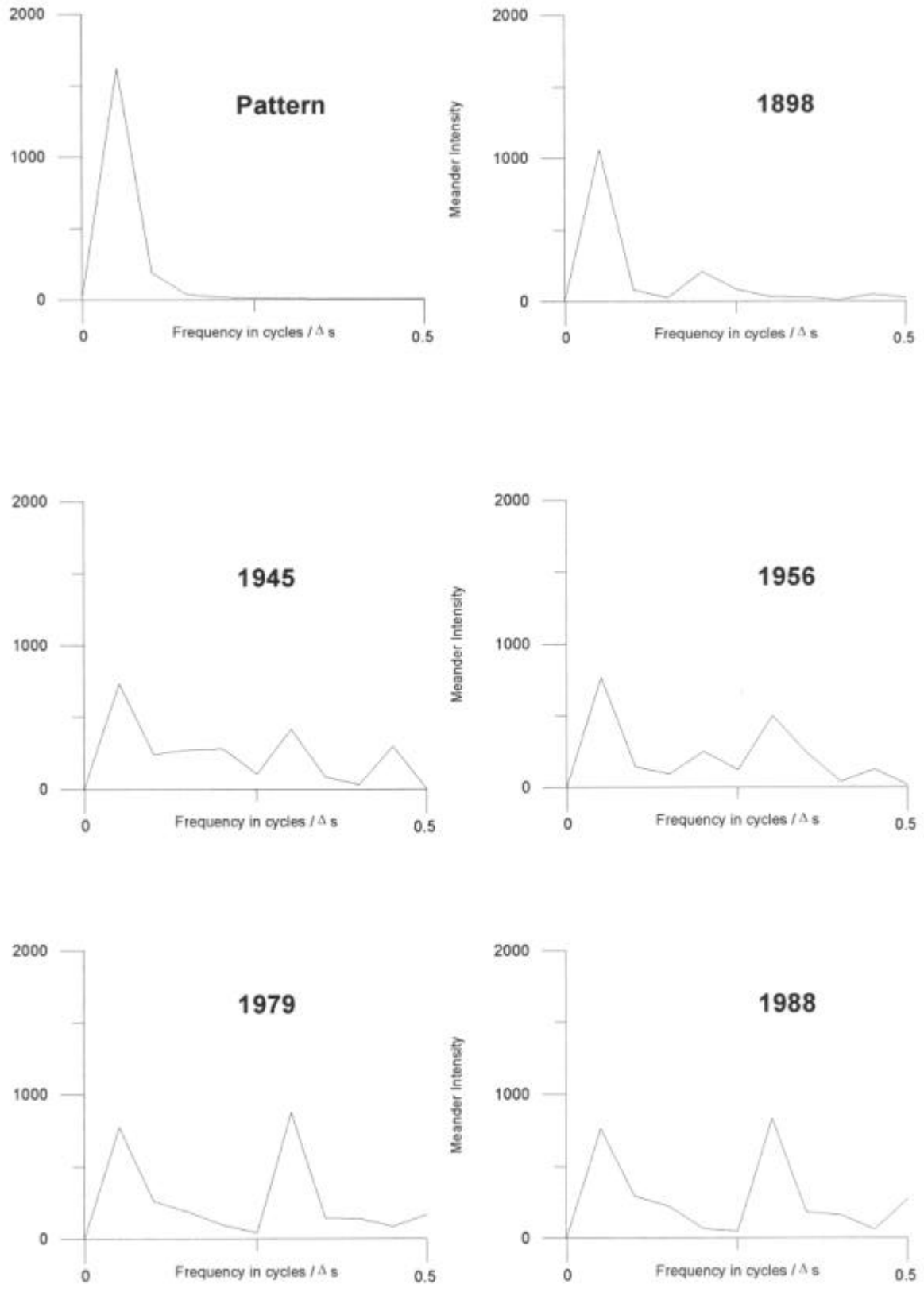


Tabla 15.11. Cálculo de las desviaciones de los valores medidos respecto a los correspondientes a la curva sino-generada, por mínimos cuadrados (aplicando la fórmula 2; Díez y Pedraza, 1994).

OPERACIÓN CALCULADA	TRAMO CONSIDERADO	Año sobre el que se realizan los cálculos					
		1898	1945	1956	1966	1979	1988
	Puntos A-Q (λ)	7880,70	24869,59	33626,00	16570,00	28654,00	30374,64
	Puntos E-U (λ)	7316,24	20343,04	28094,00	15999,00	24127,00	25848,09
$\Sigma (\phi-\phi_{sg})^2$	Total A-U (1,25· λ)	10298,30	27845,80	35597,10	18959,20	31630,45	33350,85
	A-Q ( )+ E`+ F`	8280,69	28830,00	39916,00	17607,00	34944,00	37624,64
	E-U ( )+ E`+ F`	7716,24	24304,00	34384,00	17036,00	30417,00	33098,09
	A-U + E`+ F`	10698,30	31806,00	41887,00	19996,00	37920,00	40600,85
	Puntos A-Q (λ)	**2,370**	**7,479**	**10,113**	**4,983**	**8,617**	**9,135**
$\Sigma (\phi-\phi_{sg})^2/\Delta s_m$	Puntos E-U (λ)	2,200	6,118	8,449	4,811	7,256	7,774
	Total A-U (1,25· λ)	2,466	6,669	8,526	4,541	7,576	7,988

El cambio más interesante en la secuencia de espectros es la transformación a un espectro de doble pico desde 1956 a 1979; el pico secundario inicial muestra una intensidad mayor que el primero, mientras que los dos picos aproximadamente iguales indican un patrón de meandro muy irregular. Finalmente, el espectro de 1988 es igual que el de 1979, con la única modificación de una pequeña concentración de varianza hacia las bajas frecuencias.

Tal y como refiere Petts (1984), el patrón del canal tiende a estabilizarse, corriente abajo la magnitud del cambio disminuye y las capacidades del canal se aproximan a los valores predichos. Con el tiempo, la migración corriente abajo del sistema de meandros y la redistribución de los sedimentos de la llanura restauran el sistema al equilibrio.

* Incidencia de las presas y embalses sobre los perfiles longitudinales

La mayor parte de la bibliografía especializada refiere una tendencia degradativa aguas abajo de las presas, con una disminución de la pendiente longitudinal del canal; esta reducción se produciría hasta que la velocidad del flujo se sitúa bajo el umbral de transporte de sedimento (Petts, 1984).

Otros límites citados para esta degradación son:

- Si el lecho o las márgenes se componen de material demasiado grande o cohesivo para el poder de la corriente, o si se protege por la vegetación.

- Si existen condiciones hidráulicas locales en el canal: la interacción de bajas pendientes, grandes secciones, y alta rugosidad, que pueden reducir la velocidad de flujo bajo el umbral.

Esta degradación, manifestada en cambios en la elevación media del lecho del canal aguas abajo de 21 presas construidas en ríos aluviales del oeste semiárido de los EE.UU., abarca rangos desde inapreciable hasta 7,5 m (Williams y Woman, 1984); la mayor parte de la degradación ocurre durante la primera o dos primeras décadas después del cierre de la presa.

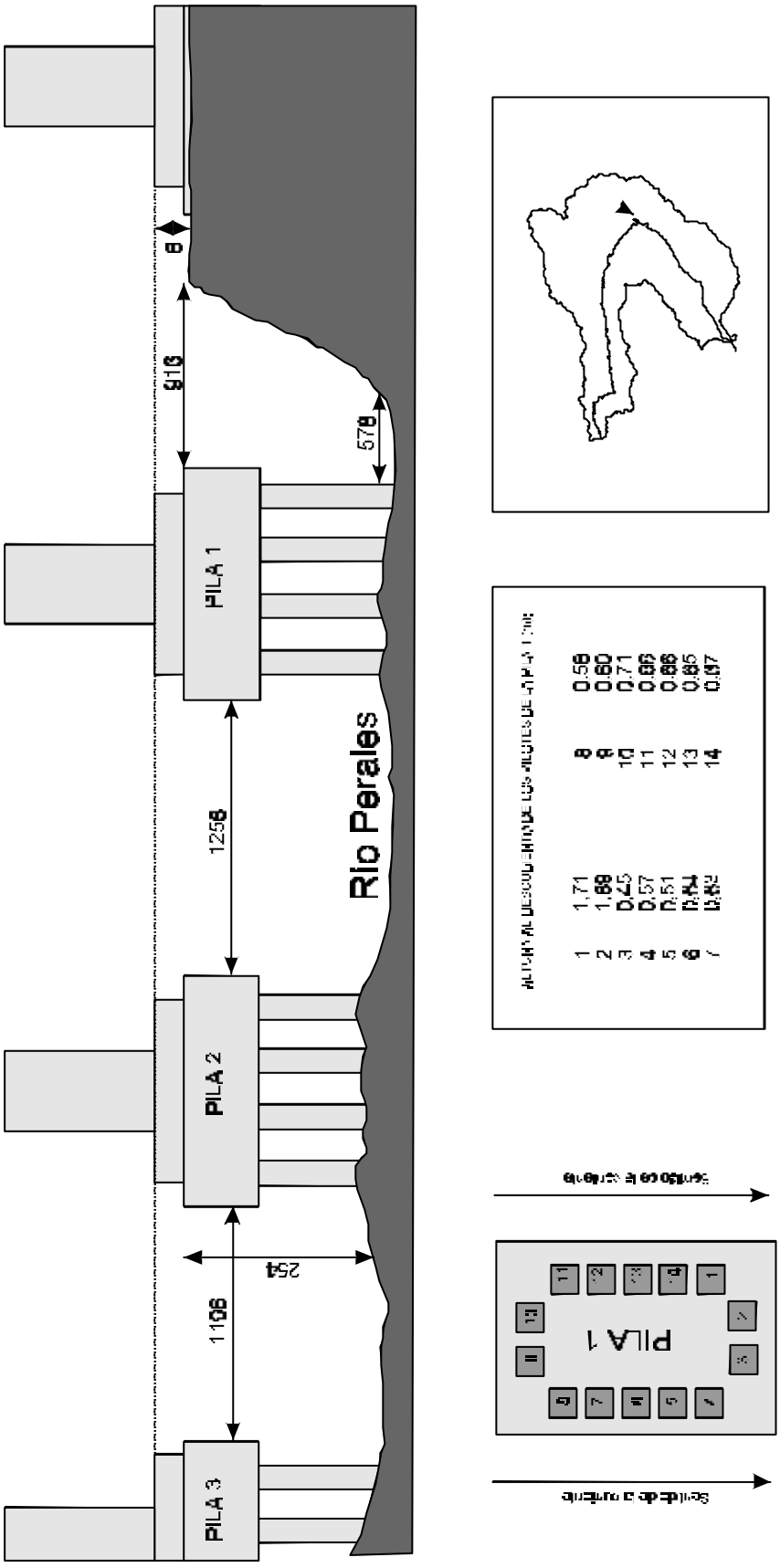
Debido a la inexistencia de estudios previos sobre la degradación aguas abajo del sistema de embalses del río Alberche y a la escasez de cartografías de detalle del lecho (limitadas a un plano a escala 1:5.000 que no tiene batimetría), ha resultado imposible evaluar cuantitativamente la degradación en la zona de El Santo. Sí se ha observado que en las zonas de mayor pendiente y en las márgenes cóncavas de las flexiones del meandro, es apreciable un encajamiento del canal del orden de 1 a 2 m en su propio aluvial y llanura holocena, a la que disecta claramente en isla Redonda, con una tasa erosiva media (1945-1983) de 4,3 m/año.

Otro indicador indirecto de las modificaciones que ha debido sufrir el perfil longitudinal del río Alberche en este sector, son los fenómenos asociados a los perfiles de sus tributarios. El río Perales es un afluente del río Alberche, con el que confluye inmediatamente aguas abajo del meandro de El Santo. Remontando el río Perales unos centenares de metros desde la confluencia, existe un viaducto gracias al cual supera el canal la extinta línea de ferrocarril Madrid-Almorox; dicho puente tiene situados varios pilares sobre el canal, cuyas zapatas fueron en origen (década de 1930) enterradas en los depósitos aluviales. La incisión por degradación producida en el río Alberche conllevó un descenso del nivel de base de la confluencia con el río Perales, fácilmente apreciable en el encajamiento del canal del río unos dos metros en su propio cono de desembocadura; y como consecuencia un rejuvenecimiento del río Perales, que ha incidido en su lecho hasta descalzar las zapatas y pilotes del viaducto hasta casi dos metros respecto el nivel original.



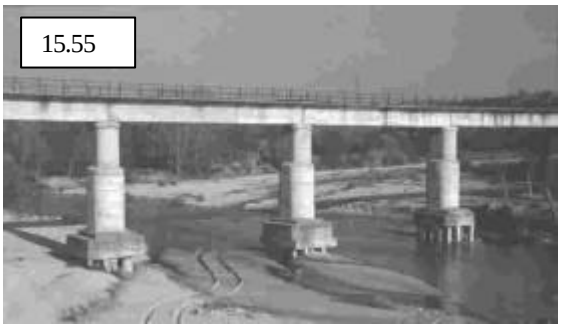
Fotografía 15.52. Vista panorámica del puente del ferrocarril abandonado Madrid-Almorox sobre el río Perales en Aldea del Fresno.

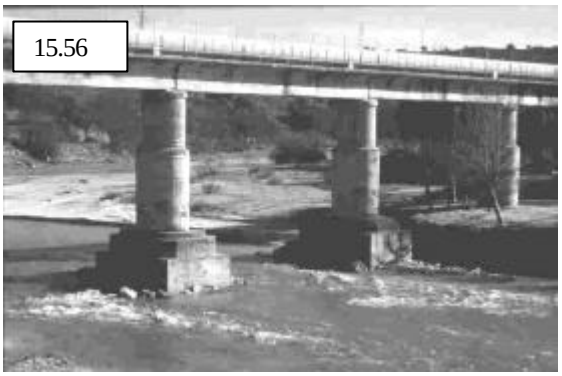
Figura 15.20. Esquema del zapado de los pilares del viaducto de Aldea del Fresno y medidas morfométricas efectuadas en agosto de 1994.













Fotografías 15.53 a 15.56. Viaducto del ferrocarril Madrid-Almorox sobre el río Perales en diferentes fechas: finales de los años 70 (15.53), mediados de los 80 (15.54), mediados de los 90 (15.55) y en la actualidad (15.56). Puede observarse el progresivo descalzamiento de los pilotes de las pilas centrales, que finalmente han sido hormigonadas y reforzadas.

Fotografía 15.57. Detalle del descalzamiento de los pilotes de la pila nº 1 en el momento del máximo zapado (1996) y durante el estiaje del río Perales.

- Repercusiones sobre las secciones transversales del canal

En respuesta a una erosión potencial, la tasa y magnitud de la erosión del canal es mayor en aquellos sitios en los que menores dimensiones tenía su sección transversal antes de la regulación, mientras que apenas experimenta cambio donde era mayor (Petts, 1984). Se han descrito casos en los que la anchura del canal aumenta, disminuye o se mantiene constante en la localización aguas abajo de la presa. Estos cambios en la sección transversal pueden describirse con ecuaciones hiperbólicas (Williams y Wolman, 1984).

La erosión diferencial del sedimento del perímetro del canal, y la redistribución de los depósitos de llanura en los meandros que migran activamente, resulta característicamente en una reducción de la capacidad del canal, predominantemente por una reducción de la anchura. Bajo las confluencias de los tributarios las capacidades del canal se reducen, por la reducción de la anchura, por la acrección en las orillas (si dominan los sedimentos en suspensión o las arenas), o por agradación en el lecho y reducción de la anchura si se introduce material grueso en el lecho (Petts, 1984).

A largo plazo, la agradación en el canal puede producir la reducción de sus dimensiones y el aumento de la sinuosidad (Joglekar y Wadekar, 1951). El incremento de la sinuosidad se relaciona igualmente con una mayor profundización y un perfil transversal más escarpado en la zona cercana a la zona de máxima curvatura del meandro. Algunos autores vinculan este aumento a ajustes por efecto de la retención de sedimentos (Martínez Castroviejo *et al.*, 1990), asociado al desplazamiento aguas abajo del efecto degradativo, que acentúa la incurvación de los meandros.

Nuevamente, la ausencia de secciones transversales de detalle previas a la construcción de los embalses nos impide realizar un análisis comparativo cualitativo para el río Alberche en el meandro de El Santo, limitando nuestras aportaciones a meras observaciones de campo. A la vista de los fotogramas aéreos, se puede concluir que el canal presenta una tendencia al estrechamiento de la sección en favor de una progresiva profundización de la lámina de agua; este fenómeno se hace especialmente patente en isla Redonda, donde se pasa de un canal con múltiples hilos de corriente separados por barras, a un canal único, más estrecho y con los bancos de orilla más verticalizados. Este fenómeno está íntimamente relacionado con las variaciones que se observan en la llanura de inundación y en el régimen de caudales.

· *Bancos de orilla*

Las fluctuaciones repetidas en el nivel del agua ligadas a sueltas de los picos de turbinado pueden también causar erosión acelerada de los bancos, al igual que el mantenimiento de altos caudales base incluso en estiaje (Petts, 1984). Este fenómeno se observa nítidamente en la verticalización de las orillas del río, con el afloramiento del aparato radicular de la vegetación de ribera, llegando incluso a desestabilizar los árboles de mayor porte y provocando su caída.





Fotografías 15.58 y 15.59. Movimientos gravitacionales en los bancos de orilla como consecuencia del zapado durante las crecidas de los ríos Alberche (izquierda) y Perales (derecha).

También ha sido observado este efecto, combinado con la acción del oleaje que produce el inadecuado diseño de los órganos de desagüe de la presa, aguas abajo del embalse de Cazalegas (Bajo Alberche). Ha llegado a ser tan efectivo que requirió el reforzamiento de las márgenes con la instalación de paneles de hormigón montados; medida correctora que ha resultado insuficiente, puesto que el zapado en la base ha descalzado estas estructuras produciendo fenómenos de sufusión en los bancos de orilla.

· *Materiales del lecho del canal*

La degradación en el canal genera igualmente el arrastre diferencial de las distintas granulometrías aluviales del lecho, que conlleva la presencia únicamente de los tamaños más gruesos (con carácter residual o *lag*); llegan a constituir una "capa" que en ocasiones puede controlar la pendiente de las partes altas (Petts, 1984). Este hecho, conocido como efecto de armado (traducción del término anglosajón *armouring*), puede no existir cuando hay un único tamaño de materiales gruesos en el lecho natural, aunque las avenidas de gran magnitud pueden pertubar esta capa superficial (Petts, 1984). Se ha propuesto estudiarlo siguiendo el denominado método Wolman (Wolman, 1954) que consiste en la medición sistemática el tamaño del eje b (intermedio) en los clastos de la orilla del canal a lo largo de una serie de puntos de muestreo, en los que se seleccionan 100 cantos; un ejemplo de aplicación de este método al río Aurín aguas abajo de una presa de retención de sedimentos puede encontrarse en Martínez Castroviejo *et al.* (1990).

En el sector estudiado del río Alberche se ha podido reconocer nítidamente este efecto inmediatamente aguas abajo de la presa de Las Picadas, donde grandes bloques de litologías metamórficas, sin apenas matriz arenosa, constituyen el lecho y márgenes del canal; por contraposición, y como índice de la situación previa, las márgenes y lecho aguas arriba de la cadena de embalses están constituidas por acúmulos de bloques empastados en una matriz arenosa de naturaleza arcósica. No se aplicó el método Wolman para la cuantificación del efecto de armado dado que el carácter heredado de los aportes laterales que recibe el canal y las actividades de dragado distorsionarían el análisis hasta el punto de hacerlo no representativo.



Fotografía 15.60. Lecho rocoso del río Alberche aguas abajo del embalse de Las Picadas; el efecto de armado ha eliminado los sedimentos detríticos finos de las márgenes y lecho.

En canales armados con degradaciones del lecho mínimas, o canales que sólo reciben cantidades limitadas de sedimento de los tributarios, el flujo puede reponer la carga de sedimento desde las fuentes de las orillas por erosión extensiva de los bancos (Hathaway, 1948; Bluma y Day, 1977; Kellerhals y Gill, 1973). Con este fenómeno podría vincularse la degradación de los bancos de orilla referida, allí donde el río Alberche todavía no ha recibido tributarios importantes (sector Las Picadas-Isla de El Santo).

Por lo que respecta a la longitud afectada por la degradación, según los cálculos empíricos de Wolman (1967), debería equivaler a 69 veces la anchura del canal, esto es, unos 2284 m en el caso del Alberche en esta zona. Realmente donde mejor se reconocen los efectos en campo es en los tres primeros kilómetros aguas abajo de la presa, ya que corriente abajo, al recibir aportes detríticos finos de los tributarios no regulados (especialmente del río Perales) y atravesar litologías poco consolidadas, el río recupera rápidamente su carga sólida.

La tendencia inicial del material del lecho a aumentar de tamaño puede cambiar durante los últimos años, con el paso del tiempo (Williams y Wolman, 1984). Por procedimientos matemáticos se ha demostrado el patrón asintótico del proceso de degradación, pero el grado de armado varía relativamente con las condiciones locales, tales como la meandrificación, la entrada de sedimento desde tributarios, y las diferentes porciones de fracciones transportables del lecho (Hales *et al.*, 1970).

- Incidencia sobre la llanura inundable

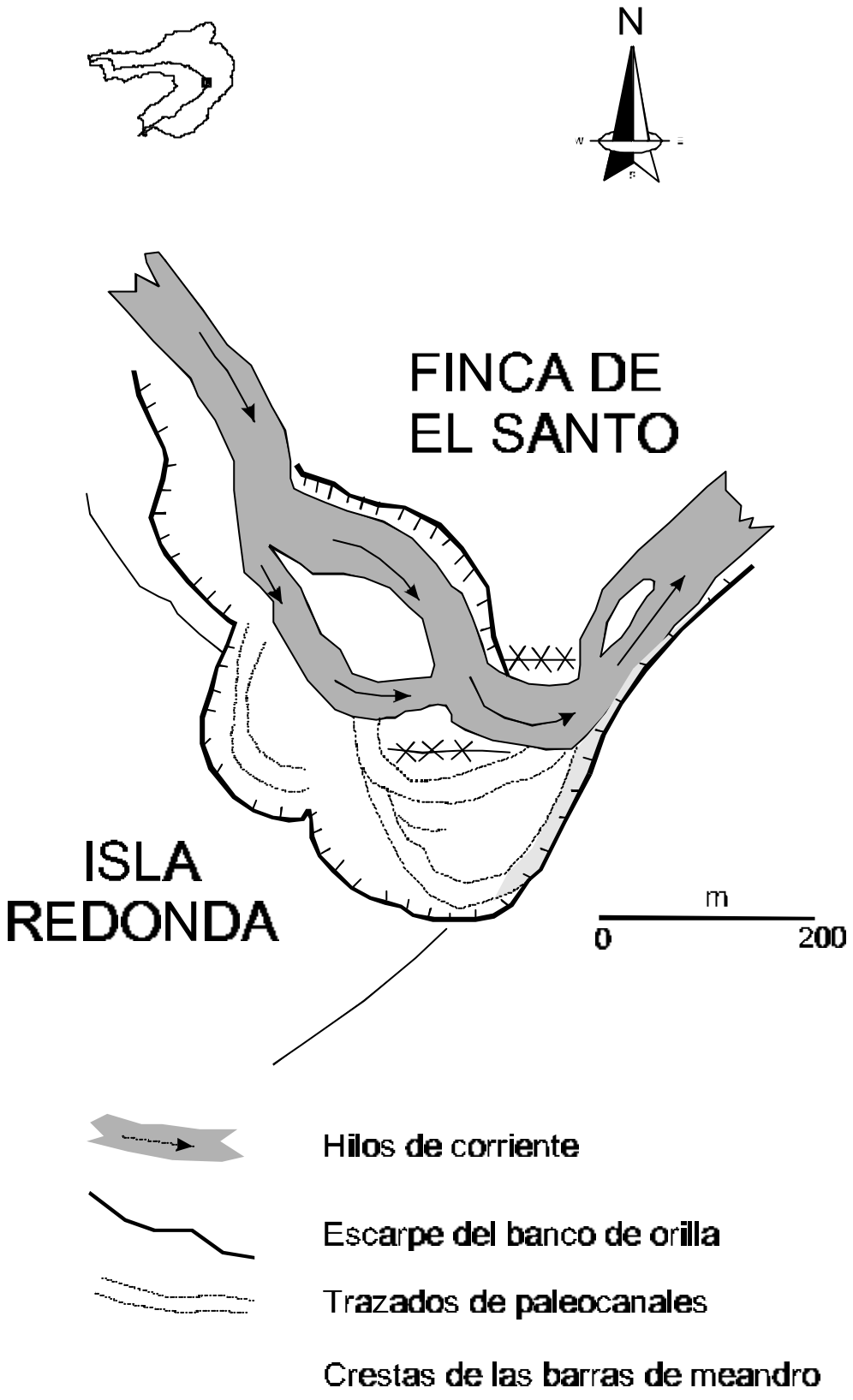
La reducida tasa de acrección sobre los bancos de orilla permite el desarrollo llanuras inundables a cotas más bajas de las esperadas de forma natural, y una ausencia de diques naturales o *levees* (Petts, 1984). La migración lateral de meandros, junto con la erosión diferencial asociada y la redistribución de los depósitos de llanura es una fuente de sedimentos, produciendo estas nuevas llanuras a menor elevación (Petts, 1978).

La vegetación riparia aumenta normalmente, probablemente por la disminución en los picos de flujo (Williams y Wolman, 1984). A su vez, la vegetación tiene importancia en el aumento de la rugosidad (de 0,036 a 0,2 en la n de Manning) y la disminución de la efectividad de las avenidas.

Observando la configuración geomorfológica de la llanura de inundación en el meandro de El Santo, podemos detectar una clara tendencia desde 1898 a la actualidad a disminuir el margen de actuación del canal, que aparece en la actualidad notablemente confinado. Este fenómeno está intimamente vinculado a la progresiva revegetación de la llanura, de los diques naturales (*levees*) y de las barras e islas, especialmente observable después de 1945, y en ocasiones favorecida por plantaciones de árboles de ribera. Los cordones de arena (*sand ribbons*), los derrames (*crevasse splay*), y las antiguas posiciones del canal en la llanura, perfectamente reconocibles en 1945 y 1956, se encuentran poco después desdibujados por efecto de su colonización vegetal y abandono incluso en períodos de crecida.

La disminución de la competencia por reducción de los picos de flujo, limita el movimiento de depósitos gruesos producidos por tributarios, deslizamientos y avenidas históricas (Petts, 1984). Se detecta entre 1898 y 1979 un mayor desarrollo de los conos de deyección de los torrentes estacionales que confluyen en la llanura de inundación, así como del cono de la confluencia con el río Perales, ante la aparente incapacidad del río Alberche para evacuar estos materiales.

Figura 15.21. Detalle de las variaciones producidas durante las crecidas de 1996 en el paraje de la Isla Redonda (Aldea del Fresno, Madrid).









Fotografías 15.61 a 15.63. Cono de desembocadura en la confluencia entre los ríos Alberche (parte superior) y Perales (parte inferior) en las proximidades de Aldea del Fresno: desarrollo de terracetas durante el estiaje (arriba-izquierda; años 70) y lámina de agua que lo cubre durante las crecidas de 1991 (arriba-derecha) y 1996 (abajo-izquierda).

- Incidencia en el régimen hidrológico y el transporte de materiales

· *Incidencia en el régimen hidrológico*

Las características de los hidrogramas de crecida son notablemente modificadas por el efecto de los embalses, fundamentalmente en lo que se refiere al caudal punta y los tiempos característicos. Normalmente se produce la denominada laminación de la crecida, cuyo efecto más característico es la disminución del caudal punta y la ampliación del tiempo base del hidrograma. Sin embargo, los efectos varían de unos a otros ríos, en función de su régimen hídrico y el régimen de explotación del embalse (Williams y Wolman, 1984).

Se han descrito reducciones en la crecida de diseño de hasta el 80 % tras el cierre de la presa de Panchet (India; Jain *et al.*, 1973); próximas al 40 % en la crecida media anual para el Blue River (Colorado, EE.UU.; Huggins y Griek, 1974); siendo lo más frecuente en la bibliografía especializada, las reducciones entre el 20 y el 75 % (Lauterbach y Leder, 1969; Moore, 1969).

La construcción de la presa de El Burguillo representa una primera modificación del régimen natural en cuanto a la alteración temporal de los máximos anuales, previamente situados en diciembre-enero y marzo, al producir su redistribución en el tiempo (octubre-junio). Una segunda alteración, esta vez cuantitativa, es la laminación de ondas de crecida de considerables dimensiones, de forma que entradas superiores incluso a 600 m^3/s son absorbidas por la enorme capacidad de su vaso (208 hm^3), no alcanzando las salidas más del 10 % del entrante. Mientras que 10 años presentan caudales instantáneos de entrada superiores a 400 m^3/s, tan sólo en 14 años las salidas superan los 50 m^3/s.

Los embalses de Picadas y San Juan, considerados en conjunto, generan similares efectos que El Burguillo. A pesar de presentar caudales de entrada considerables como consecuencia de aportaciones de tributarios apenas regulados (río Cofio), que llegan a los 464 m^3/s, las salidas de Picadas en ningún caso superan los 61 m^3/s.

El caudal que a juicio de la bibliografía se supone formador del nuevo canal (*bankfull*), aquél que tiene un periodo de retorno en torno a dos años (Q_2), es de 48,66 m^3/s, próximo a los caudales correspondientes a T mucho mayores (Q_{100}= 61,47 m^3/s), denotando una gran uniformización de los caudales máximos en una banda de 50-60 m^3/s. En conjunto, el denominado Sistema Alberche, supone reducciones de hasta el 90 % (para T= 20 años) en los caudales de crecida correspondientes a los diferentes periodos de retorno (Figura 15.22).

Atendiendo al régimen de explotación de los embalses, pueden clasificarse según la variación del nivel de agua a partir de los volúmenes medios mensuales embalsados. Los embalses de la CHA se enmarcan en los tipos 1 (embalse siempre o casi siempre lleno; San Juan y Cazalegas) y 2 (descensos moderados del nivel de agua; El Burguillo), con un sesgo de la distribución entre 0,09 (El Burguillo) y 0,83 (San Juan) (Avendaño *et al*., 1993, 1994 y 1992).

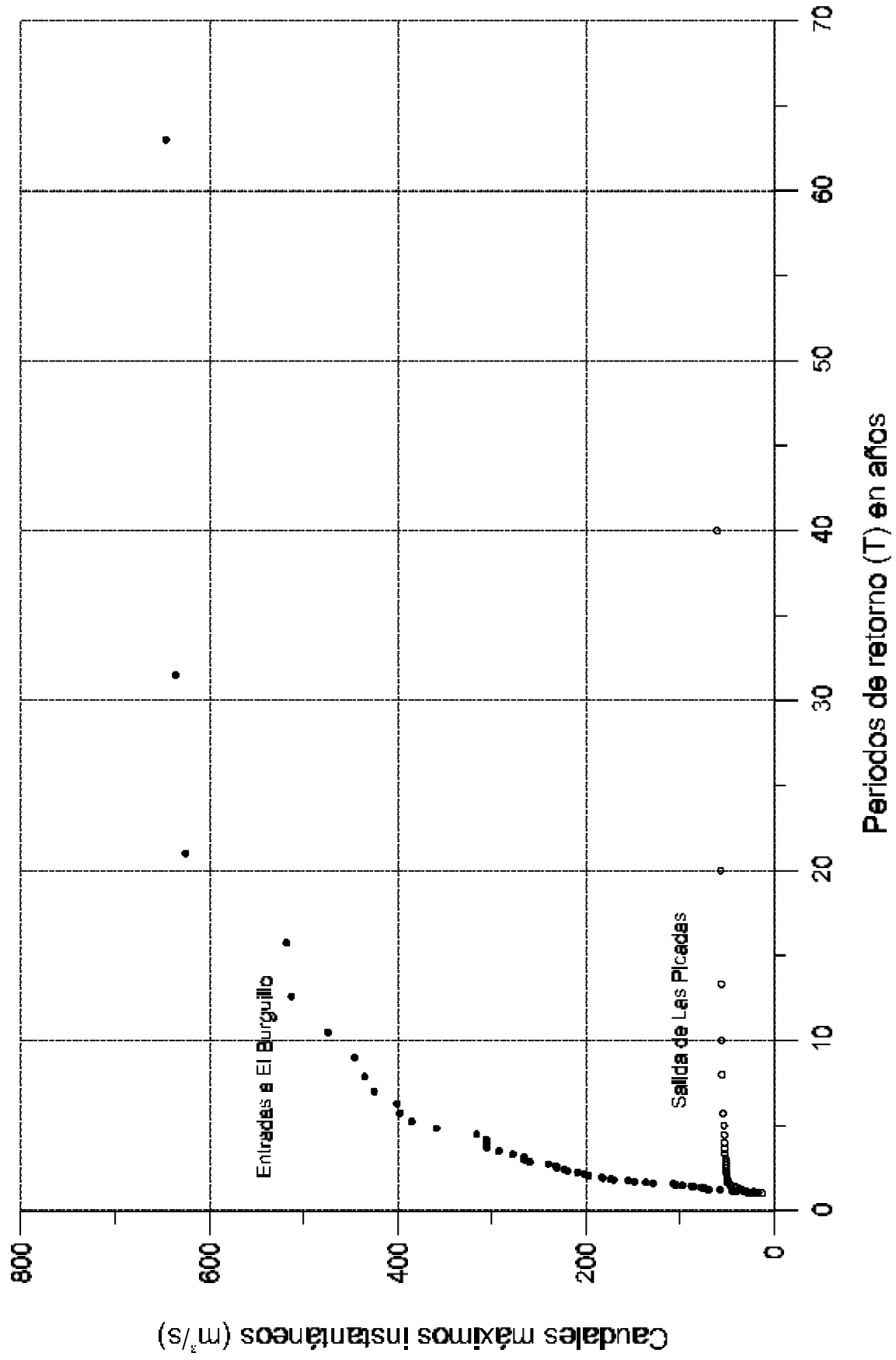
Esta capacidad de variación del régimen hidrológico ha sido utilizada en ocasiones como justificación para proyectar nuevas presas, no siempre con los estudios técnicos que avalen dicha funcionalidad. La Confederación Hidrográfica del Tajo argumentó presiones de alcaldes de 16 municipios del alto Alberche para que avanzase el proyecto de construcción del embalse de Venta del Obispo y otras presas "*...que evitasen posibles inundaciones*." (Agencia Efe, 4 de enero de 1998), especialmente en Navaluenga.

Sin embargo, utilizando el modelo hidrometeorológico confeccionado en este estudio (ver apartado 14.1.1) se han simulado las crecidas (caudales punta y medios en 24 horas) suponiendo la existencia de la citada presa a la altura del nodo N-5 (Hoyocasero) y observando su efecto laminador aguas abajo (N-15, Navaluenga); los resultados se recogen en la Tabla 15.12.

Tabla 15.12. Caudales punta y medios diarios (m^3/s) en Navaluenga simulados con HEC-1 (distribuido por subcuencas) para diferentes periodos de retorno bajo dos supuestos: situación actual (sin embalse aguas arriba) y tras la construcción del embalse de Venta del Obispo, presuponiendo una capacidad de laminación de la onda de crecida del 100 % (embalse vacío para laminación).

Situación o supuesto	**Caudal**	**Periodo de retorno (años)**							
		2	**5**	**10**	**25**	**50**	**100**	**500**	**1000**
Actual (sin embalse)	Punta	815	1270	1602	2096	2497	2938	4044	5594
	Medio	248	395	506	674	809	960	1331	2286
Proyectado (con embalse)	Punta	340	531	669	847	1034	1218	1648	2878
	Medio	150	242	314	421	506	604	834	1722

Figura 15.22. Variación en los cuantiles de caudales correspondientes a diferentes periodos de retorno debida al efecto laminador del sistemas de embalses hidroeléctricos del río Alberche.



Como puede apreciarse el efecto laminador del embalse apenas tiene incidencia en las crecidas importantes, que seguirían produciendo inundaciones en Navaluenga. Tan sólo es capaz de absorber las de bajos periodos de retorno, mientras que el resto, al proceder principalmente de subcuencas de la sierra del Valle (que desembocan aguas abajo de la presa), tan sólo aumentan su periodo de retorno: el caudal medio actual con periodo de retorno de dos años, pasa a tener cinco años; el de cinco años, entre 10 y 25 años; el de 10 años, cincuenta; y así sucesivamente. Algo totalmente insuficiente, ya que las inundaciones seguirán produciéndose en Navaluenga con periodos de retorno de cinco años, y además creará el conocido efecto de falsa seguridad.

· *Incidencia en el transporte de materiales (carga sedimentaria)*

Existe abundante bibliografía sobre los efectos que producen los embalses como consecuencia de la retención en su vaso de una parte de la carga sedimentaria transportada por las corrientes fluviales, fundamentalmente las fracciones que se movilizan mediante las modalidades de transporte de fondo (deslizamiento, rodadura y saltación) o suspensión.

La tasa de retención del embalse depende del tipo y cantidad de carga de la corriente alimentadora, la morfología y tamaño del embalse, el régimen de explotación, y la situación y tipología de los órganos de toma y desagüe de la presa. De forma empírica, se han propuesto varias relaciones para su estimación, como los métodos de G.M. Brune (1953), M.A. Churchill (1948) y la fórmula de Brown (1943). Los dos primeros, obtenidos a partir de levantamientos topográficos en decenas de embalses de los EE.UU. de Norteamérica, relacionan mediante un gráfico el coeficiente de retención con la relación capacidad/aportación media anual (Brune) y con el índice de aluvionamiento (Churchill). Como norma general, se aconseja utilizar el método de Brune para los grandes embalses o para los embalses normales situados sobre un curso de agua, y la curva de Churchill para las cuencas de decantación, pequeños embalses, obras de control de crecidas, etc.

Cuando existe una falta de datos de partida, o estos son de escasa fiabilidad como es el caso, suele utilizarse la ecuación de Brown, que permite calcular un coeficiente de retención del embalse (C_T, %):

$$C_T = 100 \cdot [1-1/(1+K_B \cdot Ce/A)]$$

donde: Ce, capacidad del embalse (millares de m^3); K_B, coeficiente (entre 2,1 y 0,09 dependiendo del tipo de embalse); A, área de drenaje en km^2.

Con objeto de evaluar la incidencia de este fenómeno en la CHA se han examinado las evaluaciones de tasas de colmatación de los principales embalses (El Burguillo, San Juan y Cazalegas) realizadas por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX) mediante los "*Reconocimientos sedimentológicos de embalses*" (Avendaño *et al*., 1993, 1994 y 1992).

El embalse de El Burguillo presentaba en 1991 una pérdida de volumen del vaso de unos 11 hm^3 ($V_{1913} - V_{1991}$ = 208,609-197,667 = 10,942 hm^3) por deposición de sedimentos en los 78 años transcurridos desde su construcción. Sin embargo, buena parte de los sedimentos están constituidos por residuos insolubles (65 %) y materia volatil (13 %) de procedencia orgánica (esqueletos de algas silíceas: *Cyclotella* sp., *Fragilaria crotonensis* y *Aulacoseria subarctica*) y origen mayoritariamente endógeno (ciclos de crecimiento-muerte de *blooms* de algas). Por lo tanto, la retención de la carga sedimentaria del río Alberche por parte del embalse de El Burguillo es mínima, limitándose a arenas de cuarzo, plagioclasa, cordierita y fragmentos de roca (granítica). Llama la atención el enorme desfase existente entre estas escasas tasas de colmatación

y los resultados obtenidos para las degradaciones específicas calculadas en la cuenca drenante mediante la aplicación de las fórmulas de Fournier y USLE, sólo justificado mediante bajos coeficientes de entrega de sedimentos (Avendaño *et al*., 1993).

El embalse de San Juan presentaba en 1992 una pérdida de volumen del vaso de unos 24 hm^3 ($V_{1955} - V_{1992}$ = 162-137,742 = 24,258 hm^3) por deposición de sedimentos en los 37 años transcurridos desde su construcción; la densidad media de los sedimentos es 1.267 kg/m^3, por lo que el peso acumulado en el vaso puede evaluarse en 30.734.886 Tm. La textura de los sedimentos detríticos no carbonáticos retenidos es limosa, y en menor grado de limo-arenosa a arenosa, con procedencia alógena natural; destaca también el contenido de elementos de origen antrópico (derivados de hidrocarburos de embarcaciones a motor) y endógeno (esqueletos silíceos de algas). El valor de las tasas de degradación específica de la cuenca drenante, correspondiente a una media de 964,95 Tm/km· a, es la más alta registrada en los embalses medidos en España (Avendaño *et al.*, 1995).

El embalse de Cazalegas presentaba en 1990 una pérdida de volumen del vaso de embalse de unos 4 hm^3 ($V_{1949} - V_{1990}$ = 11-7 = 4 hm^3) por deposición de sedimentos en los 41 años transcurridos desde su terminación; la densidad media de los sedimentos es 1.387 kg/m^3, por lo que el peso acumulado en el vaso puede evaluarse en 5.548.000 Tm. La degradación específica es de 0,692 Tm/ha· a. La textura de los sedimentos permite diferenciar tres zonas: área de presa de contenido variable en arena y limo, y más homogéneo en arcilla; parte central del vaso (transición), limosas y limo-arenosas con contenido homogéneo de arcilla y bajo de arena (< 25%); y delta de cola, arenosa con contenidos altos (cola) a medios (interior) de arena y complementarios de limo.

Por lo que se refiere a los coeficientes de retención obtenidos a partir de las relaciones de Brune y Churchill, los datos disponibles para los embalses de la CHA quedan recogidos en la Tabla 15.13.

Tabla 15.13. Parámetros para el cálculo de los coeficientes de retención de sedimentos de Churchill y Brune para los tres principales embalses de la CHA. Ce, capacidad de embalse (m^3); Ama, aportación media diaria (m^3/s); PR, periodo de retención (Ce/Ama); Le, longitud de embalse (m); Vma, velocidad media de aporte (m/s; $Ama \cdot Le / Ce$); IA, índice de aluvionamiento (PR /Vma); Ch, coeficiente de retención de Churchill (= 100-(1600· $K^{-0,2}$ –12)); Br, coeficiente de retención de Brune.

Embalse	Ce	Ama	PR	Le	Vma	IA	Ch	Br
Burguillo	208609000	12,89	16183785,88	6750	0,00042	$3,8 \cdot 10^{10}$	100	96
San Juan	162000000	18,55	8733153,64	11000	0,00126	$6,9 \cdot 10^{9}$	100	96
Cazalegas	11000000	22,57	487372,62	4750	0,00975	$4,9 \cdot 10^{7}$	82,75	94

Los valores de los parámetros necesarios para la aplicación de la fórmula de Brown y los coeficientes de retención para los embalses de la CHA se recogen en la Tabla 15.14.

Tabla 15.14. Parámetros para el cálculo del coeficiente de retención de sedimentos de Brown (C_T) para los tres principales embalses de la CHA. Ce, capacidad de embalse (millares de m^3); K_B, coeficiente de retención de Brown; A, área de la cuenca drenante.

Embalse	Ce	K_B	A	CT (%)
Burguillo	208609	1,43	1046	99,65
San Juan	162000	2,10	863	99,75
Cazalegas	11000	2,10	1955	92,19

** Canalizaciones, rectificaciones y estabilizaciones*

Una canalización es la modificación de la sección transversal de un cauce hacia una sección de forma fija, generalmente trapezoidal; las orillas y el lecho pueden compactarse e incluso cementarse, mediante las llamadas obras de defensa (Sainz *et al.*, 1991).

Por su parte, un encauzamiento o rectificación conlleva la modificación del trazado en planta de una corriente, normalmente por otro más recto o corto y habitualmente en tramos meandriformes con problemas de inundación por desbordamiento; también lleva aparejada una variación de la pendiente longitudinal del río, casi siempre un aumento, al variar la longitud y mantenerse las cotas inicial y final (Sainz *et al.*, 1991).

Finalmente, la estabilización de orillas se basa su protección lineal con elementos artificiales (muros, bloques, escolleras, gaviones, etc.) o naturalizantes (plantaciones), para prevenir la erosión y facilitar la circulación del agua (Sainz *et al.*, 1991).

En la CHA no son muy frecuentes las canalizaciones, afectando tan sólo a tramos limitados del río Alberche a su paso por Navaluenga (Ávila) y, recientemente, al arroyo de la Gaznata a su paso por El Herradón (Ávila; CHT, 2000), con longitudes canalizadas del orden de centenares de metros; puntualmente, en orden de la decena de metros, se sitúan secciones canalizadas en determinadas estaciones de aforos. Más abundantes son los encauzamientos, actuaciones en riberas y cortas de meandros, especialmente patentes en tramos del arroyo de Valdezate cerca del embalse de San Juan, para su adaptación de su valle al trazado de la carretera N-501. Los proyectos de estabilización de orillas, normalmente asociados a dragados y limpiezas de las márgenes, están más extendidos, fundamentalmente en el tramo bajo del río Alberche (sector de Escalona- Cazalegas). Cuando se construyó el embalse de Cazalegas se añadieron tres diques de tierra, un espaldón de grava para la evacuación de crecidas, y diques de gaviones para defensa y encauzamiento del río (ejecutados entre 1946 y 1948).



Fotografía 15.64. Vista aérea del tramo del río Alberche entre los puentes medieval y nuevo de Navaluenga, donde el río ha sido canalizado y rectificado.

Más frecuentes son los diques, muros o refuerzos de escollera, situados en las márgenes externas de curvas de meandro, como protección de de pilas y estribos de puentes, o para derivar el flujo (dique de La Isla en Navaluenga).







Fotografías 15.65, 15.66 y 15.67. Dique artificial de escollera colocada, situado aguas arriba de Navaluenga, para evitar la crecida en los paleocauces durante las crecidas (arriba). Reforzamiento con terraplén de escollera en la margen izquierda del río Alberche aguas abajo del embalse de San Juan.

Sin embargo, en un futuro, las infraestructuras de defensa contra inundaciones se van a multiplicar, ya que el propio plan hidrológico de cuenca (MIMAM, 1997) propone dos tramos de "acondicionamiento" del río Alberche: desde el embalse de Picadas hasta la desembocadura (horizonte temporal, 10 años), y desde el nacimiento hasta el embalse de Picadas (horizonte temporal, 20 años).

Los efectos geomorfológicos y dinámicos de este tipo de actuaciones pueden agruparse en función del sector afectado, bien sea aguas arriba, en el propio sector, o aguas abajo de la zona afectada. Los parámetros morfológicos e hidráulicos susceptibles de ser alterados por actuaciones en el cauce son (Brookes y Gregory, 1983):

* Rugosidad y textura del sustrato, y su estabilidad
* Anchura y profundidad del cauce (y su relación)
* Morfología y pendiente longitudinal del lecho: situación y relación de rápidos y remansos, pozas y vados
* Pendiente y altura de las orillas
* Curvatura y sinuosidad de los meandros
* Profundidad de lámina de agua
* Velocidad de la corriente
* Distribución de caudales (punta, mínimos y medios)
* Turbidez y capacidad erosiva de la corriente

Al tratar de regularizar la sección, un tramo canalizado favorece una tendencia hacia regímenes hidráulicos laminares y relativamente uniformes en todo el cauce. El primero y más evidente efecto de una canalización en el sector de actuación, es la modificación de la forma y los materiales que constituyen el canal, variando sus parámetros geométricos y por tanto hidráulicos: la variación de la disposición en planta conlleva un reajuste en las áreas de erosión y deposición preferentes; los cambios en la pendiente longitudinal del canal y las modificaciones del perfil transversal, una reestructuración de los campos de velocidades y la modificación del sistema de vados y pozas (rápidos y remansos); y la transformación de los materiales del lecho y bancos de orilla, una alteración de la potencia hidráulica y el transporte de carga sólida, así como la interrupción de la conexión entre la lámina libre y la superficie freática en las riberas (en casos extremos de impermeabilización).

En el propio sector encauzado o rectificado e inmediatamente aguas abajo, debido al citado aumento de la pendiente, se suele modificar el campo de velocidades, conllevando una aceleración de los procesos erosivos en el lecho y las márgenes del canal; el lecho profundiza progresivamente, varía el nivel de base y produce erosión remontante en cabecera, lo que a su vez reactiva el proceso. Esto produce un traslado de los problemas de desbordamiento y sedimentación de los materiales erosionados, aguas abajo del tramo rectificado, donde suele producirse una disminución de la velocidad de la corriente. Brookes (1987) concluye que los trabajos de canalización en entornos de canales de alta energía en Inglaterra y Gales producen cambios en la capacidad del canal mediante erosión aguas abajo, con un mayor incremento de la anchura frente a la profundidad (debido al armado del lecho).

Para el caso de la CHA, los efectos geomorfológicos no son especialmente evidentes debido a que se trata de actuaciones modernas y de escasa entidad, por lo que tan sólo son reseñables incidencias puntuales en la dinámica fluvial. Es el caso de los procesos de desvío de la línea de máximas velocidades durante las crecidas generada por la canalización de Navaluenga, o el zapado por sobreexcavación tras las estabilizaciones de orillas aguas abajo de la presa de Cazalegas.

**** Otras actividades directas***

Existen otras actividades que pueden producir incidencias directas sobre la dinámica fluvial en la CHA, y entre ellas caben reseñar las derivaciones de caudales, y el dragado y extracción de áridos en el canal. Respecto a las primeras, destaca la importante derivación de caudales (trasvase intercuencas Alberche-Guadarrama) del Canal de Picadas o AMSO (Abastecimiento a Madrid Sistema Oeste), que desde 1967 pretende complementar las demandas hídricas para abastecimiento urbano del área metropolitana de Madrid, con una longitud de 49,2 km y capacidad de transporte de 3,8 m^3/s (máximo de 100 hm^3/a); complementariamente se construyó en 1993 el Trasvase San Juan-Valmayor, también para abastecimiento de Madrid, cuya capacidad máxima de transporte es de 190 hm^3/a (6 m^3/s). Los caudales detraídos suponen una disminución aguas abajo de suficiente magnitud (caudal máximo instantáneo medio anual superior a 9 m^3/s) como para condicionar la dinámica fluvial, fundamentalmente durante los periodos de estiaje (Benito *et al*., 1994), laminando los caudales base hasta restringirlos a los caudales denominados ecológicos (estimados con criterios biológicos en 1 m^3/s entre El Burguillo y Charco del Cura, y 0,4-2,2 m^3/s entre Picadas y Escalona).



Fotografía 15.68. Carteles anunciantes de la derivación de caudales mediante la conducción entre los embalses de Picadas y Valmayor.

Otra derivación importante, aunque en el último sector del curso del río, es el Canal Bajo del Alberche o de la Ventosilla (inaugurado en 1950) con una longitud de 37,38 km, una capacidad de transporte de 9,27 m^3/s (292 hm^3/a), y la función de abastecer las zonas regables de la comarca de Talavera de la Reina. Las consecuencias geomorfológicas pueden evaluarse en una restricción en la anchura del canal, asociada a la colonización de la llanura y los bancos de orilla, y la aparición de patrones múltiples de canal (entrelazados o *braided*) por emersión y estabilización de barras arenosas debido a los bajos caudales.

El dragado suele llevar a una progresiva homogenización del fondo, con una disminución de la rugosidad que lleva aparejada un aumento de la velocidad de la corriente. Durante el proceso de dragado se desprenden abundantes sólidos finos que son arrastrados por las aguas originando turbidez, y que son depositados aguas abajo originando lechos arenosos y limosos (Saínz *et al.*, 1991); paralelamente se produce una pérdida generalizada de carga sólida en el río que induce a la erosión acelerada y el encajamiento (Alonso y Garzón, 1997). Desde hace años, la Confederación Hidrográfica del Tajo ha prohibido la extracción directa de áridos del canal por dragado en toda la CHA. Sin embargo, son frecuentes las extracciones situadas, no sólo en los primeros niveles de terrazas, sino en la propia llanura de inundación (que forma parte del cauce durante eventos de avenida), normalmente aprovechando antiguas posiciones del canal (brazos abandonados) o las barras de meandro (*point bars*). Destacan los conjuntos de graveras de Aldea del Fresno (A. Collado y J.O.B.D.E.P. S.L.), el sector Escalona-Hormigos y las proximidades de la desembocadura. En la finca titulada Montes de Alamín, propiedad del conde de Güell, de 7.496 ha de extensión, se extrajeron 7.000 vagones de cantos rodados para utilizarlos en firmes de carreteras y otros usos, apenas mejorando las tierras (IGME, 1950).

Por ello, durante las crecidas es frecuente que la lámina de agua alcance las plazas y frentes de explotación, produciéndose diferentes fenómenos geomorfológicos por la bifurcación del flujo y la disponibilidad de materiales sueltos (Kondolf, 1997). En primer lugar se produce una incisión del canal, suavizando los escarpes de los bancos de la explotación, mediante la formación de trincheras y hoyas o pozas de sobreexcavación (Garzón *et al*., 1992), que hacen migrar aguas arriba y abajo los puntos de inflexión de los escarpes en el lecho; ello suele afectar a los bancos de orilla y estructuras sumergidas (pilares de puentes), descalzando sus bases; este encajamiento, respecto a las márgenes (llanura y primeras terrazas), puede ser evaluado en Aldea del Fresno del orden de 2,5 a 3 m. Paralelamente se produce un aumento de la granulometría del lecho del canal, con efectos parecidos al armado (pavimento de gravas y bloques). Las zonas deprimidas de la explotación favorecen igualmente la deposición de barras de gravas y arenas, tanto por atrapamiento de carga de la corriente como por removilización de los bancos de la explotación. A largo plazo se producen cambios en la dinámica del canal, que reduce su capacidad de migración, pasando de patrones múltiples a sencillos, por el paso a la tendencia agradacional a la incisión.

15.2.2. ACCIONES INDIRECTAS: LOS CAMBIOS EN LOS USOS DEL TERRITORIO

** Cambios en la vegetación natural y crecidas*

Con objeto de evaluar la incidencia que los cambios de los usos del suelo tienen sobre el régimen de crecidas del río Alberche, se realizó un estudio para la estimación del número de curva (o umbral de escorrentía) en una situación hipotética potencial previa a la intervención humana para la subcuenca de El Burguillo.

La metodología para la estimación del número de curva es semejante a la propuesta por Ferrer *et al.* (1995) y a la seguida en el apartado 14.1.1, basadas ambas en el método del SCS (1972) y la utilización de sistemas de información geográfica.

Como vegetación originaria, que supuestamente cubriría el área ocupada por la subcuenca de El Burguillo, se toma la reflejada en el *Mapa de las Series de Vegetación de España* (Rivas Martínez, 1987) a escala 1:400.000. Presenta las siguientes clases de vegetación potencial para esta zona:

13a	pinares, piornales y enebrales rastreros
13b	enebrales rastreros y piornales
18a	robledales de melojos
24a	encinares
24ab	encinares con retama

Este mapa se digitalizó, poligonizó y convirtió a formato matricial para ser integrado en el sistema de información geográfica. A continuación se reclasifica y recodifica el mapa de acuerdo a los intervalos establecidos por el SCS (1972), resultando los códigos correspondientes a los números primos: 13a=71, 13b=67, 18a=79, 24a=79 y 24ab=79.

Semejante proceso se lleva a cabo para la elaboración de un mapa de suelos potenciales, previos a la intervención antrópica de deforestación y adehesado. El lugar que ocupa el actual embalse de El Burguillo se sustituye por suelos pertenecientes a la clase hidrológica D, cuyo valor de número primo es 11.

Se cruza la información de los diferentes mapas recodificados con números primos (vegetación potencial, suelos potenciales y pendientes) mediante operaciones de álgebra de mapas y cruces entre tablas de valores aprovechando las capacidades del SIG. Como resultado, el valor medio areal del umbral de escorrentía en la subcuenca de El Burguillo para una situación potencial, con una humedad antecedente normal, es de 39,99 mm; su número de curva equivalente es de 58,68.

Este valor del umbral, superior al correspondiente al obtenido con la vegetación actual (16,83 mm), se ajusta a los postulados cualitativos que presuponen que las prácticas de cambios de uso en áreas mediterráneas de montaña normalmente conducen a una disminución del umbral, aumentando el volumen y caudales punta de los hidrogramas de crecida.

**** Cambios en la cobertura superficial del suelo en la CHA***

- Reforestación y otras prácticas silvícolas

Una actividad de cambio de uso del territorio ancestral en la CHA es la reforestación de áreas previamente dedicadas actividades agropecuarias o afectadas por incendios.

En 1995 se produjo un incendio en el Valle de Iruelas como consecuencia de una fuerte tormenta que arrasó 1.300 ha de pinos, robles y otras especies vegetales. Tras este incendio se realizó una labor repobladora en la que se emplearon 3.000 kilos de semillas de *Pinus pinaster*, que consiguieron reforestar un 60 % del terreno arrasado.

Durante los últimos años (inicio en otoño de 1998 ó primavera de 1999) la Junta de Castilla y León ha invertido unos 120 millones de pesetas en la repoblación de 600 ha de la reserva natural del Valle de Iruelas. Corresponden a zonas que no pudieron repoblarse por las dificultades del terreno tras el incendio de 1995, y aquéllas en las que se produjeron marras en la germinación de las semillas.

Estos procesos generan notables cambios en la cubierta superficial del suelo y, desde el punto de vista de la dinámica fluvial, inducen fuertes modificaciones debidas a las constantes variaciones de los umbrales de escorrentía y los aportes de sedimentos como carga transportada. Además, las cortas y podas de vegetación de ribera, fundamentalmente en monocultivos de determinadas especies (plantaciones de choperas), producen variaciones en la disposición de los obstáculos de la llanura de inundación, que modifican los índices de rugosidad (n) durante el flujo del agua en las crecidas fluviales, y por tanto los niveles y velocidades.



Fotografía 15.69. Reguerización y formación de un cono de deyección a partir de una pista de uso forestal en la dirección de la máxima pendiente de la ladera. Urbanización Villarta de Escalona (Escalona).

- Urbanización

Durante las últimas cuatro décadas se ha producido una tendencia acelerada, sin precedente histórico, a la urbanización de amplios sectores de la CHA. Proceso que no se limita a los núcleos de población clásicos y su entorno (urbanizaciones de segunda residencia en vivienda unifamiliar), sino a la creación de nuevas áreas, situadas próximas a las vías de comunicación, pero de notable extensión, que supera varios kilómetros cuadrados; son los complejos urbanísticos: Río Cofio, Ciudad Ducal, Cerro Alarcón, Mirador del Romero, Pinar Almorox, El Mirador de Cadalso, La Castellana, Entrepinos, Navapark, Los Cortijos, El Rincón, Cañada del Alberche, Las Mercedes, Soto Verde, María Elena, La Manga de la Pedrera, Calalberche, Encinar del Alberche, El Romillo, Valcarillo de Alberche, Los Cigarrales del Alberche, Santiago Apostol, Los Pinos, El Espejo, Prime, Los Cuervos, Carrasquillo, Conejeros, Playa de Escalona, Castillo de Escalona, Villarta de Escalona, Fuente Romero, Soto Alberche, Cerro Alberche, Miaralberche, Atalaya del Alberche, Serranillos Playa, Reguerones, etc.

Sin entrar en consideraciones de índole arquitectónica o de las demandas de recursos que requieren, desde el punto de vista de la dinámica fluvial de la cuenca, este tipo de actuaciones producen importantes incidencias en la génesis y discurrir de la escorrentía superficial:

- La impermeabilización de amplios sectores de la CHA, no sólo por las edificaciones, sino por asfaltado de viales, accesos e instalaciones complementarias (complejos deportivos), disminuye notablemente la capacidad de infiltración del suelo, aminorando el umbral de escorrentía y potenciando el paso de mayor cantidad de agua a la fase superficial. Complementariamente, el aumento de tráfico rodado en zonas no aptas (caminos o campo a través) del entorno de estas urbanizaciones, provoca igualmente la impermeabilización por apisonamiento y compactación de los suelos.
- El aplanamiento, regularización y cubierta con materiales uniformes (asfaltado) del suelo disminuye la irregularidad y rugosidad del terreno, minimizando el encharcamiento y almacenamiento superficial, y acelerando la incorporación del agua a la fase canalizada de la escorrentía.
- La existencia de estructuras de conducción y canalización de las aguas pluviales (cunetas, alcantarillado, drenajes o derivaciones), concentran en determinados puntos la escorrentía, produciendo en ocasiones trasvases entre pequeñas subcuencas; la capacidad y forma de la cuenca receptora no siempre es la adecuada para la nueva disponibilidad de caudales, provocando la aceleración o atenuación de procesos fluviales en dichos canales.

En resumen, y como consecuencia de este incremento de la urbanización, las crecidas generadas tendrán mayores volúmenes de hidrograma, picos de crecida más acusados y menores tiempos de crecida (más instantáneas). En paralelo, algunos arroyos de las proximidades de estas urbanizaciones ven modificada su morfodinámica por incremento o decremento de los caudales.

V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

16. DISCUSIÓN

16.1. Revisión crítica de técnicas y resultados

16.1.1. Comparación de los resultados obtenidos por los métodos hidrometeorológicos

16.1.2. Comparación de los resultados del cálculo hidrometeorológico y del análisis estadístico de caudales

16.1.3. Discusión sobre la utilización del método del SCS en la estimación del umbral de escorrentía

16.1.4. El empleo del método racional y el análisis estadístico en cuencas torrenciales

16.1.5. Discusión sobre la naturaleza del movimiento de material durante las crecidas instantáneas o relámpago

16.1.6. Peligrosidad de inundaciones y cambio climático: la estacionaridad de las series

16.1.7. La delimitación de zonas de peligrosidad con cuantiles o criterios de vulnerabilidad

16.1.8. Problemas generados por la adquisición y correlación de datos meteorológicos e hidrológicos

16.2. Propuesta metodológica

16.2.1. Técnicas de análisis geomorfológico e hidrológico de cuencas fluviales

16.2.2. Indicadores de las tendencias evolutivas del sistema fluvial: morfologías potenciales y geoindicadores

16.2.3. Propuestas básicas para planificación de riberas y minimización de impactos

17. CONCLUSIONES

17.1. Principales aportaciones

17.1.1. Aportaciones metodológicas

17.1.2. Aportaciones de los resultados

17.2. Conclusión general

17.3. Conclusiones específicas

17.3.1. Conclusiones geomorfológicas

17.3.2. Conclusiones hidrológicas

17.3.3. Conclusiones aplicadas

16. DISCUSIÓN

Aunque la mayor parte de los resultados obtenidos ya han sido previamente interpretados, comparados y discutidos en sus correspondientes capítulos y apartados, conviene profundizar en las repercusiones que pueden tener algunos de ellos, extrayéndolos de su contexto espacial (la CHA) para que adquirieran carácter general, esto es, aplicables a otros ámbitos territoriales.

En este sentido, dos son los bloques en los que la discusión de resultados puede realizar aportaciones generales: una revisión de las técnicas empleadas y de los resultados con ellas obtenidos; y la propuesta de marchas metodológicas apropiadas para los objetivos de la investigación geomorfológico-hidrológica de cuencas fluviales.

16.1. REVISIÓN CRÍTICA DE TÉCNICAS Y RESULTADOS

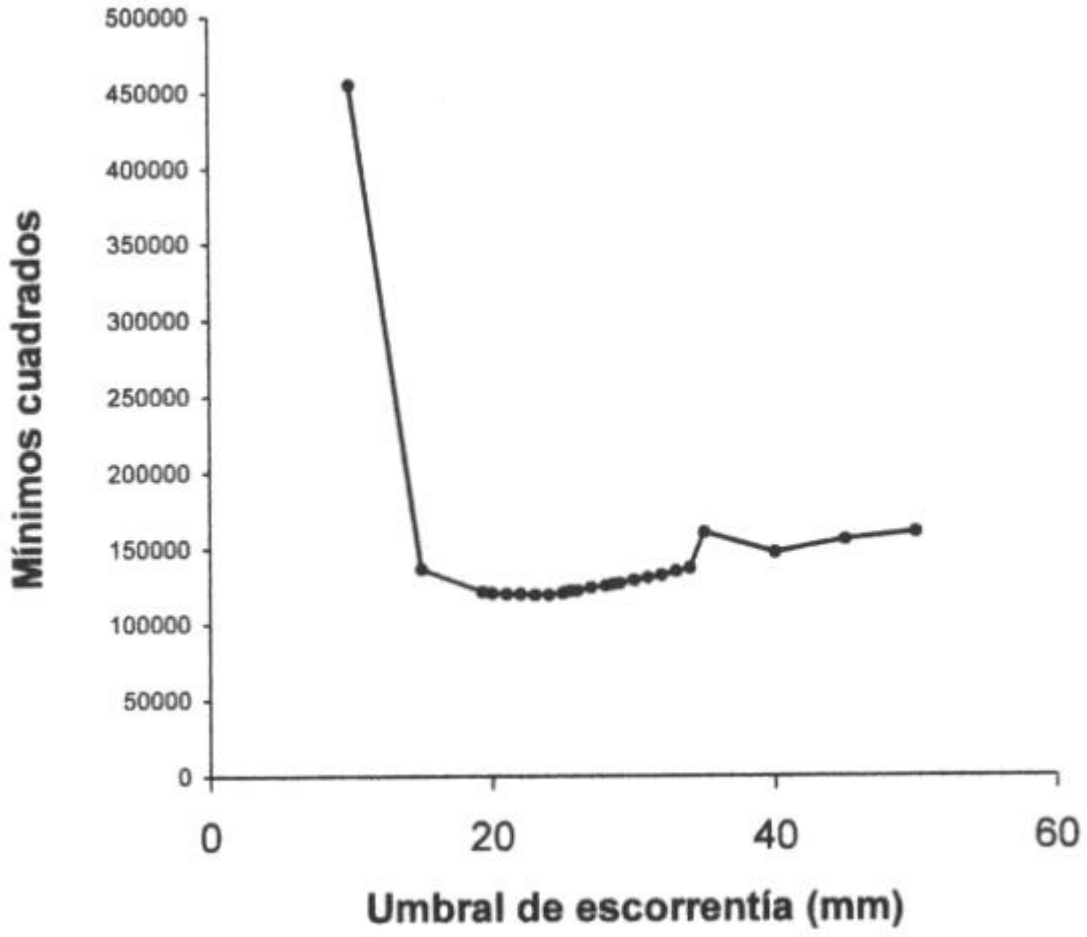
Como quedó de manifiesto en los capítulos 3, 4 y 5, a lo largo de la presente tesis doctoral se ha hecho uso de numerosas y muy diversas técnicas, tanto de gabinete como laboratorio o campo. Los resultados con ellas obtenidos han sido en ocasiones complementarios o sucesivos, pero otras veces han sido contradictorios. Por ello, es preciso empezar por comparar los resultados facilitados por los distintos métodos para mejorar la calibración de las técnicas de cara a su uso futuro.

16.1.1. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR LOS MÉTODOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Los cuantiles resultantes de la aplicación del método del hidrograma unitario, pueden confrontarse con los obtenidos mediante el método racional modificado en aquellos valores análogos como el caudal punta (Q_p). En general, para la subcuenca de El Burguillo se obtienen valores de caudal más altos con el método racional, especialmente para mayores periodos de retorno y menores umbrales de escorrentía; tan sólo son mayores los caudales obtenidos mediante hidrograma unitario para periodo de retorno de dos años y umbral de 50 mm, dentro del intervalo considerado.

El valor de umbral de escorrentía donde más se aproximan los resultados de ambos métodos (mínimo valor de los cuadrados de las diferencias) es de 24 mm (Figura 16.1). Sin embargo, diversos autores consideran que este valor no sirve para calibrar el modelo de parámetros agregados (HEC-1), ya que la calibración del mismo es insensitiva e inestable, debido a la mencionada posibilidad de que diferentes combinaciones de valores de los parámetros den el mismo resultado.

Figura 16.1. Función de mínimos cuadrados respecto al umbral de escorrentía para calibración de éste mediante la comparación de los resultados de los dos métodos hidrometeorológicos.



16.1.2. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL CÁLCULO HIDROMETEOROLÓGICO Y DEL ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE CAUDALES

** Calibración del parámetro umbral de escorrentía para la subcuenca de El Burguillo*

Una posibilidad que ofrece la comparación de los resultados del cálculo hidrometeorológico frente a los obtenidos mediante análisis estadístico, es la estimación del valor del umbral de escorrentía (P_0). Para ello se utiliza el "método de contraste empírico" propuesto por Témez (1978), que pretende comparar los cuantiles resultantes del análisis estadístico de caudales con los procedentes del cálculo hidrometeorológico probando con diferentes valores de P_0; en definitiva, ajustar la función resultante del método propuesto con el sólo grado de libertad que permite la indeterminación del parámetro P_0.

Témez (1978) utiliza como fuente de datos los resultados del análisis estadístico no paramétrico de caudales y lluvias, para el que emplea una función de distribución de tipo Gumbel con estimación de frecuencias empíricas mediante la fórmula de Gumbel. Los valores de todos los parámetros involucrados en los cálculos (P_d, I_1/I_d y T_c) a excepción del P_0, quedan automáticamente determinados en cada caso con los datos pluviométricos y el mapa topográfico a escala 1:50.000. Se repiten los cálculos tanteando diversos valores de P_0, eligiéndose aquél que proporciona la función de distribución de frecuencias en mejor acuerdo con los puntos experimentales de caudal. Los ajustes conseguidos por el citado autor fueron satisfactorios, aunque con las naturales dispersiones propias de los puntos de caudales extremos debido a la discrepancia entre la frecuencia real y la estimada mediante la fórmula empírica (Gumbel) cuando del número de datos es pequeño.

Cuando se propone el presente sistema de calibración (Témez 1978, 1987) todavía no se contemplaba la modificación del método racional, por lo que los valores del factor multiplicador del P_0 resultantes eran mayores de los contemplados en la versión actual (Témez, 1991). Las lluvias diarias se obtenían desde los mapas de isomáximas sin aplicarles un coeficiente de simultaneidad, por lo que estaban sobrevaloradas y repercutían en una sobreestimación del P_0 para compensar dicha sobrevaloración.

- Selección de los cuantiles para la comparación

De los diferentes cuantiles obtenidos del análisis estadístico de las series anuales de entradas al embalse de El Burguillo (a las que se aplicaron distintos modelos estadísticos; ver Tabla 14.28), se han seleccionado los correspondientes a la serie de caudales máximos medios diarios (Q_c), con la aplicación de una función de distribución tipo GEV y ajuste de parámetros por momentos. Paralelamente se utilizarán los cuantiles de la serie de caudales máximos instantáneos (Q_{ci}) ajustados con una función tipo GEV y parámetros calculados por momentos ponderados probabilísticamente (Tabla 16.1).

Tabla 16.1. Cuantiles procedentes del análisis estadístico de caudales para la subcuenca de El Burguillo y que serán utilizados para la comparación con el cálculo hidrometeorológico.

SERIE DE DATOS	PERIODO DE RETORNO (en años)								
	2	5	10	25	50	100	200	500	1000
Caudales máximos diarios (Q_c)	195	342	436	549	630	708	783	879	950
Caudales instantáneos (Q_{ci})	325	613	815	1083	1292	1507	1731	2040	2292

Por lo que respecta al modelo hidrometeorológico para dicha subcuenca, se ha seleccionado una estructura agregada dado que sólo se dispone de una serie de caudales suficientemente larga y estadísticamente representativa en un punto de la misma (embalse de El Burguillo), y en consecuencia es preciso considerar la subcuenca en conjunto.

En el caso del método del hidrograma unitario, implementado en el paquete HEC-1, el número de curva (correspondiente a un umbral de escorrentía) será modificado mediante tanteo sucesivo, hasta conseguir valores semejantes entre los Q_{24} y los cuantiles de Q_c del análisis estadístico; de semejante forma se procederá para los valores de Q_p (*peak flow*) y los Q_{ci} del análisis estadístico. El rango de valores de umbral de escorrentía que se ha abarcado se sitúa entre 10 y 50 mm para los primeros y de 10 a 40 mm para los segundos, intervalos dentro de lo factible para este parámetro.

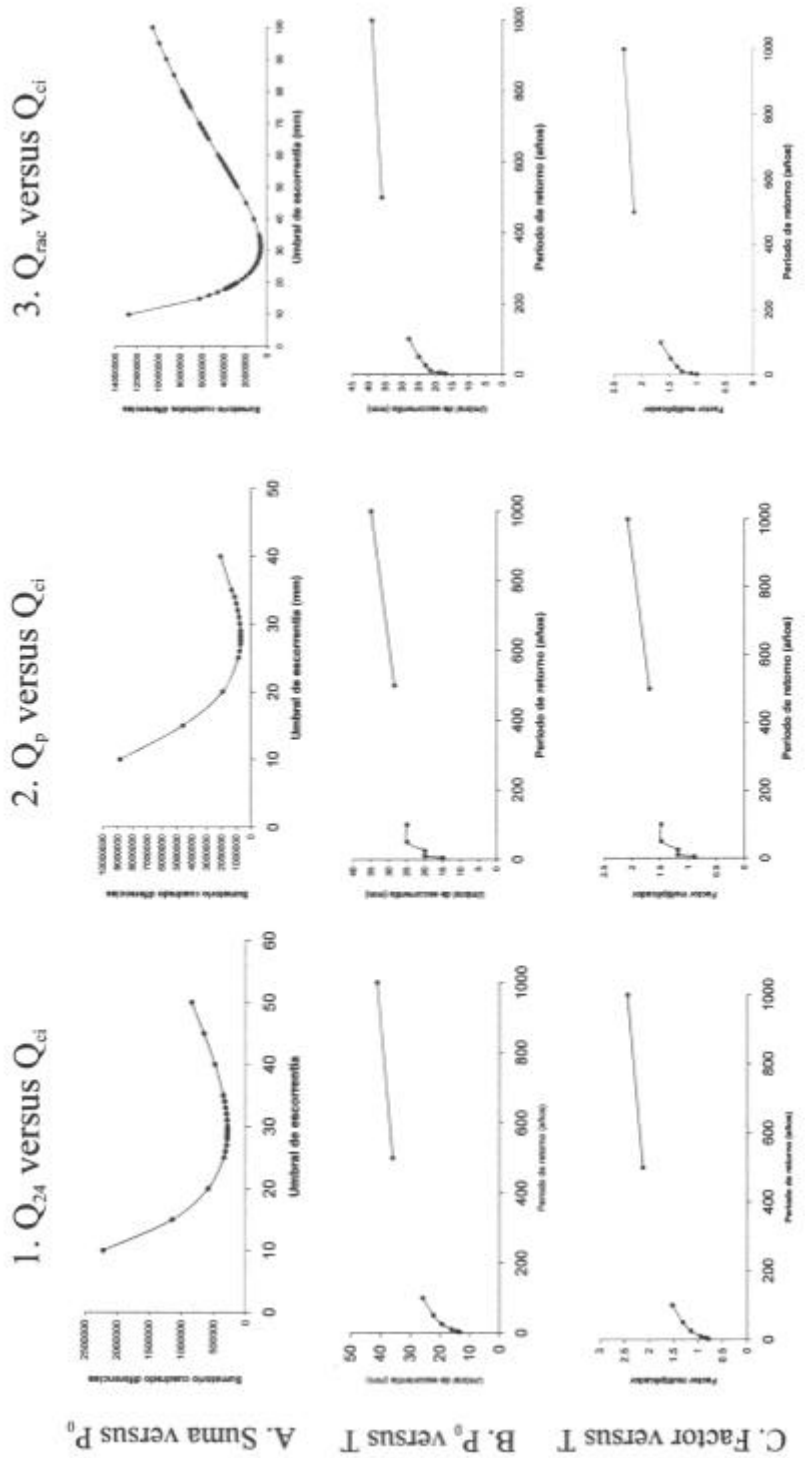
Para el método racional modificado de Témez, se variará igualmente el valor introducido como P_0, hasta aproximar al máximo el valor de Q con el resultante del análisis estadístico de la serie Q_{ci}.

- Resultados de la comparación

Dicha comparación de resultados se realizó por pares de grupos de cuantiles, buscando valores óptimos del umbral de escorrentía que aproximaran los valores de caudales obtenidos por ambos métodos mediante una sencilla función de mínimos cuadrados. Además de las tablas de valores, se realizaron como apoyo representaciones gráficas de la variación de los mínimos cuadrados frente al valor del umbral, y funciones de distribución correspondientes a umbrales óptimos.

Para los valores máximos medios diarios el mejor ajuste entre los valores de Q_c y el Q_{24} se obtiene con un valor de umbral de escorrentía de 29,4 mm (Figura 16.2.1a). Sin embargo, en la Figura 16.2.1b se observa cómo los valores de P_0 que mejor ajustan ambas funciones para cada valor de periodo de retorno varían entre 13,3 mm (T=2) y 41 mm (T=1000 años). Si comparamos estos valores con el umbral de escorrentía teórico obtenido mediante la metodología del SCS para la subcuenca de El Burguillo (ver apartado 14.1.1) que era de 16,83 mm, podemos obtener un factor multiplicador para cada periodo de retorno (Figura 16.2.1c); éste varía entre 0,79 (T=2 años) y 2,44 (T=1000 años), con un valor medio de 1,75 para P_0= 29,4 mm.

Figura 16.2. Representaciones para el calibrado del parámetro P_0 a partir de la comparación de resultados obtenidos por métodos hidrometeorológicos y del análisis estadístico de caudales.
1) Comparación de Q_{24} (HEC-1) versus Q_c; 2) Comparación de Q_p (HEC-1) versus Q_{ci}; 3) Comparación de Q racional versus Q_{ci}.
a) Función del sumatorio de los cuadrados de las diferencias de cuantiles frente al umbral de escorrentía, en la que el mínimo representa el óptimo ajuste; b) Valores del umbral de escorrentía que producen mejor ajuste para diferentes periodos de retorno ; c) Valores del factor multiplicador del P_0 que optimizan el ajuste para diferentes periodos de retorno.



Si nos centramos en los caudales punta, existen dos posibilidades de comparación para calibrar P_0:

1) Q_{ci} frente al caudal punta (*peak flow*) de HEC-1. El umbral de escorrentía óptimo es 28 mm (Figura 16.2.2a). Los valores de P_0 que mejor ajustan los diferentes cuantiles aumentan con el periodo de retorno a considerar (Figura 16.2.2b), oscilando entre 15,6 mm (T=2 años) y 35,2 mm (T=1000 años); el factor multiplicador varía entre 0,93 y 2,09 respectivamente (Figura 16.2.2c), con un valor medio de 1,66 para P_0= 28 mm.

2) Q_{ci} frente al caudal punta (Q) del método racional modificado. El umbral de escorrentía óptimo es de 31,4 mm (Figura 16.2.3a), oscilando entre 17 mm (T=2 años) y 39 mm (T=1000 años; Figura 16.2.3b); el factor multiplicador varía entre 1,01 y 2,32 respectivamente (Figura 16.2.3c).

El método de calibración empírica propuesto por Témez no utiliza los valores del modelo HEC-1 en el cálculo hidrometeorológico sino el método racional, por lo que habría que tomar como más ajustados a la metodología empleada en la calibración los obtenidos en el apartado 2).

- Comentarios a los resultados de la comparación

Llama la atención la similitud entre los valores del P_0 óptimos obtenidos empíricamente a partir de los caudales máximos diarios y de los caudales punta, 29,4 ,y 28 y 31,4 mm respectivamente. Este hecho, junto a la situación de estos valores en unos rangos aceptables dentro del contexto nacional (25-35 mm; Témez, com. pers.), parece responder a un correcto planteamiento del método de calibración propuesto por Témez (1978).

Una situación no contemplada hasta el momento en la literatura es la posible variación de dicho P_0 idóneo en función del periodo de retorno a considerar. La diferencia entre las funciones de distribución para ambos métodos parece marcar a su vez otra función de tipo exponencial que pudiera responder a una realidad física no considerada en el modelo hidrometeorológico. Normalmente, este tipo de circunstancias se achacan al efecto de la humedad precedente del suelo (*cf*. precipitación antecedente); sin embargo, en este caso, los resultados parecen contradictorios: cuanto más extraordinarios son los caudales, se ajustan mejor con mayores valores de P_0. La lógica simple promulgaría que estos eventos grandes nos marcarían menores valores de P_0, y más en esta subcuenca, en la que se suelen relacionar con eventos de precipitaciones intensas y continuadas (más de 5 días). No obstante, aún no comprendiendo correctamente la realidad física de este hecho, sería interesante ajustar esa curva a la función, tratando de establecer su funcionamiento y hacerlo extrapolable.

Por lo que respecta al factor multiplicador preciso para igualar el valor de P_0 al obtenido por el SCS, podemos asegurar que los valores medios de 1,75; 1,66 y 1,87 están dentro del rango esperado. En comparación con los resultados de Témez (1978, 1987), estos valores se situarían en la media peninsular, muy próximos a los correspondientes al río Guatén en Villaseca (P_0=30 mm K=1,68) y al río Tajo en Trillo (P_0= 27 mm y K=1,70), las estaciones más cercanas. Respecto al mapa de este factor multiplicador, igualmente se sitúan en valores factibles, aunque algo más bajos de los calculados por interpolación; la situación en el interior de un macizo montañoso, con mayor probabilidad de precipitación antecedentes elevadas, justificaría los valores próximos a 1,8 en una zona donde debería oscilar entre 2,1 y 2,0 según el mapa de Témez (1987).

La disparidad de valores a nivel nacional entre el valor de P_0 obtenido por el SCS y los resultados empíricos se justifica, en opinión de Témez (1987) por el hecho de que gran parte de las lluvias extraordinarias en la Península se producen sobre suelos secos, precisando mayores umbrales que los calculados en condiciones medias. El estudio de la situación de humedad precedente para los principales eventos en la subcuenca de El Burguillo parecer poner de manifiesto lo contrario; bien es cierto que habría que comparar series anuales completas y no tan sólo los eventos más significativos.

En un trabajo anterior de este mismo autor (Témez, 1978) se recogen dos motivos para justificar las diferencias entre los cálculos empíricos y los obtenidos mediante las recomendaciones del SCS:

1) Distinta naturaleza de los procesos experimentales de contraste y ajuste seguidos en ambas metodologías, por el diferente matiz de significado asignado al parámetro P_0; además, el método del SCS utiliza todos los eventos de avenida obteniendo el P_0 correspondiente y calculando la media, mientras que el método empírico sólo utiliza series anuales.

2) La tabla del SCS ignora el clima, que condiciona la época de presentación de las avenidas y la humedad del suelo habitual en estas fechas.

- Propuesta de un modelo de estimación del umbral de escorrentía

Dado que se observó al calibrar el P_0 mediante la comparación empírica de caudales, que el valor del umbral óptimo variaba con el periodo de retorno, es preciso modelar esa variación. Para ello se tratarán de ajustar los valores que adopta P_0 en los diferentes T (entre 2 y 1000 años), a una función matemática capaz de usarse en un futuro como predictor; las funciones se ajustaron utilizando el programa Grapher (Golden Software, 1993).

Las funciones que mejor se acomodan tanto gráficamente como por los coeficientes estadísticos (R^2) son, por este orden: *power, log, polynomial, spline smoothing*, y *Running Average*. Las dos últimas se descartaron porque únicamente eran suavizados de la representación original, no teniendo en cuenta parámetros estadísticos ni ecuación de la función. Entre las otras se seleccionó *power* (potencia) por su sencillez de expresión y mejor ajuste; las ecuaciones de las funciones resultantes para las tres comparaciones fueron (Figura 16.3a):

* Q_c vs Q_{24}	LOG (P_0)= 0,1899×LOG(T) + 2,37709	R^2=0,99
* Q_{ci} vs Q_p	LOG (P_0)= 0,1369×LOG(T) + 2,60511	R^2=0,99
* Q_{ci} vs Q_{rac}	LOG (P_0)= 0,1349×LOG(T) + 2,72333	R^2=0,99

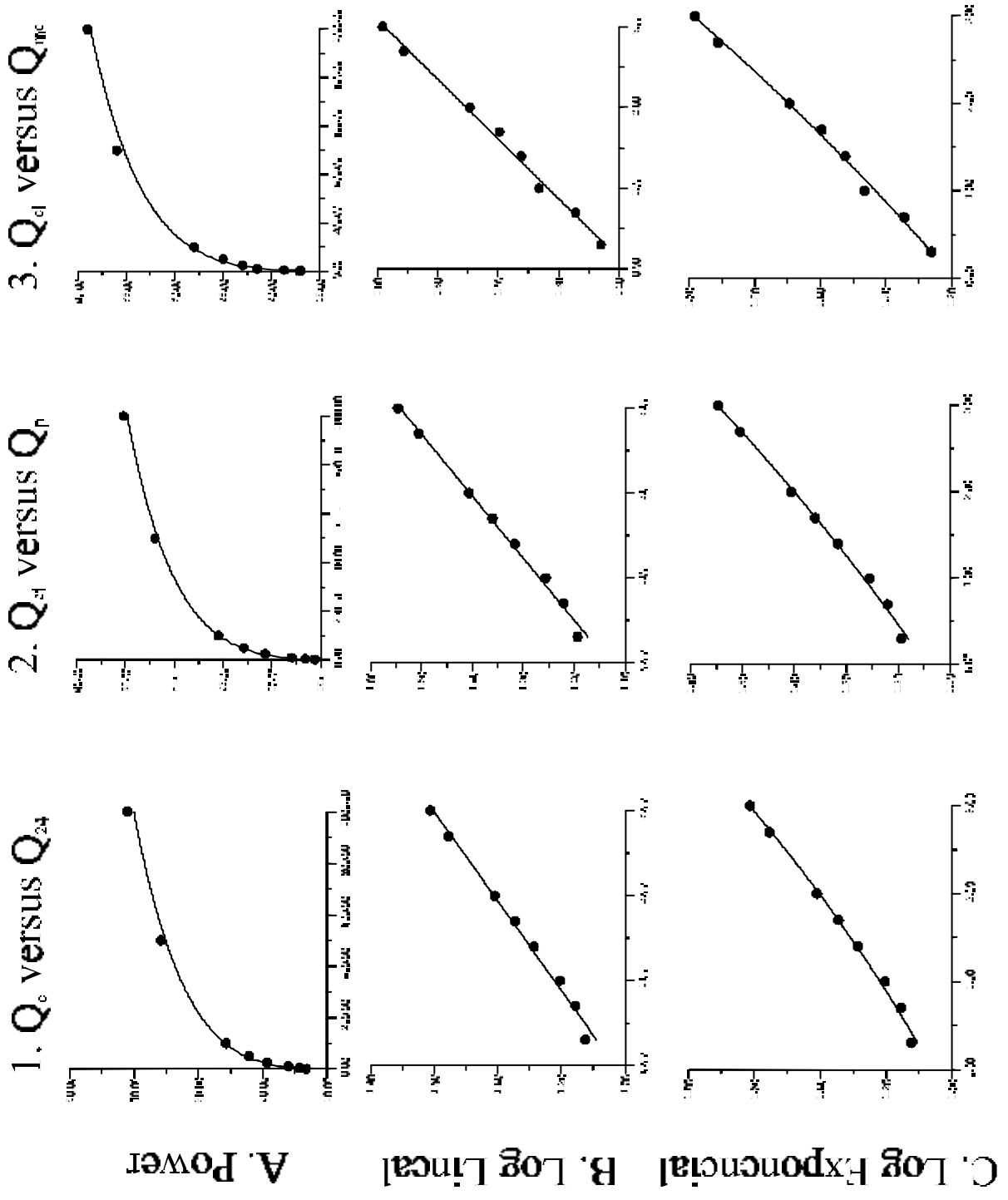
siendo T el periodo de retorno en años, y P_0 el valor del umbral de escorrentía en mm.

El perfecto ajuste de los valores de P_0 a una función de tipo *power* (doble logarítmica), deriva de que subyace en la sucesión de valores cuya procedencia son sendas curvas de ese tipo (GEV en el análisis estadístico y SQRT-ET_{max} en el cálculo hidrometeorológico).

No obstante, los parámetros de ajuste de la función son extraordinariamente parecidos, lo que nos lleva a pensar que ese "residuo" que refleja la diferencia con el ajuste óptimo es común a las tres comparaciones. Y especialmente cuando se comparan las dos series de la misma naturaleza, segundo y

tercer par, donde el parecido de parámetros es manifiesto.

Figura 16.3. Representaciones de ajuste de funciones matemáticas para la estimación del umbral de escorrentía óptimo para cada periodo de retorno.
1) Obtenido de la comparación de Q_c versus Q_{24} (HEC-1); 2) Resultado de la comparación de Q_{ci} versus Q_p (HEC-1); 3) A partir de la comparación de Q_{ci} versus Q_{rac}.
a) Ajuste de los valores a una función de tipo power; b) Ajuste de los valores logarítmicos a una función lineal; c) Ajuste de los valores logarítmicos a una función exponencial.



Tomando logaritmos de los valores, éstos se ajustan muy bien a rectas de ecuaciones (Figura 16.3b):

* Q_c vs Q_{24} $P_0 = 0,189983\ T + 1,03236$ $R^2=0,9909$
* Q_{ci} vs Q_p $P_0 = 0,136878\ T + 1,13138$ $R^2=0,9937$
* Q_{ci} vs Q_{rac} $P_0 = 0,134974\ T + 1,18273$ $R^2=0,9937$

Sin embargo el ajuste de los valores logarítmicos es mejor con funciones exponenciales de la forma (Figura 16.3c):

* Q_c vs Q_{24} $LOG\ (P_0)= 0,140667\ T + 0,057042$ $R^2=0,9950$
* Q_{ci} vs Q_p $LOG\ (P_0)= 0,100581\ T + 0,135479$ $R^2=0,9957$
* Q_{ci} vs Q_{rac} $LOG\ (P_0)= 0,095867\ T + 0,178527$ $R^2=0,9953$

Todo ello a pesar de que los datos de P_0 óptimo de la segunda y tercera comparación son tan sólo aproximativos al no haber ajustado ni un sólo decimal, lo que sin duda mejoraría el ajuste de la ecuación.

El gran problema subyacente es interpretar la realidad física latente bajo esta variabilidad del P_0 óptimo con el periodo de retorno y su perfecto ajuste. Como ya se discutió con anterioridad, el razonamiento simple de: mayores umbrales son necesarios para precipitaciones con menores periodos de retorno ya que la condición hídrica antecedente es seca; no puede ser válido para explicarlo. La única solución es comprobar empíricamente (analizando episodios pasados) si el razonamiento es justo el contrario: los mayores umbrales con más altos periodos de retorno no están relacionados con el estado de humedad antecedente del suelo, sino más bien con la naturaleza de las precipitaciones; las que producen los mayores caudales (altos T) se suceden a lo largo de uno o varios días de forma poco intensa, facilitando una mayor infiltración y por tanto un aparente aumento del P_0; por el contrario, los episodios de menores caudales (bajos T) suelen ser intensos y cortos, no interviniendo la infiltración apenas, por lo que reflejan bajos umbrales de escorrentía.

16.1.3. DISCUSIÓN SOBRE LA UTILIZACIÓN DEL MÉTODO DEL SCS EN LA ESTIMACIÓN DEL UMBRAL DE ESCORRENTÍA

Uno de los problemas más trascendentales que surgen durante el cálculo de los caudales de crecida mediante métodos hidrometeorológicos, es la estimación del umbral de escorrentía, o su correspondiente número de curva, fundamental en la cuantificación de las abstracciones iniciales.

Los métodos habituales para su estimación areal mediante fórmulas empíricas o tablas de cruce (Horton, 1940; Holtan y López, 1971; pérdidas incial y constante; SCS, 1972) dan como resultado unas cantidades que son difícilmente correlacionables con los valores puntuales calculados para eventos individuales de precipitación-escorrentía en parcelas experimentales (S. de Alba, com. pers.).

Sin embargo, la experiencia demuestra que dichos métodos ofrecen unos valores promedio que se ajustan a las condiciones medias de amplias cuencas hidrográficas, quizas por un efecto de compensación de los valores extremos entre los diferentes puntos de la cuenca. Sea como fuere, ante la imposibilidad de establecer una red de medición de valores del umbral de escorrentía suficientemente densa y representativa (miles de parcelas experimentales), y en espera de nuevas propuestas metodológicas de estimación, es lícito el empleo de dichos métodos cuando se hace con la adecuada

calibración y conscientes de sus limitaciones para eventos individuales o localizaciones puntuales.

Con objeto de mejorar la estimación de este parámetro (umbral de escorrentía), en la presente tesis doctoral se ha tratado de perfeccionar el procedimiento de cálculo del método del *Soil Conservation Service* (SCS, 1972) mediante la inclusión de correcciones en la tabla de vegetación y uso del terreno, derivadas del estado fenológico de los cultivos y la vegetación durante la época del año y sector territorial en el que se producen crecidas.

A modo de ejemplo, la aplicación del método SCS (1972) sin revisión presupone que los cultivos de huerta equivaldrían a "rotación de cultivos densos", con su umbral de escorrentía correspondiente y único para todo el año y sector territorial; sin embargo, durante los meses de invierno en los que se suelen producir las inundaciones en la CHA y para zonas del alto Gredos, dichas huertas en realidad actúan hidrológicamente como "barbecho", al encontrarse prácticamente desprovistas de vegetales; el umbral de escorrentía correspondiente al barbecho es muy diferente del que se estima para la rotación de cultivos densos.

Esta variabilidad temporal (época del año) se ha combinado con la variabilidad espacial, ya que en los diferentes sectores de la CHA no se produce simultáneamente el crecimiento de las especies vegetales y cultivos, más retardado en el sector gredense que en el bajo Alberche. Ambas variabilidades se ha recogido en dos tablas que combinan sendas zonas geográficas, ocho meses y 18 tipos de cultivos y vegetación (Tabla 14.13); su aplicación, en el seno de los sistemas de información geográfica, mejora sustancialmente la estimación real del umbral de escorrentía.

16.1.4. EL EMPLEO DEL MÉTODO RACIONAL Y EL ANÁLISIS ESTADÍSTICO EN CUENCAS TORRENCIALES

Desde que se propusieron los métodos hidrometeorológicos clásicos (racional, hidrograma unitario, PMF...) y el análisis estadístico como métodos de estimación de caudales de crecida, se plantearon serias dudas acerca de su aplicabilidad a las cuencas torrenciales. Si bien está probada su validez en grandes cuencas adecuadamente monitorizadas con series de registros instrumentales abundantes y extensas, no puede afirmarse lo mismo cuando la cuenca es de reducidas dimensiones ($A < 100$ km^2), con altas pendientes en los cauces y escasa o nula disponibilidad de instrumental (pluviométrico o foronómico).

Estas deficiencias se hicieron especialmente patentes en el análisis hidrológico del suceso de inundación torrencial del camping "Las Nieves" (Biescas, Huesca), durante el evento catastrófico del 7 de agosto de 1996. Las series de datos de partida (cortas, totalizadoras y escasamente representativas de la cuenca en su conjunto), hacen que se empleen datos heterogéneos físicamente y estadísticamente inútiles. Ni siquiera la aplicación de interpolaciones regionales de parámetros de las series es lícita cuando se trata de áreas de montaña donde el factor orográfico es clave (Ayala, *in press*). De ahí que los caudales punta obtenidos para el barranco de Arás por cinco métodos distintos oscilen entre los 250 y 600 m^3/s.
Esta misma dispersión de resultados se ha observado al analizar hidrometeorológicamente los dos casos de avenidas instantáneas que se estudian en la presente tesis (Venero Claro y El Herradón), siendo preciso recurrir a métodos hidráulicos como el de la sección critica, que determinan empíricamente los

caudales.

A la vista de esta problemática sería lícito plantearse que las avenidas torrenciales de carácter instantáneo (*flash floods*) no se analizaran únicamente por las técnicas hidrológicas clásicas, sino que combinen la información procedente de la hidráulica fluvial con los datos del registro geológico-geomorfológico. La confrontación de los resultados entre ambos grupos de aproximaciones permitirán extraer conclusiones para el perfeccionamiento de las técnicas hidrometeorológicas de cara a aproximar sus resultados a las observaciones de campo.

16.1.5. DISCUSIÓN SOBRE LA NATURALEZA DEL MOVIMIENTO DE MATERIAL DURANTE LAS CRECIDAS INSTANTÁNEAS O RELÁMPAGO

Las crecidas instantáneas o relámpago (*flash floods*), conllevan frecuentemente un aumento significativo de la capacidad de transporte de la corriente (en diferentes grados), tanto derivado de su mayor caudal como de la ocurrencia de fenómenos gravitacionales en las márgenes del canal que aportan materiales al sistema.

Ello ha derivado en la aparición de diversas terminologías para la clasificación geomorfológica de estos fenómenos, aún cuando su caracterización hidrológica es bastante clara (tiempos base minutales a horarios, pendientes elevadas de la curva de ascenso del hidrograma...). Entre los términos geomorfológicos utilizados para los movimientos de estas combinaciones de material detrítico sólido y agua, existe una gradación, según la densidad de la corriente, desde fenómenos puramente gravitacionales ultradensos (flujos y avalanchas) hasta términos claramente fluviales menos densos (corrientes y avenidas).

Un flujo, avalancha o corriente de derrubios, traducción propuesta por Corominas *et al*. (1996) para el término anglosajón *debris flow* (Costa, 1984), consiste en una mezcla de material fino (arena, limo y arcilla), material grueso (grava y bloques), con una cantidad variable de agua, que forma una masa fangosa que se mueve ladera abajo, frecuentemente en ondas inducidas por la gravedad y el colapso rápido del material de los bancos de las orillas.

Carrasco (1999) aplica el término de avenida de derrubios (*debris flood*; Costa y Wieczorek, 1987) para los fenómenos resultado de la acción conjunta de procesos fluviotorrenciales-gravitacionales en zonas canalizadas de pendientes elevadas y formaciones superficiales regolíticas, durante eventos de precipitación copiosa. Como ejemplo de este tipo de fenómenos aporta el suceso de la madrugada del 24 de enero de 1996 en el arroyo de Jubaguerra (Valle del Jerte, Cáceres): un desplome, que evolucionó a avalancha de derrubios (*debris flow* o *debris avalancha*) en la ladera derecha del torrente, suministró material al canal del arroyo crecido, que lo evacuó como una corriente turbulenta de alta densidad (avenida de derrubios).

A la hora de diferenciar los fenómenos de avenida de derrubios (*debris flood*) respecto al flujo o corriente de derrubios (*debris flow*), Carrasco (1999) fija dos grupos de criterios:

a) Canalización de los materiales movilizados, que se concentran en una corriente ya establecida (talweg) para el caso de las avenidas de derrubios, y no se canalizan (circulan por una vertiente) en el caso de los flujos de derrubios.
b) Rasgos de la dinámica característica de un "flujo", ausentes en las avenidas de derrubios

(predomina el material grueso, no es un movimiento lento, carecen de estructuras de soporte en una masa de barro y se detecta un abandono de carga con cierta selección de tamaños que implica la ausencia de un flujo hiperconcentrado) y presentes en los flujos de derrubios.

De acuerdo con estos criterios, la avenida relámpago acontecida el 18 de diciembre de 1997 en el arroyo Cabrera (Venero Claro) podría clasificarse desde el punto de vista geomorfológico como una avenida de derrubios. Sin embargo, la observación de los depósitos matriz-sostenidos correspondientes a fenómenos anteriores acontecidos en esta misma corriente, permite interpretar la existencia previa de fenómenos mixtos flujo-corriente-avenida de derrubios, sobre todo al pie de las vertientes más inclinadas.

Existe una confusión terminológica incluso en sucesos bien estudiados, como la inundación torrencial del camping "Las Nieves" (Biescas, Huesca): mientras que algunos autores identifican fenómenos de *debris-flow* en los torrentes (Benito *et al*., 1998; Ayala, *in press*), otros lo asocian a inundaciones torrenciales acuosas comunes o corrientes hiperconcentradas.

El establecimiento de límites entre dichos tipos de fenómenos, ante la imposibilidad de determinar la densidad o carga de la corriente (incluso durante el suceso), debería basarse tanto en las características geomorfológicas de la masa movilizada (Carrasco, 1999), como en la sedimentología detallada de los depósitos. En este sentido, la aparición de estructuras sedimentarias claramente fluviales, como imbricación de cantos y bloques, laminaciones cruzadas, granoselecciones, altos índices de redondeamiento de los clastos y presencia de depósitos grano-sostenidos, deberían ser determinantes a la hora de clasificar un evento como avenida de derrubios (*debris flood*).

16.1.6. PELIGROSIDAD DE INUNDACIONES Y CAMBIO CLIMÁTICO: LA ESTACIONARIDAD DE LAS SERIES

Diversos estudios referidos a las consecuencias hidrológicas del cambio climático global predicen para el centro peninsular un aumento de la variabilidad y, en general, una disminución de las aportaciones hídricas en régimen natural, tanto por la reducción de las precipitaciones y aumento de la evapotranspiración (Ayala, 2000), como por el aumento de la cubierta forestal en las cabeceras (Gallart, 2000). Si esta disminución no se detecta significativamente, puede deberse a un efecto de compensación (por ejemplo, debido al aumento del área urbanizada-impermeabilizada), a la insuficiente calidad o duración de las observaciones, o a la elevada variabilidad temporal de las condiciones climáticas.

Además, el régimen causal y temporal de las precipitaciones se verá alterado, aumentando el porcentaje de eventos tormentosos convectivos otoñales frente a las situaciones frontales de invierno y primavera. Dichos eventos de lluvia intensa generan frecuentemente avenidas relámpago, con lo que aumentan significativamente las probabilidades de que se produzcan caudales extremos, al operarse sobre las colas de las distribuciones de probabilidad (Ayala, 1999).

Por todo ello, las estimaciones de cuantiles de caudal por métodos estadísticos, que emplean series de datos de precipitaciones o aforos del registro sistemático (instrumental), deben ser revisadas a la vista de su previsible variación temporal. En definitiva, las series de datos no son estacionarias, condición básica para su empleo predictivo.

Por ello, las estimaciones de cuantiles hechas para medio o largo plazo temporal (periodos de retorno

superiores a la longitud de la serie de datos) carecen de sentido físico, y sólo cabría mejorarlas mediante la inclusión de nuevos datos paleohidrológicos (históricos o geológico-geomorfológicos) que incluyan la variabilidad temporal a largo plazo y compensen la falta de estacionaridad. Cuando dichos datos paleo- no se encuentran disponibles, es preciso actualizar continuamente las estimaciones, incluyendo en las series los nuevos datos observados y recalculando los cuantiles; en paralelo, investigar sobre las funciones de distribución de frecuencias que mejor contemplan la variabilidad dentro de la variabilidad, esto es, la falta de estacionaridad.

16.1.7. LA DELIMITACIÓN DE ZONAS DE PELIGROSIDAD CON CUANTILES O CRITERIOS DE VULNERABILIDAD

Clásicamente, la delimitación de zonas de peligrosidad de inundaciones se ha realizado mediante la cartografía de zonas de probabilidad de inundación o sus equivalentes periodos de retorno. La propia Directriz Básica de Protección Civil (MJI, 1995) propone la delimitación de las zonas de inundación frecuente, ocasional y excepcional en base a los periodos de retorno de 50, 100 y 500 años, respectivamente.

Sin embargo, esta práctica no tiene en consideración el otro componente de la peligrosidad: la severidad, expresada como parámetros físicos del agente (calado, velocidad...) o mediante estimaciones de la magnitud de los fenómenos geológicos asociados (erosión, transporte, sedimentación, avulsiones, movimientos gravitacionales, sufusión...).

Por ello, algunos autores han propuesto combinar peligrosidad y criterios de vulnerabilidad a la hora de confeccionar mapas de carácter preventivo. Una de las propuestas (Ayala-Carcedo, 1999), diferencia dos áreas:

- Zonas Inundables Peligrosas para la Población (ZIPP): áreas con cambios de cauce, sedimentación o erosión intensa, velocidad (v) media igual o superior a 1 m/s, calado (y) igual o mayor de 1 m, o producto $v \cdot y \geq 0{,}5$.

- Zonas Inundables no Peligrosas para la Población (ZINPP): áreas peligrosas para bienes según criterios económicos.

Esta interesante iniciativa presenta la ventaja de su aplicabilidad directa en ordenación territorial y el establecimiento de sistemas de pólizas de seguros, y el inconveniente de su menor objetividad, no tanto en la estimación de calados o velocidades límite (ofrecidas por el modelo hidráulico), sino por la inclusión de consideraciones geomorfológicas en la categorización de las zonas.

No obstante, esta zonación con criterios de vulnerabilidad no puede aplicarse por sí sola, ya que la expresión cartográfica de las ZIPP y ZINPP variará de acuerdo con los caudales circulantes y, por lo tanto, con la probabilidad de ocurrencia (que puede adoptarse a partir del criterio de aceptabilidad social del riesgo). Sin duda, una combinación entre ambos sistemas de cartografía de la peligrosidad, con la delimitación de las ZIPP y ZINPP para diferentes periodos de retorno (con validez oficial, como 50, 100 y 500 años) sería la solución óptima.

16.1.8. PROBLEMAS GENERADOS POR LA ADQUISICIÓN Y CORRELACIÓN DE DATOS METEOROLÓGICOS E HIDROLÓGICOS

Los datos de partida en el análisis hidrológico de las crecidas en la CHA, básicamente precipitaciones y caudales, son obtenidos en diferentes puntos de muestreo, con diferente periodicidad y gestionados por distintos organismos.

Esta circunstancia genera no pocos problemas, no sólo en la obtención y validación de los datos, sino en su tratamiento, que ocasiona una falta de correlación espacio-temporal entre los valores: espacial porque las estaciones de aforos rara vez tienen asociados nivo-pluviómetros; y temporal porque la adquisición de datos se produce con diferente periodicidad y en diferentes horarios.

Como consecuencia, puede que parte de las discrepancias que existen entre los resultados de los métodos hidrometeorológicos (que parten de datos pluviométricos) y del análisis estadístico de caudales (que utiliza datos foronómicos) se deban a este desfase, principalmente en su componente temporal.

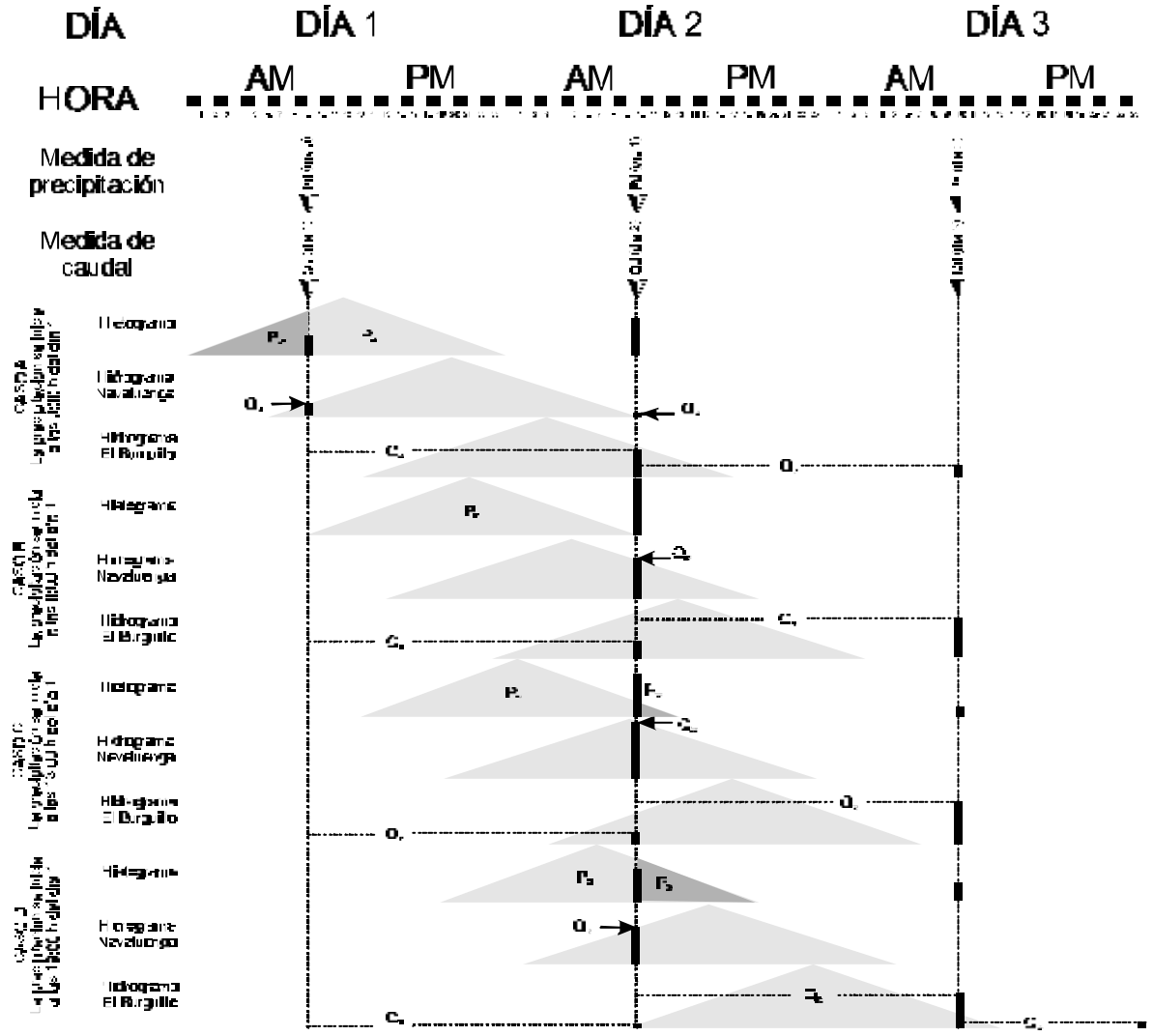
Si suponemos un evento teórico de crecida fluvial en la parte alta de la CHA (subcuenca de El Burguillo) y los datos que obtenemos del mismo a través de las mediciones realizadas en la red meteorológica y foronómica comunes (gestionadas por el INM y la CHT, respectivamente), la información obtenida para su análisis depende en buena parte del horario de inicio del evento de precipitación, de una duración supuesta de 24 horas. Pueden establecerse cuatro casos (Figura 16.4):

A) La precipitación se inicia a las 0.00 h del primer día (día 1). La lluvia recogida en el pluviómetro totalizador se repartirá en dos datos de días consecutivos (P_{A0} y P_{A1}), con el máximo en el día 1 (P_{A1}); los caudales medidos en el limnímetro de Navaluenga cualquiera de los dos días a las 9.00 h (Q_{A1} y Q_{A2}) no son representativos de la punta de caudal, y difícilmente correlacionables con los caudales promediados en el limnígrafo de El Burguillo.
B) La precipitación se inicia a las 9.00 h del primer día (día 1). La lluvia recogida en el pluviómetro totalizador se concentra en el día 1 (P_{B1}); los caudales medidos en el limnímetro de Navaluenga sólo detectan la crecida el día 2 (Q_{B2}) mientras que los caudales promediados en el limnígrafo de El Burguillo marcan caudales altos para los días 1 y 2 (Q_{B1} y Q_{B2}), más alto este último.
C) La precipitación se inicia a las 13.00 h del primer día (día 1). La lluvia recogida en el pluviómetro totalizador se repartirá en dos datos de días consecutivos (P_{C1} y P_{C2}), con el máximo en el día 2 (P_{C2}); los caudales medidos en el limnímetro de Navaluenga recogen prácticamente el pico de la crecida el día 2 (Q_{C2}) mientras que los caudales promediados en el limnígrafo de El Burguillo marcan caudales altos para los días 1 y 2 (Q_{C1} y Q_{C2}), más elevados este último.
D) La precipitación se inicia a las 19.00 h del primer día (día 1). La lluvia recogida en el pluviómetro totalizador se repartirá en dos datos de días consecutivos (P_{D1} y P_{D2}), con el máximo en el día 1 (P_{D1}); los caudales medidos en el limnímetro de Navaluenga sólo detectan la crecida el día 2 (Q_{D2}), con valores menores del pico, mientras que los caudales promediados en el limnígrafo de El Burguillo marcan la crecida durante los días 1, 2 y 3 (Q_{D1}, Q_{D2} y Q_{D3}), más alto para el día central.

El parámetro hora de inicio de la precipitación debía ser indiferente en el análisis del evento de crecida,

puesto que la división del día en 24 horas es una convección totalmente artificial y aleatoria. La única forma de paliarlo es mediante el uso de registros continuos de precipitación y caudales (pluviógrafos y limnígrafos), en lugar de instrumentos totalizadores o valores medios diarios. Esta circunstancia se verá paliada, al menos parcialmente, con la implantación y puesta en funcionamiento del SAIH.

Figura 16.4. Consideraciones sobre el desajuste temporal de los datos de precipitación y caudal.



16.2. PROPUESTA METODOLÓGICA

16.2.1. TÉCNICAS DE ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO E HIDROLÓGICO DE CUENCAS FLUVIALES

La aproximación hidrológica a un territorio debe realizarse, sin lugar a dudas, mediante el empleo de unidades de funcionamiento independiente respecto a la circulación de las aguas superficiales, esto es, cuencas hidrográficas. Eso sí, matizadas por las aportaciones subsuperficiales y subterráneas, por lo que sería más correcto recurrir a la cuenca hidrológica. El estudio de la cuenca en su conjunto permite obtener una visión integral y científica del sistema. Los análisis hidrológicos puntuales o de tramos de corrientes pueden conducir a graves errores ya que, al tratarse de sistemas complejos proceso-respuesta, las observaciones realizadas pueden tener su origen aguas arriba o abajo, fuera de la zona de estudio.

Sin embargo, el análisis geomorfológico de un territorio no tiene que restringirse a cuencas fluviales individualizadas, puesto que en la mayor parte de las ocasiones, los grandes conjuntos geomorfológicos se extienden por varias cuencas o, al contrario, una cuenca comprende varias unidades geomorfológicas. El grado de ajuste de la cuenca hidrológica a una única unidad geomorfológica depende del papel de los procesos fluviales en su historia evolutiva: cuanto mayor y más reciente haya sido su participación, mayor será el ajuste; por el contrario, en zonas de fuerte componente morfoestructural o litológica, la correlación cuenca hidrológica-unidad geomorfológica es menor.

Por este motivo, cuando se trata de realizar estudios hidrológicos y geomorfológicos combinados, como es el presente caso, el área de estudio está condicionada por los aspectos hidrológicos, y el análisis geomorfológico debe adaptarse al territorio delimitado por las divisorias.

**** Análisis de crecidas y avenidas fluviales***

Como se ha podido comprobar, existen dos tipos diferentes de avenidas fluviales en la CHA: las relacionadas con las crecidas ordinarias del sistema fluvial y las denominadas avenidas relámpago o instantáneas. Por ello, debe haber dos propuestas metodológicas diferentes a la hora de analizar su peligrosidad, enfocadas a dos diferentes estrategias de mitigación preventiva.

Las crecidas ordinarias, asociadas a precipitaciones invernales-primaverales por la circulación de frentes de procedencia atlántica, pueden modelizarse mediante técnicas hidrológicas clásicas, aplicando métodos hidrometeorológicos (hidrograma unitario, racional, PMF) y análisis estadístico de caudales, ambos combinados y convenientemente calibrados. El análisis geomorfológico de estas crecidas también utiliza metodologías clásicas para el estudio de las acciones elementales (erosión, transporte y sedimentación), su concatenación, y sobre todo sus productos (formas y depósitos): morfometría de campo, cartografía geomorfológica desde fotointerpretación estereoscópica (utilizando conjuntos seriados temporalmente), interpretación sedimentológica de los depósitos, etc.

Las avenidas relámpago (asociadas a precipitaciones estivales-otoñales de carácter convectivo-orográfico), por el contrario, no pueden se analizadas mediante técnicas hidrológicas clásicas para la estimación de avenidas de diseño, puesto que la escasez de datos de partida y la superación de las condiciones de contorno de los métodos (altas pendientes, régimen turbulento, elevada carga

sedimentaria...), conducen a resultados poco verosímiles. En este caso, el análisis geomorfológico puede y debe aportar valiosa información al análisis hidrológico: estimaciones energéticas desde los tamaños de bloques transportados; depósitos y marcas de nivel para estimación de calados mínimos; localización de bancos de orilla donde se hayan producido secciones críticas; morfometría de formas sedimentarias para obtener calados y velocidades... Posteriormente pueden intentar correlacionarse con la información meteorológica disponible mediante intentos de modelización hidrometeorológica.

En cierta medida, ambas aproximaciones utilizan toda la información disponible (meteorológica, hidrológica y geomorfológica), pero la aproximación al análisis de la crecida o avenida se hace de forma inversa.

16.2.2. INDICADORES DE LAS TENDENCIAS EVOLUTIVAS DEL SISTEMA FLUVIAL: MORFOLOGÍAS POTENCIALES Y GEOINDICADORES

A la hora de analizar la evolución espacio-temporal de un sistema fluvial es útil la propuesta de tendencias evolutivas de las formas y los depósitos fluviales; dichas tendencias se basan en el establecimiento de unas morfologías potenciales y de unos geoindicadores del sistema.

Las morfologías potenciales serían aquellas formas o depósitos que cabría esperar que se generasen mediante una evolución natural de los procesos fluviales, sin interferencias externas al sistema. Así, en una corriente torrencial que sufre un evento de avenida relámpago sería esperable encontrar una morfología potencial de un cono de deyección en sus sectores más distales.

Los geoindicadores son parámetros morfométricos, formas o depósitos que nos permiten concretar el estado evolutivo de un sistema, o detectar la presencia de perturbaciones externas respecto a las morfologías potenciales. Así, en una corriente fluvial aguas abajo de una presa de embalse puede emplearse la disminución del tamaño medio de los clastos del lecho como geoindicador de la perturbación antrópica en el sistema.

Las propuestas de morfologías potenciales varían notablemente según la red fluvial estudiada y parten del profundo conocimiento de la geomorfología fluvial. Sin embargo, los geoindicadores pueden utilizarse en diferentes cuencas y contextos. Algunos estudios contenidos en la presente tesis doctoral permiten el establecimiento de geoindicadores, principalmente para su aplicación en la evaluación de la interferencia antrópica en los sistemas fluviales:

- Desviación del trazado de los meandros respecto a la curva sinogenerada
- Grado de polimodalidad del gráfico del poder espectral de los meandros
- Incisión del perfil longitudinal del canal
- Variación del tamaño medio de los clastos del lecho
- Variación en el porcentaje de colonización vegetal de la llanura inundable

Dichos geoindicadores y sus procedimientos metodológicos de estimación, pueden ser extrapolados a otras cuencas para el estudio de las modificaciones en sus tendencias evolutivas.

16.2.3. PROPUESTAS BÁSICAS PARA PLANIFICACIÓN DE RIBERAS Y MINIMIZACIÓN DE IMPACTOS

La planificación de riberas, como parte integrante de la ordenación territorial, es la más eficaz de las medidas preventivas de los riesgos naturales, a la vez que minimiza los impactos que las actividades antrópicas producen sobre el sistema fluvial. Por un lado, el establecimiento de restricciones de uso en las proximidades de los cauces fluviales disminuye radicalmente los elementos expuestos; y la definición de estructuras, intensidades y tipologías del desarrollo urbano en estas zonas reduce la vulnerabilidad.

Ante la atomización y descoordinación administrativa y jurídica actual, la única posibilidad de dar sentido práctico a la planificación de riberas es establecer un procedimiento técnico-administrativo de evaluación de riesgos (Ayala, 1999), fundamentalmente dirigido a los riesgos sobre la población, semejante al actual para la evaluación de impacto ambiental. El hecho de restringirlo a los riesgos sobre personas parte del mandato constitucional que tienen los poderes públicos de preservar la seguridad (Arts. 17.1 y 51.1) y la vida de las personas (Art. 15).

Con vistas a la minimización de impactos sobre el sistema fluvial en su conjunto, se propone potenciar el uso de geoindicadores en el procedimiento técnico de evaluación de impacto ambiental. En la actualidad, dichos estudios hacen hincapié en los aspectos bióticos de las perturbaciones al sistema fluvial (piscifauna, vegetación riparia, invertebrados acuática...), obviando las consecuencas sobre los elementos geomorfológicos (erosión, transporte y sedimentación) e hidrológicos (caudales, velocidades, calados...); a la larga, estas perturbaciones abióticas repercuten en los elementos vivos del ecosistema.

Además, convendría hacer extensivo el procedimiento técnico-administrativo de evaluación de impacto ambiental a cualquier actuación directa sobre los cauces (independientemente de su magnitud y alcance) y a las actuaciones indirectas sobre el sistema fluvial (reforestaciones, urbanización...) cuando superen una determinada magnitud, variable según las dimensiones de la cuenca donde se establezcan.

17. CONCLUSIONES

17.1. PRINCIPALES APORTACIONES

Entre las principales aportaciones de esta tesis doctoral podríamos diferenciar dos conjuntos básicos: contribuciones metodológicas y resultados novedosos.

17.1.1. APORTACIONES METODOLÓGICAS

- Incorporación de metodologías SIG en diversas fases del estudio hidrológico de las crecidas, desde la regionalización de parámetros meteorológicos y la obtención de variables morfométricas o hidrológicas, hasta la estimación del umbral de escorrentía.
- Nuevas variantes metodológicas para la utilización de modelos predictivos regionales en el ánalisis estadístico de caudales, como la inclusión de la media regional ponderada de los cuantiles locales (de acuerdo al tamaño de las series) y la media regional simple de los cuantiles locales (diferenciando dos regiones fisiográficas de aplicación).
- Metodología para la estimación de parámetros del hidrograma de las avenidas relámpago y su relación con el hietograma de precipitación, a partir de la cubicación de represamientos del flujo y el estudio hidráulico de secciones críticas.
- Nuevas variantes en la inclusión de las clases de vegetación para la estimación del número de curva por la metodología del SCS (1972), que incorporan la variabilidad espacio-temporal de la cubierta vegetal.
- Combinaciones de diferentes estructuras espaciales y temporales en los organigramas de generación, combinación y propagación de hidrogramas para la utilización de los modelos hidrometeorológicos desagregados por subcuencas en la estimación de caudales de crecida.
- Empleo de estudios meteorológicos de detalle (meso a microescala), con aplicación del análisis de imágenes radar, para la caracterización espacio-temporal de crecidas relámpago.
- Utilización de técnicas SIG en la estimación de la susceptibilidad de desencadenamiento de avenidas instantáneas de derrubios, en la vertiente septentrional de la Sierra del Valle.
- Combinación de los resultados de modelos hidráulicos en régimen gradualmente variado con técnicas SIG, para la obtención de cartografías novedosas enfocadas al análisis de la peligrosidad de inundaciones, como los mapas batimétricos del cauce durante la crecida.
- Aplicación de técnicas SIG para la evaluación de los elementos en riesgo durante la estimación de la exposición y vulnerabilidad.
- Propuesta de marcha metodológica para la realización del análisis del riesgo dentro de los planes de protección civil ante el riesgo de inundaciones.
- Metodologías de correlación entre la zonación del riesgo de inundación y la planificación territorial a escala municipal.
- Utilización de nuevos geoindicadores para la evaluación cuantitativa de la incidencia antrópica en la dinámica fluvial: curvas sino-generadas, análisis del poder espectral y coeficientes de retención.

- Propuesta de una nueva fórmula en la estimación de desviaciones de origen antrópico, por comparación de la curva sino-generada patrón con los patrones reales de meandros fluviales.
- Propuesta metodológica para la estimación de las crecidas características en situaciones preantrópicas y análisis de la incidencia de los cambios en los usos del territorio.
- Combinación y contraste de resultados de diferentes técnicas de cálculo de caudales de crecida para la mejora de las estimaciones y para la calibración del umbral de escorrentía, considerando su variabilidad con el periodo de retorno considerado.

17.1.2. APORTACIONES DE LOS RESULTADOS

- Cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de la cuenca hidrográfica del río Alberche, con especial relevancia en el sistema de aterrazamiento del Alberche-Perales.
- Modelo de evolución cuaternaria de la red de drenaje del río Alberche dentro del contexto de la cuenca del Tajo, en lo que se refiere a los perfiles longitudinales, formación de los valles y fenómenos de capturas fluviales.
- Esquema de la configuración e interpretación genética de los sistemas de aterrazamiento en la CHA, especialmente centrado en la morfografía y estudio sedimentológico del sistema Alberche-Perales.
- Caracterización morfosedimentaria y propuesta de evolución ambiental para la llanura aluvial de Garganta del Villar, y contextualización morfográfica de los abanicos aluviales y los cauces de la CHA.
- Caracterización hidrológica y clasificación del régimen hídrico de las principales corrientes fluviales de la CHA.
- Análisis hidrológico completo de los caudales de crecida de la CHA, incluyendo cálculo hidrometeorológico por diferentes técnicas (hidrograma unitario y método racional) y diferentes ámbitos espaciales (CHA completa y subcuenca de El Burguillo); y análisis estadístico de caudales empleando diferentes modelos (funciones de distribución) y series de datos.
- Recopilación, y análisis hidrológico y climático de las inundaciones históricas en la CHA.
- Reconocimento y caracterización de indicadores de paleoestado durante las crecidas fluviales vinculados a caracteres geomorfológicos (charcas de Valsordo) o formaciones vegetales (bosque de ribera de Navaluenga).
- Recopilación bibliográfica y aplicación práctica de los condicionantes geomorfológicos de la CHA en la génesis y tipología de las crecidas fluviales.
- Propuesta de clasificación de las formas fluviales asociadas a las crecidas y avenidas.
- Caracterización hidrológico-gemorfológica de dos de las crecidas relámpago acontecidas recientemente en la CHA
- Realización de un completo y novedoso análisis del riesgo de inundación para Navaluenga (Ávila) en el marco del plan de protección civil ante el riesgo de inundaciones.
- Integración del análisis de riesgo de inundaciones en la planificación territorial de ámbito municipal para el casco urbano de Navaluenga (Ávila).

- Caracterización de la incidencia de las acciones directas sobre los cauces (principalmente embalses) sobre la dinámica fluvial, fundamentalmente centrada en el meandro de El Santo (Aldea del Fresno, Madrid).
- Análisis de las repercusiones de los cambios de uso del territorio en la subcuenca de El Burguillo (Ávila) sobre las crecidas fluviales.

17.2. CONCLUSIÓN GENERAL

Como conclusión principal y global, puede afirmarse que mediante técnicas de análisis hidrológico y geomorfológico, empleando herramientas matemáticas e informáticas, se ha conseguido modelizar la respuesta del sistema fluvial del río Alberche y su dinámica ante eventos extremos y a la intervención antrópica en el mismo. Con ello, se corrobora la hipótesis de partida, adquiriendo el carácter de tesis.

17.3. CONCLUSIONES ESPECÍFICAS

A modo de resumen, podrían enumerarse una serie de conclusiones sobre varios de los temas abordados en los resultados obtenidos y su posterior discusión:

17.3.1. CONCLUSIONES GEOMORFOLÓGICAS

- El perfil longitudinal del río Alberche es una combinación de tramos desarrollados durante etapas endorreicas y exorreicas en la evolución de la cuenca hidrográfica del Tajo.
- Las capturas fluviales en la red hidrográfica de la CHA quedan restringidas a localizaciones puntuales o comarcales (sector Menga-El Pico), descartándose grandes capturas de ámbito regional.
- Los valles de las principales corrientes fluviales de la CHA en los relieves del Sistema Central tienen origen pre-Cuaternario, pudiendo reconocerse caracteres que nos permiten remontar su implantación, al menos, hasta el Mioceno medio-superior.
- Los valles constituyen un mosaico heterócrono en el que la profundización del valle evoluciona aguas arriba en el tiempo, en sentido inverso a los sistemas de aluvionamiento de su fondo.
- Los sistemas de aterrazamiento de la CHA presentan un desarrollo desigual (mayor en la cuenca, menor en el macizo montañoso), con intervención combinada en su génesis de controles eustáticos (glacioeustáticos), climáticos, neotectónicos y lito-estructurales.
- El sistema de aterrazamiento del Alberche-Perales, el de mayor desarrollo espacial y temporal, presenta seis niveles principales de terrazas sobre el cauce actual, dos de los cuales presentan dobles replanos de origen erosivo-deposicional (ocho replanos en total). Su relleno aluvial denota el paso de medios fluviales de corrientes rectilíneas de carga gruesa en transición a abanicos aluviales, a medios fluviales entrelazados mixtos de arenas y gravas.
- La llanura aluvial de la depresión cenozoica de Garganta del Villar presenta un relleno poligénico, fundamentalmente fluvial de corrientes meandriformes con rasgos de periglaciarismo por ciclos de helada-deshielo. Se trata de materiales holocenos en los que se observa la evolución vegetal desde el último Tardiglaciar (predominio de

taxones herbáceos) hasta la actualidad, pasando por etapas con predominio de taxones arbóreos (abedulares, robledales o pinares).

- El cauce actual del río Alberche puede definirse como una corriente sencilla de patrón rectilíneo-quebrado, con carga de gravas y bloques (sector serrano), que evoluciona a un patrón recto, ligeramente sinuoso y entrelazado, de arenas (sector del llano).

17.3.1. CONCLUSIONES HIDROLÓGICAS

- El comportamiento hidrológico medio del río Alberche y sus afluentes es característico del régimen de los ríos del centro peninsular que tienen su origen en áreas montañosas:
  - El caudal medio y la varianza asociada aumentan aguas abajo, oscilando entre 8,8-22,6 y 33,0-246,0 m^3/s, respectivamente.
  - Los caudales específicos descienden aguas abajo, a la vez que aumenta el tamaño de la cuenca, oscilando entre 12,6 y 5,7 $l/s/km^2$.
  - La ratio precipitación-aportación específica desciende aguas abajo, entre 0,400 y 0,252, como respuesta a los aprovechamientos, carácter cuasi-impermeable de la cuenca alta, y la presencia de mayores tasas de infiltración en los tramos bajos.
  - Presenta alta variabilidad intraanual, con caudales máximos en marzo y febrero y modas secundarias en diciembre-enero.
  - El régimen fluvial natural puede caracterizarse, a partir de los módulos relativos mensuales y su desviación estándar, como transicional entre pluvio-nival y nivo-pluvial (0,4); localmente presenta regímenes pluvial-oceánico y pluvial mediterráneo (0,7).
- Un carácter distintivo del río Alberche y varios de sus afluentes es la alta frecuencia y elevada magnitud de las crecidas y avenidas que presentan. Su análisis hidrometeorológico nos aporta interesantes conclusiones sobre la singularidad de este tipo de eventos en la CHA desde el punto de vista cuantitativo:
  - Las precipitaciones areales máximas en 24 horas para el conjunto de la CHA correspondientes a los periodos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50, 100, 500 y 1000 años, ascienden a 45,77, 61,31, 72,74, 88,29, 100,47, 113,55, 146,49 y 161,94 mm respectivamente.
  - El umbral de escorrentía, obtenido por el método del SCS (1972) convenientemente perfeccionado y soportado por un SIG, presenta un valor promedio para la subcuenca de El Burguillo de 16,83 mm (número de curva de 76,53).
  - Los tiempos característicos del hidrograma o de su relación con el hietograma para las crecidas en la CHA pueden estimarse en: desfase de la punta 13,89 horas y tiempo de concentración 39,69 horas.
  - Los caudales punta instantáneos estimados para la CHA en su conjunto (desembocadura del río Alberche al Tajo) para los periodos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50, 100, 500 y 1000 años, ascienden a 8,15, 96,64, 215,43, 440,74, 661,68, 936,40, 1769, 91 y 2216, 27 m^3/s, respectivamente.
- La subcuenca drenante a El Burguillo, por sus peculiares características fisiográficas, es un excelente banco de pruebas para la calibración de modelos hidrológicos de estudio de crecidas y avenidas. La utilización combinada del método del hidrograma unitario desagregado en subcuencas y el método racional modificado agregado, se ha mostrado como una herramienta eficiente para el estudio de las crecidas ordinarias.

- El análisis estadístico de caudales de crecida en la CHA requiere una pormenorizada comparación de los distintos modelos estadísticos (estimación de frecuencias, función de distribución y métodos de estimación), ya que la elección de unos u otros deriva en resultados muy dispares, sobre todo para altos periodos de retorno. Además, se produce una mejora en el análisis de las crecidas cuando se combina con: una distinción de los caudales de avenidas excepcionales; una caracterización temporal de los episodios e interpretación meteorológica; la correlación entre caudales diarios e instantáneos; y el estudio comparativo de caudales entre estaciones sucesivas.
- La utilización de modelos predictivos regionales tipo avenida-índice (media simple, media ponderada, media simple regionalizada y serie completa) en el análisis estadístico de caudales no mejora sustancialmente los resultados, salvo para series de caudales extraordinariamente cortas.
- La inclusión de información histórica y geológico-geomorfológica en el estudio paleohidrológico de las avenidas suele suponer una mejora y ampliación de los datos de partida, salvo cuando apenas se encuentran parámetros cuantificables, como es el caso. Sin embargo, sí que presenta utilidad en el estudio temporal de los eventos, permitiendo distinguir periodos de concentración e interpretarlos desde el punto de vista paleoclimático.
- La configuración geomorfológica tiene una notable repercusión en la tipología de las crecidas que se producen en la CHA (y viceversa), tanto en el ámbito morfográfico como morfodinámico:
    - Los índices morfométricos de la CHA, su red fluvial y las corrientes individuales han sido incorporados con éxito tanto en los métodos hidrometeorológicos (clásicos y de enfoque geomorfológico), como en las modelizaciones hidráulicas.
    - Los productos geomorfológicos asociados a las inundaciones fluviales (acciones, formas y depósitos), pueden clasificarse mediante cuadros de doble entrada propuestos, según el sector modificado de la corriente y las dimensiones de la variación geomorfológica.
- En la CHA se producen eventos de avenida con características hidrológicas peculiares y repercusiones geomorfológicas magnificadas: son las avenidas instantáneas o relámpago. Del estudio detallado de los desencadenantes meteorológicos (a diferentes escalas), consecuencias geomorfológicas-sedimentológicas y reconstrucción hidrológica, pueden extraerse interesantes conclusiones de carácter científico y con aplicación predictiva-preventiva. Las técnicas de reconstrucción hidráulica basadas en secciones de control con calados críticos se han mostrado especialmente útiles, ante la falta de datos foronómicos y pluviométricos de partida y la problemática de aplicación de modelos hidráulicos sencillos en zonas de régimen turbulento, variable y variado. Asimismo, la aplicación de técnicas de reconstrucción de parámetros del hidrograma a partir de represamientos, ha permitido extraer resultados con validez cuantitativa.

17.3.3. CONCLUSIONES APLICADAS

- Existen varias zonas dentro de la CHA que presentan un manifiesto riesgo de inundación, destacando entre ellas el sector del propio río Alberche ubicado aguas arriba del embalse de El Burguillo, al no encontrarse regulado artificialmente el régimen de caudales. Más en concreto, dentro de este tramo, tan sólo existe un núcleo de población en zona inundable: el casco urbano de Navaluenga (Ávila).

- El análisis del riesgo de inundación debe contemplar los factores o elementos del riesgo (peligrosidad, exposición y vulnerabilidad), y adaptarse a una metodología o requisitos mínimos oficiales y estandarizados. En este sentido, las amplias pautas de la Directriz Básica de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones se han mostrado especialmente útiles.
- El estudio de la inundabilidad debe contemplar todas las posibles tipologías de anegamiento, tanto el clásico derivado del desbordamiento de corrientes fluviales, como el producido por encharcamiento por precipitación "*in situ*".
- La aplicación de modelos hidráulicos en régimen gradualmente variado para la estimación de calados y velocidades permite delimitar, al menos, tres zonas en cada sección transversal estudiada, con lo que se pueden discretizar mejor los parámetros de la severidad.
- El empleo de sistemas de información geográfica para el manejo de los modelos digitales del terreno y elevaciones de la lámina de agua es básico en la delimitación de las áreas inundables, no sólo para conseguir precisiones centimétricas, sino para obtener mapas batimétricos durante las crecidas. Además, facilita la cuantificación rápida y precisa de los elementos en riesgo, tanto areales (extensión de las distintas categorías de suelo afectadas), como lineales (longitud de tramos de vías de servicio afectadas) y puntuales (número de elementos del mobiliario urbano, pies arbóreos...).
- En la asignación de las categorías finales de riesgo es imprescidible incorporar la información de los puntos conflictivos y el análisis de otros riesgos asociados a la inundación.
- No existe demasiada experiencia en la correlación de la zonación del riesgo con las figuras de planeamiento (urbanístico o hidrológico). La propuesta de equivalencias presentada para Navaluenga es tan sólo una tentativa, sólo válida para esta localización y circunstancias.
- La ancestral intervención antrópica en la CHA ha interferido con la dinámica fluvial, tanto por acciones directas sobre las corrientes (embalses, canalizaciones, derivaciones de caudal...) como indirectas sobre la cuenca (cambios de uso y urbanización). Esta interferencia ha podido ser modelizada mediante el estudio de diversos geoindicadores:
    - Desviación del trazado de los meandros respecto a la curva sinogenerada
    - Grado de polimodalidad del gráfico del poder espectral de los meandros
    - Incisión del perfil longitudinal del canal
    - Variación del tamaño medio de los clastos del lecho
    - Variación en el porcentaje de colonización vegetal de la llanura inundable.
    - Modificaciones en el hidrograma respecto al simulado con la vegetación potencial en la cuenca.

VI

REFERENCIAS

* Referencias bibliográficas citadas
* Listado de acrónimos, símbolos, abreviaturas contracciones

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS CITADAS

Las abreviaturas de las publicaciones periódicas y monografías se han tomado, con ligeras modificaciones, de la *Normativa para las citas bibliográficas en las publicaciones periódicas de la Sociedad Geológica de España*. Ver al respecto: Martínez, E. y Vera, J.A. (1988), *Geogaceta*, 5, 121-126.

Adán de Yarza, R. (1906): Estudios hidro-geológicos, provincia de Madrid, Zona entre Madrid, San Martín de Valdeiglesias y el ferrocarril de Madrid a Alicante. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, XXVIII, 297-320.

Acaso, E.; Ruiz Zapata, M.B.; Pedraza, J. de y Centeno, J.D. (1985): Contribución al estudio del periglaciarismo en la Sierra de Gredos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, 115-132.

Aguirre, E.; Díaz Molina, M.; Pérez González, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. Neog. Cuat.*, 5, 7-29.

Aguirre, E.; Alberdi, M.T.; Jiménez, E.; Martín Escorza, C.; Morales, J.; Sesé, C. y Soria, D. (1982): Torrijos: nueva fauna con Hispanotherium de la cuenca media del Tajo. *Acta Geol. Hisp.*, 17, 39-61.

Aitken, M.J. (1994): Optical dating: a non-specialist review. *Quaternary Geochronology (Quat. Sci. Rev.)*, 13, 503-508.

Alcanda, P. (1991): *Estudio para la redacción de un Plan Rector de Uso y Gestión para la Reserva Natural del Valle de Iruelas*. Consejería de Medio Ambiente y O.T. (Junta de Castilla y León), 2 tomos (311 y 131 págs.), inédito.

Alférez, F. (1974a): Sistema de terrazas del río Tajo al W de Toledo. *I Curso Franco-español de Cuaternario*, Excursión B, Madrid.

Alférez, F. (1974b): Sistema de terrazas del río Tajo al W de Toledo. *Tesis Doctoral*, Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid.

Alférez, F. (1977): Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. De Toledo. *Estudios Geol.*, 33, 223-250.

Alía, M. (1960): Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 58, 125-162.

Alía, M. (1976): Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geol.*, 32, 229-238.

Allué Andrade, J.L. (1990): *Atlas fitoclimático de España*. Monografías I.N.I.A., 69, Ministerio de Agricultura, Madrid.

Alonso, A. y Garzón, G. (1997): Efectos sedimentarios de las inundaciones en un río fuertemente antropizado: El Jarama, Madrid. *Cuad. Geol. Ibérica*, 22, 265-282.

Alonso, A. y Mas, J.R. (1982): Correlaciones y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 145-166.

Alonso, A. y Mas, J.R. (1990): Cretácico. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Majadahonda (558).* ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 7-10.

Alonso, A; Floquet, M.; Meléndez, A. y Solomon, J. (1982): Cameros-Castilla. En: UCM (ed.), *El Cretácico de España*, Madrid, 345-456.

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. En: J.A. Toni Simo *et al.* (eds), Cretaceous Carbonate Platforms, Chapter 24, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 56, 297-313.

Álvarez Aravaca, M. (1909): Estudios hidro-geológicos, Cuenca del Tajo, Zona de este río, del Alberche y del Tiétar en la provincia de Toledo. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, XXX, 103-127.

Álvarez, F.; Díez, M.A.; Domínguez, A. y García, J.C. (1993): *Estudio estructural mediante A.S.M. de los sectores graníticos de Sierra Paramera, Cabezas del Villar y Montehermoso*. CGS y Dpto. de Geología de la Univ. de Salamanca, 64 págs. (inédito).

Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.

Álvaro, M.; Bellido, F.; Capote, R.; Casquet, C.; Fernández Casals, M.J.; González Lodeiro, F.; Navidad, M. y Villaseca, C. (1981): Excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovícicas del Sistema Central y plutonismo asociado. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 53-97.

Amar, R. de y Aránzazu, J.M. (1852): Trazado de la linea divisoria de los terrenos hipogénicos y sedimentarios de la provincia de Madrid. Sección Geológico-mineralógica. En: F. de Luján (1852b; Dtor.), *Memoria de los trabajos verificados en el año 1851 de la Comisión encargada de formar el Mapa geológico de Madrid y el General del Reino*, Madrid.

Andrade Olalla, A. (1994): Dinámica de la vegetación durante los últimos 3.000 B.P., en las Sierras de La Paramera, La Serrota y Villafranca (Ávila), a partir del análisis polínico. *Tesis Doctoral*, Universidad de Alcalá, 276 págs.

Andrade Olalla, A., Martín Arroyo, T y Ruíz Zapata, B. (1990): Análisis palinológico de la cuenca alta del río Alberche (Ávila). *Actas Gredos*, 10, 15-18.

Antón, J.M. (1999). *Estimación del área y altura de la inundación máxima ordinaria y de 500 años del Arroyo Quijorna en las inmediaciones de la UE19 "El Llano" y la UE4*. Informe inédito, 11 págs + 4 anexos.

Aparicio, A. y García Cacho, L. (1982): Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, XCIII-V, 426-435.

Aparicio, A. y García Cacho, L. (1983): Relaciones entre el quimismo mineral y la intensidad del metamorfismo experimentado por los niveles calcáreos preordovícicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, XCIV-IV, 354-368.

Aparicio, A.; Barrera, J.L. y Santos, V. (1977): Los granitos hercínicos sincinemáticos de la Sierra del Valle (sector oriental de gredos, Sistema Central español) y sus relaciones con las series graníticas «postectónicas». *Estudios Geol.*, 33, 575-580.

Aparicio, A.; Barrera, J.L.; Caraballo, J.M.; Peinado, M. y Tinao, J.M. (1975): Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 88, 145 págs.

Aparicio, A.; Bellido, F.; Brandle, J.L.; García Cacho, L. y Santos, V. (1983): Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del Sistema Central Español. *Estudios Geol.*, 39, 271-306.

Aránzazu, J.M. (1853): Mapa del trazado de la linea divisoria de los terrenos hipogénicos y sedimentarios de la provincia de Madrid. Sección Geológico-mineralógica. En: F. de Luján (Dtor.), *Memoria de los trabajos verificados en el año 1852 de la Comisión encargada de formar el Mapa geológico de Madrid y el General del Reino*, Madrid.

Arche, A. (1983): Coarse-grained Meander Lobe Deposits in the Jarama river. Madrid (Spain). In: J.D. Collinson y U. Lewin (eds.), Modern and Ancient Fluvial System, *System. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*., 6, 313-321.

Arenillas, M. y Martínez de Pisón, E. (1976): La morfología glaciar de La Serrota (Ávila). *XXIII Congr. Geogr. Intern.*, vol. 1, 21-36.

Arenillas, M.; Saavedra, J.A. y Arribas, A. (1975): Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Ávila. *Bol Geol. Min.*, LXXXVI-III, 233-243.

Aronoff, S. (1989): *Geographic Information Systems; A management perspective.* WDL Publications, Otawa, Canada, 294 págs.

Arribas, A. (1965): Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. "El Berrocal", Escalona (Toledo). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 77, 67-92.

Arribas, A. y Jiménez, E. (1982): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 44 (Ávila), del Mapa geológico de España, E. 1:200.000, Síntesis de la Cartografía existente*, IGME, segunda edición, Madrid, 26 págs.

Arthaud, F. y Matte, Ph. (1975): Les dècrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. gèometrie et essai de reconstitution des conditions de la dèformacion. *Tectonophysics*, 25, 139-171.

Arthaud, F. y Matte, Ph. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1305-1320.

Atienza Ballano, I. (1993): Evolución del paisaje vegetal en las Sierras de Béjar y Francia durante el Holoceno, a partir del análisis polínico. *Tesis Doctoral*, Universidad de Alcalá, 247 págs.

Atienza Ballano, M., Dorado Valiño, M. y Ruíz Zapata, B. (1991): La Palinología en el estudio de la acción antrópica. Aplicación a dos depósitos localizados en la Sierra de Béjar y en la Sierra de Avila (Avila). *Actas Gredos*, 11, 31-38.

Avendaño, C.; Cobo, R. y Gómez, J.L. (1992): *Embalse de Cazalegas. Reconocimientos Sedimentológicos de Embalses*. D. G. de Obras Hidráulicas (MOPT) y CEDEX, Madrid, 213 págs.

Avendaño, C.; Cobo, R. y Gómez, J.L. (1993): *Embalse de El Burguillo. Reconocimientos Sedimentológicos de Embalses*. D. G. de Obras Hidráulicas (MOPTMA) y CEDEX, Madrid, 122 págs.

Avendaño, C.; Cobo, R. y Gómez, J.L. (1994): *Embalse de San Juan. Reconocimientos Sedimentológicos de Embalses*. D. G. de Obras Hidráulicas (MOPTMA) y CEDEX, Madrid, 129 págs.

Avendaño, C.; Cobo, R.; Gómez, J.L. y Sanz, M.E. (1995): Procedimiento para evaluar la degradación específica (erosión) de cuencas de embalses a partir de los sedimentos acumulados en los mismos.

Aplicación al estudio de embalses españoles. *Ingeniería Civil*, 99, 51-58.

Ayala, F.J. (Dtor.)(1990): *Estudio de riesgos naturales en la Ciudad de Alcoy*. Riesgo de avenidas. Vulnerabilidad y riesgo sísmico. Serie Ingeniería Geoambiental, ITGE y Excmo. Ayto. de Alcoy, Madrid, 2 vols. (214 págs. + anexo planos).

Ayala, F.J. (1996): *Pérdidas económicas por peligros y calamidades naturales en España (1990-95)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, documento inédito, 2 págs.

Ayala-Carcedo, F.J. (1999): Selección racional de estrategias estructurales y no estructurales y de actuaciones públicas y privadas en la mitigación del riesgo de inundaciones en España. Un análisis comparativo. En: *El clima y sus efectos: conocimiento e incertidumbres.* Monografía Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. (Esp.), 93 (1), 99-114.

Ayala, F.J. (2000): *Datos para una reflexión sobre el Plan Hidrológico Nacional y el cambio climático: cuencas cedentes*. Instituto Tecnológico Geominero de España, documento inédito, 9 págs.

Ayala, F.J. (*in press*): La inundación torrencial catastrófica del camping "Las Nieves" del 7 de agosto de 1996 en el cono de deyección del Arás (Biescas, Pirineo Aragonés). En: F.J. Ayala y J. Olcina (Coords.), *Riesgos Naturales. Una perspectiva global*, Ariel.

Ayala, F.J. y Elízaga, E. (Dtors.)(1987). *Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España*. Serie Geología Ambiental. IGME, Madrid, 91 págs.

Ayala, F.J.; Ferrer, M.; González de Vallejo, L.I.; y Beltrán, F. (1988). *Catálogo Nacional de Riesgos Geológicos*. ITGE, Madrid, 263 págs.

Ayala, F.J.; Rodríguez, J.Mª; Prieto, C.; Durán, J.J.; Lamas, J.L. y Rubio, J. (1986). *Mapa previsor de riesgos por inundaciones en núcleos urbanos de Andalucía y Extremadura*. Almería, Andújar, Badajoz, Barbate, Campo de Gibraltar, Córdoba, Écija, El Ejido, Granada, Guadix, Loja, Lucena, Málaga, Mérida, Puente Genil, Utrera. IGME, Madrid, 207 págs.

Babín, R.B. (1974): Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Ávila-Béjar. *Stvd. Geol.*, VII, 41-61.

Babín, R.B. (1976): Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahita-Barco de Ávila-Béjar (Sierra de Gredos). *Estudios Geol.*, 32, 189-198.

Babín, R.B. (1977): Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del sistema central español (Sierra de Gredos). *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-VI, 513-516.

Babín, R.B. (1978): Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahita). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIX-VI, 545-549.

Babín, R.B. y Gómez, D. (1995): Estudio de la fracturación en un segmento de la Sierra de Gredos (Provincia de Ávila, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Sec. Geol.), 90 (1-4), 59-68.

Baker, V.R. (1988): Flood erosion. En: V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton (Eds.), *Flood Geomorphology*, Chapter 5, 81-95, John Wiley and Sons, Chichester, UK.

Baker, V.R. y Kochel, R.C. (1988): Flood sedimentation in bedrock fluvial systems. En: V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton (Eds.), *Flood Geomorphology*, Chapter 8, 123-137, John Wiley and Sons, Chichester, UK.

Bard, J.P.; Capdevila, R. y Matte, Ph. (1970): Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale). *C. R. Acad. Sci. París*, 270, 2630-2633.

Bardají, T.; Centeno, J.D.; Fernández, P. y Pedraza, J. de (1990): Geomorfología. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. San Lorenzo de El Escorial (533)*. ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 71-80.

Batalla, R.J. y Sala, M. (1994): Relación entre el caudal bankfull y la carga de fondo en un río mediterráneo semihúmedo de arenas y gravas. En: J. Arnáez, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.), *Geomorfología en España*, tomo I, 433-442, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño.

Bateman, M.D. y Díez, A. (1999): Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena*, 34, 277-291.

Bateman, M.D. y Díez, A. (2001): The timing and relation of aeolian sand deposition in central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 20, 779-782.

Bea, F. (1985): Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito de Ávila (sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superfacies. *R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat., Madrid*, LXXIX, 549-572.

Bea, F. y Moreno-Ventas, I. (1985a): Estudio petrológico de los granitoides del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila; Sistema Central Español). *Stvd. Geol. Salmant.*, XX, 137-174.

Bea, F. y Moreno-Ventas, I. (1985b): Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. *Stvd. Geol. Salmant.*, XX, 175-203.

Bea, F. y Pereira, M.D. (1990): Estudio petrológico del Complejo Anatéctico de Peña Negra (Batolito de Ávila, España Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), 87-103.

Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M.; y Rodríguez Alonso, M.D. (eds.) (1985): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid, 542 págs.

Beckmann, W. (1967): Bodengeographie der oestlichen Sierra de Gredos (Spanien). *Geoderma*, 1 (3-4), 299-314.

Bellido, F.; Capote, R.; Casquet, C.; Fúster, J.M.; Navidad, M.; Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 15-51.

Bellido, F.; Casquet, C.; Huertas, M.J.; Ibarrola, E. y Ruiz, M.T. (1990): Petrología. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. San Lorenzo de El Escorial (533)*. ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 22-61.

Benayas, J.; Pérez Mateos, J.; Riba, O. (1960): Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *An. Edafol. Agrob.*, 19, 635-670.

Benito, G. (Coord.) (1996). *Inundaciones históricas en la Cuenca del Tajo*. Proyecto CICYT CLI95-1748. Recopilación de fichas para la toma de datos, Madrid, junio de 1996, 172 págs., inédito.

Benito, G. (1996). Paleohidrología: nuevas metodologías en la evaluación de riesgos de avenidas y de recursos hídricos en regiones mediterráneas. En: IBERDROLA (Ed.) *Hidrología Mediterránea: Los recursos hídricos en países mediterráneos*. Instituto Tecnológico de Iberdrola, Valencia, págs. 419-438.

Benito, G.; Grodek, T. y Enzel, Y. (1998): The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control-dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrenees, Spain). *Z. Geomorph. N.F.*, 42 (4), 417-437.

Benito, G; Machado, M.J.; Pérez-González, A. (1996b). Climate change and flood sensitivity in Spain. En: J. Branson; A.G. Brown & K.J. Gregory (Eds.). *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*, Geological Society Special Publication, No. 115, pp 85-98.

Benito, G.; Laín-Huertas, L.; Rey, R.; Machado, M.J.; Ojeda, R. & Romanos, M.J. (1996a). *Palaeotagus Database: Regional Palaeoflood Information for evaluating Flood Hazard and Water Resources in Central Spain*. GLOCOPH'96 Abstracts of Conference Papers, Toledo, pp. 31.

Benito, M.I.; Birkenmayer, A. y Checa, M.J. (1994): *Hidrología del río Alberche*. Trabajo de la asignatura Hidrología de superficie, curso 1993-94, 19 págs. (inédito).

Bentabol y Ureta, H. (1900): Las aguas de España y Portugal. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, tomo XXV (V de la 2ª serie).

Bentabol, H. (1906): Estudios hidrogeológicos, Provincia de Madrid, Zona entre Torrelodones, Navas del Rey y Madrid. *Bol. Com. Mapa. Geol. España*, XXVIII, 209-240.

Birot, P. (1937): Sur la Morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental. *Ann. Geogr.*, XLVI (259), 25-42.

Birot, P. (1945): Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra del Guadarrama (traducción de C. Vidal Box). *Estudios Geogr.*, 18 (VI), 155-168.

Birot, P. (1951): Sur le style des deformations du socle dans la Cordillere Centrale Iberique. *C.R. somm. Soc. Geol. France*, 15-16, 274.

Birot, P. y Solé Sabarís, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 87 págs.

Bischoff, L. (1972): Das variszische orogen des kastilischen hauptscheidegebirges (Zentralspanien). *Zentralb. Geol. Palaont.*, 1, 9-10, 404-442.

Blackman, R.B. y Tukey, J.W. (1958). *The Measurement of Power Spectra*, Dover Publications, New York.

Buma, P.G. & Day, J.C. (1977): Channel morphology below reservoir storage projects. *Environmental Conservation*, 4 (4), 279-284.

Borland International, Inc. (1994). *Quattro Pro para Windows*. ver. 5.00.

Botella, F. de (1884): Nota sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XIII (Actas), 79-90.

Bowles, G. (1775): *Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España*. Imprenta de D. Francisco Manuel de Mena, Madrid, 529 págs.

Brice, J.C. (1974). Meander pattern of the White River in Indiana -an analysis. In: Morisawa, M. (Ed.),

Fluvial geomorphology. State University of New York, Binghamton, pp. 178-200.

Brice, J.C. (1964). Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 442-D

Brookes, A. (1987: River channel adjustments downstream from channelization works in England and Wales. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 12, 337-351.

Brookes, A. (1988). *Channelized Rivers. Perspectives for Environmental Management*. Wiley & Sons, Chichester, 326 págs.

Brookes, A. & Gregory, K.J. (1983). An assesment of river channelization in England and Wales. *The Science of the Total Environment*, 27, 97-111

Brosche, K.U. (1971): Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen Hochgebiergen der Iberischen Halbinsel (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Serra da Estrêla, Sierra del Moncayo). *Die Erde*, 102 (1), 34-52.

Brosche, K.U. (1978): Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica (traducción por F. Pujiula). *Estudios Geogr.*, 151 (XXXIX), 131-161.

Brown, C.B. (1943): Discussion of "Sedimentation in reservoirs by J. Witzig". *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 109, 1080-1086.

Brune, G.M. (1953): Trap Efficiency of Reservoirs. *Transactions of American Geophysical Union*, 34 (3), 407-418.

Büdel, J. (1957): Die `Doppelten Einebnungsflächen' in den feuchten Tropen. *Z. Geomorph.*, 1(2), 201-228.

Büdel, J. (1975): Double Surfaces of Leveling in the humid tropics. En: G. Adams (Ed.), *Planation surfaces*, Benchmark Papers in Geology, 22, 361-366, Stroudsburg (Pennsylvania).

Cadavid, S. (1977): Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-VI, 494-496.

Calderón, S. (1884): Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios de España. *Bol. Inst. Libre Enseñ.*, 182, 257-259.

Calderón, S. (1885a): Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España. *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XIII, 50 págs.

Calderón, S. (1885b): Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España. *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XIV, 131-172.

Calvo, J.P.; De Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congr. Grup. Esp. Terc.*, Vic, comunicaciones, 55-58.

Calvo, J.P.: Hoyos, M.; Morales, R. y Ordóñez, S. (1990): Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. *Paleont. Evol.*, mem. esp. nº 2: Iberian Neogene basins, 62-95.

Calvo, J.P.; Alonso, A.M.; García del Cura, M.; Sanz, E.; Hoyos, M.; Ordóñez, S.; Pozo, M. (1989): Sistemas lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. Guía de Campo. *V Reun. Grup. Esp. Terc.*, 16 CP-219, 79

págs.

Calvo, J.P.; Daams, R.; Morales, J.; López-Martínez, N.; Agusti, J.; Anadon, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L.; Civis, J.; Corrochano, A.; Díaz-Milina, M.; Elízaga, E.; Hoyos, M.; Martín-Suárez, E.; Martínez, J.; Moissenet, E.; Muñoz, A.; Pérez-García, A.; Pérez-González, A.; Portero, J.M.; Robles, F.; Santisteban, C.; Torres, t.; Van der Meulen, A.J.; Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), 29-40.

Campos Egea, R.; Gumiel, P. y Pardillo, J. (1995): Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España). *Bol. Geol. Min.*, 106 (6), 503-516.

Cannata, P.G. (1994). *Governo dei bacini idrografici. Strumenti tecnici e pianificatori*. ETASLIBRI, Milano, 197 págs.

Cano, M.; Chapa, T.; Delibes, G.; Moure, J.A.; Querol, M.A. y Santonja, M. (1987): *Gran Historia Universal*, vol.I, Prehistoria, Nájera, Madrid, 588 págs.

Capdevila, R.; Corretgé, G.; Floor, P. (1973): Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XV (3-4), 209-228.

Capel, J. J. (1981). *Los Climas de España*. Col. Ciencias Geográficas. Ed. Oikos-Tau, Barcelona, 429 págs.

Capote, R. (1971): Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, 289 págs.

Capote, R. (1973): Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila. *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV-VI, 426-437.

Capote, R. (1983): La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central. En: J.A. Comba (Coord.), *Libro Jubilar J.M. Ríos: Geología de España*, I, 467-476, IGME, Madrid.

Capote, R. (1991): *Estudio de la fracturación en el Emplazamiento de "El Berrocal"*. Contrato E/30034 del CIEMAT. Informe privado, CIEMAT, ENRESA, Prospección e Ingeniería, 50 págs.

Capote, R. y Fernández Casals, M.J. (1971): Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos-La Cañada. *I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 1, 71-87.

Capote, R. y Fernández Casals, M.J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVI-VI, 581-596.

Capote, R. y Vegas, R. (1968): El Paleozoico de los alrededores de Ávila. *Estudios Geol.*, XXIV, 181-189.

Capote, R.; Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 455-469.

Capote, R.; Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1982): Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat., Madrid*, 76(2), 313-331.

Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7, 20-22.

Capote, R.; González Casado, J.M. y De Vicente, G. (1987): Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 305-314.

Capote, R.; Martín González, F. y Tsige, M. (2000): Tectónica extensional en el Sistema Central: La Zona de Cizalla Dúctil de Santa María de la Alameda (Madrid). *Geogaceta*, 28, 27-29.

Capote, R.; Perejón, A. y Vilas, L. (1981): Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (Provincia de Madrid, Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 625-632.

Capote, R.; Casquet, C.; Fernández-Casals, M.J.; Moreno, F.; Navidad, M.; Peinado, M. y Vegas, R. (1977): The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.*, 33, 343-355.

Capote, R. *et al.* (1984): Investigación sobre Neotectónica en el Centro, Sur y Levante de la Península. *Energía nuclear*, 149-150, 223-230.

Carandell, J. (1914): Las calizas cristalinas del Guadarrama. *Trab. Mus. Nac. Ci. Nat.* (Ser. Geol.), 8, 69 págs.

Carandell, J. (1928): Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama. *Conf. Reseñ. Cient. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, III, 125-131.

Carbó, A. y Capote, R. (1985): Estructura actual de la corteza en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas. *R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat., Madrid*, LXXIX (4), 625-633.

Carrasco, R.M. (1997): *Estudio geomorfológico del Valle del Jerte (Sistema Central español): secuencia de procesos y dinámica morfogenética actual*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 343 págs.

Carrasco, R.M. (1999): *Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje*. Universidad de Extremadura, Cáceres, 246 págs.

Carrasco, R.M. y Pedraza, J. de (1992): Fenómenos gravitacionales en el Valle del Jerte: tipologías y significado morfológico. En: F. López Bermúdez *et al.* (eds.), *Estudios de Geomorfología en España*, II, 435-444, SEG, Murcia.

Carrasco, R.M. y Pedraza, J. de (1995): Morfología glaciar de las cimas en la sierra de Gredos: monteras de hielo. En: T. Aleixandre y A. Pérez-González (eds.), *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*, Monografías 3, 227-238, Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC).

Casillas, R. (1989): Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español, (Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias): petrología, geoquímica, génesis y evolución. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, Colección Tesis Doctorales 307/89, 316 págs.

Casquet, C. (1973): Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de Baja Presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español). *Tesis de Licenciatura*. Universidad Complutense de Madrid.

Casquet, C. (1975): Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, XXXI, 217-239.

Casquet, C.; Fúster, J.M.; González Casado, J.M.; Peinado, M. y Villaseca, C. (1988): Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. Europ. Scie. Foundations. *Proceed. 5th workshop EGT project*, 65-76.

Castillo, V. (1986): *Estudio Cuantitativo de Paisajes Fluviales*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de

Madrid, E.T.S. de Ingenieros de Montes, Madrid, 2 tomos, 651 págs. (inédito).

Castillo, V.; Díaz, A. y González, S. (1988): Quantitative study of fluvial landscapes. Case study in Madrid, Spain. *Landscape and Urban Planning*, 16, 201-217.

CEDEX (1991). *Ordenación de zonas inundables*. MOPTMA, Madrid, 94 págs. (inédito).

CEDEX (1994): *Aspectos prácticos de la definición de la máxima crecida ordinaria*. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (MOPTMA), inédito, Madrid.

CEDEX (1994). *Caracterización Geomorfológica de la Cuenca Alta del Río Palancia. Utilización de la Teledetección y de los Sistemas de Información Geográfica*. Informe Parcial nº3 del Proyecto I+D "Modelos Hidrológicos de Previsión de Avenidas: Aplicación en Cuencas Experimentales". Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX), inédito.

CEDEX (1996). *Curso sobre métodos para el cálculo hidrológico de crecidas*. CEDEX, UPV Y TA&MU, Madrid, pag. var.

CEH (1965). *Datos físicos de las corrientes clasificadas por el CEH.* Ediciones del Centro de Estudios Hidrográficos, MOP, Madrid, 187 págs.+ planos.

CEH (1966). *Clasificación Decimal de los Ríos*. Ediciones del Centro de Estudios Hidrográficos, MOP, Madrid, 141 págs.

CEH (1991). *Hoja de cálculo THIESSEN.* Hoja para Lotus 123 configurada para el cálculo de la precipitación areal por el métido de Thiessen modificado. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX).

CEH (1991). *LEYES*. Programa informático para la asignación de modelos estadísticos a series de datos. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX), Madrid, inédito.

CEH (1991). *Hoja de cálculo ANECAV*. Hoja para Lotus 123 configurada para el análisis estadístico de caudales de avenida utilizando un modelo LPIII+MOM. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX).

CEH (1992). *Hoja de cálculo I1/ID*. Hoja para Lotus 123 configurada para el cálculo de la intensidad instantánea de la precipitación. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX).

Centeno, J.D. (1983): Síntesis y clasificación geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, 127 págs (inédita).

Centeno, J.D. (1988): Morfología granítica de un sector del Guadarrama Occidental (Sistema Central eapañol). *Tesis Doctoral*, Colección Tesis Doctorales nº 262/88, Universidad Complutense de Madrid, 321 págs.

Centeno, J.D. (1994): Los problemas pendientes en la evolución morfológica del Sistema Central. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 239-247.

Centeno, J.D. y Brell, J.M. (1987): Características de las alteraciones de las Sierras de Guadarrama y Malagón (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 79-87.

Centeno, J.D.; Fernández, P. y Pedraza, J. de (1990a): Geomorfología. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. San Martín de Valdeiglesias (557)*. ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 79-99.

Centeno, J.D.; Fernández, P.; Pedraza, J. y Villasante, R. (1990b): Geomorfología. *Mapa geológico de*

España. Escala 1:50.000. Las Navas del Marqués (532). ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 80-90.

Chang, T.P. (1969). *Statistical analysis of meandering river geometry*. Ph D. Thesis, Purdue University, University Microfilms Ltd., High Wycombe, England.

Chang, T.P. & Toebes, G.H. (1970). A Statistical Comparison of Meander Planforms in the Wabash Basin. *Water Resources Research*, 6 (2), 557-578.

Chorley, R.J. (1962): Geomorphology and General System Theory. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 500-B.

Chorley, R.J. (1972): *Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London, 393 págs.

Chorley, R.J. y Kennedy, B.A. (1971): *Physical Geography*. Prentice-Hall, London, 678 págs.

Chow, V.T.; Maidment, D.R. y Mays, L.W. (1994): *Hidrología aplicada*. McGraw Hill, Colombia, 584 págs.

Churchill, M.A. (1948): Discussion of Analysis and Use of Reservoir Sedimentation Data by L.C. Gottschalk. *Proceedings of Federal Inter-Agency Sedimentation Conference*, Denver, Colorado.

CHT (1988): *Plan Hidrológico. Documentación Básica*. Confederación Hidrográfica del Tajo, 2 tomos, 499 págs, Madrid.

CHT (1992): *Plan Hidrológico. Proyecto de Directrices*. Condederación Hidrográfica del Tajo, 242 págs, Madrid.

CHT (1993-1994): *Aforos: Cuenca del Tajo: anuario 1988-1989*. Publicaciones del CEH, Cuenca nº 3 Tajo, DGOH y CEDEX (MOPTMA), Madrid.

CHT (1999): *Estudios hidrológicos del arroyo Gaznata y sus afluentes*. Lógica e Ingeniería, S.L. Confederación Hidrográfica del Tajo, Madrid, 25 págs.+ anejos+ 5 planos (inédito).

CHT (2000): *Proyecto de canalización del arroyo Gaznata*. Marcor Ebro, S.A., Confederación Hidrográfica del Tajo, Madrid (inédito).

Clark, C.O. (1945). Storage and the unit hydrograph. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 110, 1419-1446.

COPLACO (1980): *Atlas climatológico básico de la subregión de Madrid*. Monografías sobre el Medio Ambiente, 3, Introducción y 181 mapas, MOPU, Madrid.

Corominas, J.; Remondo, J.; Farías, P. *et al.* (1996): Debris flow. In: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott & M. Ibsen (Eds.). *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. IAG Publication No. 5, John Wiley & Sons, Chichester, pp 161-180.

Cortázar, D. de (1878a): Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1877. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, V, 139-144.

Cortázar, D. de (1878b): Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1878. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, V, 321-327.

Costa, J.E. (1984): Physical geomorphology of Debris Flows. In: J.E. Costa & P.J. Fleisher (Eds.), *Developments and Applications of Geomorphology*, 268-317, Springer-Verlag, Berlín.

Costa, J.E. y Wieczorek, G.F. (Eds.)(1987): *Debris Flows/Avalanches: Process, recognition and migration*. The Geological Society of America, vol. 7, Colorado, 239 págs.

CSIC (1968). *Mapa de suelos de España*. Escala 1/1.000.000. Península y Baleares. I.N. de Edafología y Agrobiología. 1 mapa y memoria, 119 págs., Madrid.

Cunge, J.A. (1967): On the Subject of a Flood Propagation Method. *Journal of Hydrological Research*, 7(2), 205-230.

Cunnane, C. (1978). Unbiassed plotting position, a review. *Journal of Hydrology*, 327 (3/4), 205-222.

Cunnane, C. (1987). Review of statistical models for flood frequency estimation. En: V.P. Singh (Ed.). *Regional Flood Frequency Analysis*, 49-95, Reidel Publising Company.

Dalrymple, T. (1960). Flood frequency analysis. *U.S. Geological Survey Water Supply Papers*, 1543-A.

Dantín Cereceda, J. (1912a): Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Nac. Ci. Nat.*, 9 (serie antigua) ó 4 (serie nueva), 275 págs.

Dantín Cereceda, J. (1912b): Nota preliminar sobre las relaciones de la red hidrográfica y del relieve en la Meseta de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12, 524-540.

Dantín Cereceda, J. (1921): Levantamiento reciente de la Meseta Central de la Península . *Tomo Extr. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 173-177.

Dantín Cereceda. J. (1922): *Ensayo acerca de las regiones naturales de España*. J. Cosano Impresor, vol. 1, 386 págs.

Dantín Cereceda, J. (1942): *Regiones naturales de España*, I, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 397 págs.

Daugherty, R.L.; Franzini, J.B. y Finnemore, E.J. (1989): *Fluid mechanics with Engineering Applications*. McGraw Hill, Singapore, 596 págs.

Davis, J.C. (1973). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, New York, 550 págs.

De Vicente, G. (1988): Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Zona Central (Zona de Tamajón). *Tesis Doctoral*. Dpto. de Geodinámica, UCM, 317 págs.

De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (Eds.) (1991): Las deformaciones alpinas del Sistema Central Español. *III Reun. Com. Tect. Soc. Geol. España*, Guadalajara, 140 págs.

De Vicente, G.; Martínez, J.; Capote, R.; Lunar, R. (1986): Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina (Sistema Central). *Estudios Geol.*, 42, 23-31.

De Vicente, G.; González-Casado, J.M.; Muñoz-Martín, A.; Giner, J.L. y Rodríguez-Pascua, M.A. (1993): Evolución alpina del centro peninsular. Evolución Alpina del Sistema Hercínico Peninsular, *Abstracts XV Reun. Xeol. Min. N.O. Peninsular*, 43-49.

De Vicente, G.; González Casado, J.M.; Calvo, J.P.; Muñoz Martín, A.; Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994a): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 175-

190.

De Vicente, G.; González Casado, J.M.; Muñoz, A.; Giner, J. y Rodríguez, M.A. (1996): Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin. En: P. Friend y C. Dabrio (eds.), *Tertiary Basins of Spain*, 263-276 Cambridge Univ. Press, Cambridge.

De Vicente, G.; Herraiz, M.; Giner, J.L.; Lindo, R.; Cabañas, L. y Ramírez, M. (1996): Características de los esfuerzos activos interplaca en la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4), 909-912.

De Vicente, G.; Giner, J.L.; Muñoz-Martín, A.; González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266, 405-424.

DGC (1990). *Instrucción 5.2-IC "Drenaje Superficial"*. Orden 14 de mayo de 1990. Dirección General de Carreteras, Colección Textos de la DGC, 37, 84 págs, Madrid.

DGC (1996). *Mapa para el cálculo de máximas precipitaciones diarias en la España peninsular*, escala 1:1.000.000. Dirección General de Carreteras, S.E. de Infraestructuras y Transportes, Ministerio de Fomento.

DGC (1999). *Máximas lluvias diarias en la España peninsular*. Serie monografías. Dirección General de Carreteras, Ministerio de Fomento, Madrid, 28 págs. + 25 mapas + CD-ROM.

DGPC y DGOH (1985a). *Estudio de Inundaciones Históricas. Mapas de Riesgos Potenciales*. Cuenca del Tajo, Dirección General de Protección Civil y Dirección General de Obras Hidráulicas. 2 vol. pag. var.

DGPC y DGOH (1985b). *Estudio de las Acciones para Prevenir y Reducir los Daños Ocasionados por Inundaciones*. Cuenca del Tajo, Dirección General de Protección Civil y Dirección General de Obras Hidráulicas. 5 vol. pag. var.

Díaz Delgado, C. (1991). *Application de la Fonction Beta et des Polynômes de Jacobi en Hydrologie*. Thèse de Doctorat, Université Laval, Quebec Canadá, 362 p.

Díaz Delgado, C.; Llamas, J.; Lavertu, M.L. y Antigüedad, I. (1995). Application des Polynômes Orhogonaux à l'Analyse des Valeurs Extrêmes. ICASP 7, *Seventh International Conference on Applications of Statitiscs and Probability*, Paris 10-13 July, 1995.

Díez-Balda, M.A.; Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990): Central Iberian Zone (Autochthonous Sequences 2) 2. Structure. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188, Springer Verlag, Berlín Heildelberg.

Díez, A. (1997a). Aplicación de la planificación para prevención de riesgo hidrológico en ámbito municipal. *Diario de Sesiones del Senado*, VI Legislatura, Comisiones, 162, 10-14.

Díez, A. (1997b): El riesgo hidrológico en la planificación municipal. *Jornadas Parlamentarias sobre prevención de riesgos relacionados con el agua*, I.- La planificación frente a los riesgos hidrológicos. Senado, 24 y 25 de noviembre.

Díez, A. y Bateman, M.D. (1998): Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de la Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24, 107-110.

Díez, A. y Laín L. (1997): Aportaciones de los estudios realizados por el ITGE (MIMAM) a la prevención del riesgo de inundaciones en España. *Actas del I^{er} Seminario Iberoamericano sobre Nuevas Tecnologías y*

Gestión de Catástrofes. D.G. de Protección Civil, Madrid.

Díez, A. y Pedraza, J. de (1994): Variaciones actuales en el meandro de El Santo (río Alberche). In: Arnáez-Vadillo, J.; García-Ruiz, J.M.; Gómez-Villar, A. (Eds.), *Geomorfología en España*. Actas de la III Reunión de Geomorfología, Logroño, tomo I, pp. 457-470.

Díez, A. y Pedraza, J. (1997a): Cálculo hidrometeorológico de caudales de avenida para la subcuenca de El Burguillo (río Alberche, Cuenca del Tajo). *Geogaceta*, 21, 93-96.

Díez, A. y Pedraza, J. (1997b): Análisis estadístico de caudales de crecida para la subcuenca de El Burguillo (río Alberche, Cuenca del Tajo). *Geogaceta*, 21, 97-99.

Díez, A. y Sanz, M.A. (1997): Análisis de riesgo de inundaciones en Navaluenga (Ávila): uso combinado de modelos y sistemas de información geográfica. *Actas del I^{er} Seminario Iberoamericano sobre Nuevas Tecnologías y Gestión de Catástrofes*. D.G. de Protección Civil, Madrid, pag. var.

Díez, A. y Sanz, M.A. (1998): Análisis de la inundabilidad de Navaluenga (Ávila, Castilla y León). En: A. Gómez y F. Salvador (Eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, 593-602, SEG y Universitat de Barcelona, Barcelona.

Díez, A.; Pedraza, J. de y Alonso-Azcárate, J. (1996): Evolución cenozoica de la fosa de Garganta del Villar (Sistema Central español). *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 21, 59-77.

Díez-Herrero, A.; Benito, G. & Laín-Huerta, L. (1998): Regional Palaeoflood Databases Applied to Flood Hazards and Palaeoclimate Analysis. In: G. Benito, V.R. Baker & K.J. Gregory (Eds.). *Palaeohydrology and Environmental Change*. Chapter 24, pp. 335-347, John Wiley & Sons Ltd., Chichester (England).

Doblas, M.M. (1990): Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides en un sector del Sistema Central Español (Zona Central de Gredos y áreas adyacentes). *Colección Tesis Doctorales de la Universidad Complutense de Madrid*, 59/90, 465 págs.

Doblas, M. (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191, 325-334.

Doblas, M.; Capote, R. y Casquet, C. (1983): Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Stvd. Geol. Salmant.*, 18, 27-38.

Doblas, M.; Ubanell, A.G. y Villaseca, C. (1988): Deformed porphyry dikes in the Spanish Central System. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43 (2), 517-524.

Doblas, M.; Oyarzun, R.; Sopeña, A.; López Ruiz, J.; Capote, R.; Hernández Enrile, J.L.; Hoyos, M.; Lunar, R. y Sánchez Moya, Y. (1994): Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain. *Geodinamica Acta*, 7 (1). 1-14.

Dorado Valiño, M. (1993): Evolución de la vegetación durante el Holoceno en el Valle de Amblés (Ávila). Estudio palinológico. *Tesis Doctoral*, Universidad de Alcalá, 212 págs.

Durán, J.J.; Martínez, J.; y Peña, J.L. (1989). *Mapas previsores de riesgo de inundación en los núcleos urbanos de Güimar y Playa de las Américas (Tenerife)*. Serie Ingeniería Geoambiental, ITGE, Madrid, 42 págs. + 1 mapa.

Espey, W.H.; Altman, D.G. y Graves, C.B. (1977): Nomographs for ten-minute unit hydrographs for small urban watersheds. *Tech. Memo. No. 32, Urban Water Resources Research Prog., Am.Soc. Civ.*

Eng., New York.

Estrela, T. (1994): Los SIG en Hidrología. En: T. Estrela y L. Quintas (Eds.), *Curso sobre utilización de los Sistemas de Información Geográfica en Hidrología*, CEDEX, MOPTMA, Madrid, pag. var.

Estrela, T. y Quintas, L. (1994). Modelización de flujos en llanuras de inundación. El modelo GISPLANA. En: CEDEX (Ed.), *Curso sobre utilización de los SIG en Hidrología*, Escuela de Formación Técnica, Madrid, pag. var.

Etoh, T.; Muruta, A.; y Nakanishi, M. (1986). SQRT-Exponential Type Distribution of Maximum. *Procceding of International Symposium on Flood Frequency and Risk Analysis*, Lousiana, págs. 253-265.

Ezquerra del Bayo, J. (1837): Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España. *An. Minas*, III, 312-313.

Ferguson, R.I. (1973). Regular Meander Path Models. *Water Resources Research*, 9 (4), 1079-1086.

Ferguson, R.I. (1975). Meander irregularity and wavelength estimation. *Journal of Hydrology*, 26, 315-333.

Ferguson, R.I. (1976). Disturbed periodic model for river meanders. *Earth Surface Processes*, 1, 337-347.

Ferguson, R.I. (1977a). Meander sinuosity and direction variance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 212-214.

Ferguson, R.I. (1977b). Meander Migration: Equilibrium and Change. In: Gregory, K.J. (Ed.). *River Channel Changes*. John Willey & Sons, Chichester (N. Ireland), 448 pp.

Fernández Casals, M.J y Gutiérrez Marco, J.C. (1985): Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. *R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat., Madrid*, LXXIX (4), 487-509.

Fernández, M.P. (1976): Estudio Geomorfológico del Macizo Central de Gredos. *Tesis de Licenciatura*, Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Universidad Complutense, Madrid (inédito), 119 págs.

Fernández, M.P. (1987): Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia). *Tesis Doctoral*, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 336 pp.

Fernández, P.; Centeno, J.D. y Garzón, M.G. (1993): Superficies y depresiones en el Sistema Central Ibérico: arquitectura de las grandes unidades morfoestructurales en el sector de Gredos-Guadarrama. *Cuat. Geomorfol.*, 7, 3-14.

Fernández, P.; Pedraza, J. de; Villasante, R. y Centeno, J.D. (1990): Geomorfología. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. El Espinar (507)*. ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 113-127.

Fernández-García, P.; Mas, R.; Rodas, M.; Luque, F.J. y Garzón, M.G. (1989): Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): evolución y minerales de la arcilla característicos. *Estudios Geol.*, 45, 27-43.

Fernández Navarro, L. (1909): Notas geológicas: 1.Límites entre el terciario y el diluvium al S. de Madrid; 2. Manchones terciarios sobre el diluvium; 3. Inmediaciones de Quijorna. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, IX, 330-336.

Fernández de Villalta Compagni, M.; Díez-Herrero, A.; Benito, G. y Laín-Huerta, L. (1998): Implementation of a regional palaeoflood database: the Palaeotagus Database. *First Meeting of the Study Group on*

Environmental Change and Extreme Hydrological Events, International Geographical Union, Centro de Estudos Geograficos, University of Lisbon, August 28-29.

Ferrer, F.J. (1987). *Modelo HEC-2*. Curso Internacional sobre Hidrología General y Aplicada, CEH (CEDEX), 37 págs. (inédito).

Ferrer, J. (1992). *Análisis estadístico de caudales de avenida*. Monografías M-26. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX, MOPT), Madrid, 42 págs.

Ferrer, F.J. (1993). *Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas*. Monografías M-37. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX, MOPTMA), Madrid, 76 págs.

Ferrer, J. (1996). Métodos de regionalización. En: CEDEX. *Curso sobre métodos para el cálculo hidrológico de crecidas*. CEDEX, UPV Y TA&MU, Madrid, pag. var.

Ferrer, J. y Ardiles, L. (1994). Análisis estadístico de las series anuales de máximas lluvias diarias en España. *Ingeniería Civil*, 95, 87-100.

Ferrer, J. y Mateos, C. (1999): Análisis de máximas lluvias diarias. Un nuevo método regional de estimación de parámetros de la función de distribución SQRT-ET_{max}. *Ingeniería Civil*, 115, 109-118.

Ferrer, J.; Ardiles, L.; Campo, V.J. (1990). *AJUSTES*. Programa informático para realizar ajustes a la función Gumbel o SQRT-ET_{max} de las máximas precipitaciones diarias anuales. Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX), Madrid, inédito.

Ferrer, M.; Rodríguez, J. y Estrela, T. (1995). Generación automática del número de curva con sistemas de información geográfica. *Ingeniería del Agua*, vol. 2 (4), 43-58.

Fischer, Th. (1894): Versuch einer wissenschaftchen Orographie der Iberischen Halbinsel. *Dr. A. Pettermanns Mitteil*, 40.

FREND (1989). *Flow Regimes from Experimental and Network data*. Vol. I, Hidrological Studies. Ed. Institute of Hydrology, Wallingford, 344 págs.

Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (eds.) (1996): *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology, 6. Cambridge University Press, Cambridge, 400 págs.

Fúster, J.M. y Mora, A. (1970): El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, XXVI, 317-321.

Fúster, J.M. y Pedro, F. de (1954): Estudio geológico del Macizo Metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 36, 49-77.

Fúster, J.M. y Pedro, F. de (1954): Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 35, 45-70.

Fúster, J.M. y Villaseca, C. (1987): El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. En: Bea *et al.* (eds.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, 27-36, Rueda, Madrid.

Fúster, J.M.; Aparicio, A.; Casquet, C.; García Cacho, L.; Mora, A. y Peinado, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, LXXXV-V, 595-600.

Gallardo, J.F. (1982): Índices de alteración geoquímicos-edafogenéticos: su aplicación a suelos de la vertiente norte de la Sierra de Gredos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 341-361.

Gallart, F. (2000): *Informe sobre el proyecto del Plan Hidrológico Nacional*. Inédito, Barcelona, 10 págs.

Gálvez-Cañero, A. y Jordana, L. (1941): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 558. Villaviciosa de Odón.* IGME, 1ª serie, Madrid..

Gálvez-Cañero, A. y Jordana, L. (1950): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 580. Méntrida.* IGME, 1ª serie, Madrid, 53 págs.

Gambino, R.; Cannata, P.G.; Govi, M.; Dutto, F. y Cassibba, L. (Coords.) (1993). *Progetto Territoriale Operativo "Tutela e Valorizzazione delle Risorse Ambientali del Po"*. Regione Piemonte, Torino, 71 págs.

García Arribas, M.P.; Barahona, A. y García, A.G. (1992): *Mapa de vegetación del espacio natural protegido de la Sierra de Gredos*. Monografías de la Red de Espacios Naturales de Castilla y León, Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Valladolid, 47 págs.

García-Bartual, R. (1996). Análisis y modelación temporal de la lluvia. En: CEDEX. *Curso sobre métodos para el cálculo hidrológico de crecidas*. CEDEX, UPV Y TA&MU, Madrid, pag. var.

García Cacho, L. y Aparicio, A. (1987): *Geología del Sistema Central Español*. Consejería de Política Territorial (CAM) y C.S.I.C., 32 págs.+ 2 mapas.

García de Figuerola, L.C. (1956): Nota sobre algunas rocas de la parte oeste del Guadarrama. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 41, 67-97.

García de Figuerola, L.C. (1958): Excursión geológica por el bloque de Piélago (Toledo-Ávila). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 50 (I), 77-93.

García de Figuerola, L.C. (1959): Sobre los diques ácidos del oeste de la Sierra del Guadarrama (España). *Cong. Geol. Intern.*, México, Section XI, A 53-63.

García de Figuerola, L.C. (1960): Los granitos del centro-oeste de España. *XXI Int. Geol. Congr. Report* (Copenhagen), Part 14, 131-137.

García de Figuerola, C. y Marín, C. (1959): Tres granitos diferentes al este de Béjar. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 48, 217-245.

García López-Davadillo, J.C. (1993): Estudio estructural del emplazamiento de granitoides en la Sierra Paramera (Ávila) mediante análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética y de microestructuras. *Tesis de Licenciatura*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 91 págs.+ 2 mapas.

García de Miguel, J.M. (1975): Análisis estructural de las rocas metamórficas que afloran al sudeste de Santa María de la Alameda (Sistema Central español). *II Congr. Iberoamer. Geol. Econ.*, IV, 141-160.

García Quintana, A.; García-Hidalgo, J.F.; Segura, M.; Gil, J.; Carenas, B. y Ruiz, G. (1996): Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, 20 (1), 123-126.

García Quintana, A.; Segura, M.; García-Hidalgo, J.F.; Ruiz, G.; Gil, J.; Carenas, B. (1996): Discontinuidades

estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turoniense medio) en la Cordillera Ibérica y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, 20 (1), 119-122.

García Ruiz, J.M. y Martín, M.C. (1992): *El régimen de los ríos de La Rioja*. Ciencias de la Tierra, 14. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 69 págs.

García-Talegón, J., Molina E. & Vicente, M.A. (1994): Nature and characteristics of 1:1 phyllosilicates from weathered granite, Central Spain. *Clay Miner.*, 29, 727-734.

Gardiner, V. (1974): Drainage Basin Morphometry. *Technical Bulletins of the British Geomorphological Research Group*, 14, 48 págs.

Garzón, M.G. (1972): Estudio morfoestructural de la Sierra de Gredos en la transversal Ávila-Sierra de San Vicente. *Tesis de Licenciatura*, Universidad Complutense de Madrid, 84 págs, Madrid.

Garzón, M.G. (1977): Estudio preliminar de la morfología de la zona comprendida entre Talavera de la Reina y Arenas de San Pedro (Borde meridional de la Sierra de Gredos). Actas II Reunión Nac. Grupo de Trabajo del Cuaternario. *Trab. Neog. Cuat.*, 6, 85-91.

Garzón, M.G. (1980): Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. *Tesis Doctoral*, Facultad de CC. Geológicas, U. Complutense de Madrid, 425 p. (inédito).

Garzón, M.G. (1985): Las avenidas como fenómeno geológico. En: Ayala, F.J. (Coord.), *Geología y Prevención de daños por inundaciones*, 5-53, IGME, Madrid.

Garzón, M.G. y Alonso, A. (1995): Variabilidad holocena e histórica de un río meandriforme de gravas (río Jarama, Madrid). En: T. Aleixandre y A. Pérez-González (eds.), *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*, CSIC, Centro de Ciencias Medioambientales, Monografías 3, 79-92.

Garzón, M.G. y Alonso, A. (1996): El río Guadarrama, morfología y sedimentación actual en un cauce arenoso de tipo braided. *Cuad. Geol. Ibérica*, 21, 369-393.

Garzón, M.G.; Fernández, P. y Centeno, J.D. (1991): La morfogénesis en el Sistema Central Ibérico. En: M.G. Garzón, J.D. Centeno y E. Acaso (eds.), *Problemas geomorfológicos del Centro y Noroeste de la Península Ibérica*, Ed. Universidad Complutense, Madrid, 61-72.

Garzón Heydt, M.G.; González Lodeiro, F. y Vegas, R. (1976): Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central español. *Stvd. Geol. Salmant.*, X, 7-16.

Garzón, G.; Martínez, J. y Alonso, A. (1992): Los cambios antrópicos en la dinámica del río Jarama (Madrid) como modificadores del riesgo de inundaciones. *III Congreso Geológico de España, Simposios tomo 2*, págs. 628-638, Salamanca.

Garzón, M.G.; Pedraza, J. de y Ubanell, A.G. (1982): Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). *R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat., Madrid*, 76, 475-496.

Garzón, M.G., Ubanell, A.G. y Rosales, F. (1981): Morfoestructura y sedimentación terciarias en el Valle de Amblés (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 655-665.

Gil, J. y García, A. (1996): El cretácico del borde meridional del Sistema Central: unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geol.*, 52, 37-49.

Giner, J.L. (1996): Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral*, Dpto. de Geodinámica, UCM, Madrid, 268 págs.+ anexos, inédita.

Giner, J.L.; De Vicente, G. y Lindo, R. (1996a): Estado de esfuerzos actuales en el centro peninsular a partir del análisis conjunto de mecanismos focales de terremotos. *Geogaceta*, 20 (4), 996-999.

Giner, J.L.; De Vicente, G.; Pérez González, A.; Sánchez Cabañero, J.G. y Pinilla, L. (1996b): Crisis tectónicas cuaternarias en la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4), 842-845.

Goeury, C.L. y Beaulieu, J.L. (1979): A propos de la concentration du pollen a l'aide de la liqueur de Thoulet dans les sédiments minéraux. *Pollen et Spores*, 23 (1-2), 239-251.

Golden Software, Inc. (1993). *Grapher*. Version 1.09, Colorado, USA.

González y Gutiérrez Palacios, J.C. (1912): Observaciones geológicas sobre la alineación montañosa de Gredos y sobre las rocas graníticas del territorio portugués. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XII, 69-70.

Gray, D.M. (1961): Synthetic unit hydrographs for small watersheds, *J. Hyd. Div., Am. Soc. Civ. Eng.*, 87, HY4, 33-54.

Gregory, K.J. (1976). Drainage basin adjustments and man. *Geographia Polonica*, 34, 155-173.

Gregory, K.J.(Ed.) (1977), *River Channel Changes*, John Willey & Sons, 448 pp., Chichester, N. Ireland.

Guerra, A.M. y Sanz Donaire, J.J. (1987): Consideraciones acerca de la glaciomorfología del Sistema Central Español. *An. Geogr. de la Universidad Complutense*, 7, 113-122.

Gumbel, E.J. (1969). *Statistics of Extremes*. Columbia University Press, 375 págs., New York.

Gupta, V.K.; Waymire, E. y Wang, C.T. (1980): A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resour. Res.*, 16(5), 855-862.

Gupta, V.K.; Rodríguez-Iturbe, I. y Wood, E.F. (1986, Eds.): *Scale problems in Hydrology*, D. Reidel, Dordrecht, Holland.

Gutiérrez Elorza, M. y Rodríguez Vidal, J. (1978): Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, LXXXIX-II, 109-113.

Hales, Z.L.; Shindala, A. & Denson, K.H. (1970): Riverbed degradation prediction. *Water Resources Research*, 6, 549-556.

Hathaway, G.A. (1948): Observations on channel changes degradation and scour below dams. En: *Report of the Second Meeting of the International Association of Hydraulic Research*, 267-307, Sweden.

HEC (1976). *Computer Program HEC-2*. The Hydrologic Engineering Center, Davis (California).

HEC (1981). *HEC-1: Flood Hydrograph Package, User's Manual*. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California.

HEC (1996). *Computer application HEC-RAS for Windows*. The Hydrologic Engineering Center, Davis (California).

Heim, J. (1967): *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*. Thèse. Louvain.

Heim, R.C. (1952): Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. *Min. Geol. Inst. Rikks., Univ. Utrech*, Holland, 66 págs.

Heras, R. (1983). *Recursos Hidráulicos. Síntesis, Metodología y Normas*. Cooperativa de Publicaciones del Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, 361 págs., Madrid.

Hernan, P. *et al.* (1996): Proyecto Berrocal. *Geogaceta*, 20 (7), 1615-1641.

Hernández Fernández, M.E. (1974): Estudio magnético del basamento en el extremo occidental de la depresión tectónica del Tajo (Talavera de la Reina-Torrijos). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 72, 99-108.

Hernández Pacheco, E. (1912): Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Nac. Ci. Nat.*, 1, 11 págs.

Hernández Pacheco, E. (1914): Régimen geográfico y climatológico de la Meseta Castellana durante el Mioceno. *R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat.*, julio-agosto-septiembre, 1-11.

Hernández Pacheco, E. (1923): Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Congr. Asoc. Esp. Prog. Ci.*, Salamanca, 2, 119-134.

Hernández-Pacheco, E. (1928): Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. *Trab. Mus. Nac. Cie. Nat., Serie Geol.*, 36, 149 págs.

Hernández Pacheco, E. (1929): Datos geológicos de la Meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15 (Homenaje a I. Bolívar).

Hernández Pacheco, E. (1932 y 1934a): Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. Ci. Nat.* (Ser. Geol.), 38, 2 vol., 584 págs.

Hernández Pacheco, E. (1934b): *El paisaje en general y las características del paisaje hispano*. R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat., Discurso sesión inaugural curso 1934-1935, Madrid, 64 págs.

Hernández Pacheco, E. (1955-1956): Fisiografía del Solar Hispano. *Mem. R. Acd. Ci. Ex. Fis. Nat.*, XVI, 2 vol., 665 y 793 págs.

Hernández-Pacheco, F. (1925): Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Peñalara*, 12, 212-214.

Hernández-Pacheco, F. (1933): El glaciarismo cuaternario de la Serrota (Ávila). *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 33, 417-420.

Hernández-Pacheco, F. (Dtor.) (1957): Livret-Guide de l'excursion C_1, Gredos. *V Congr. Intern. INQUA*, Madrid-Barcelona, 58 págs.

Hernández-Pacheco, F. (1962): La formación o depósitos de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña. *Estudios Geol.*, XVIII, 75-88.

Hernández-Pacheco, F. y Vidal Box (1934): El glaciarismo cuaternario de La Serrota (Ávila). *Mem. Com. Inv. Geol. Geogr. Prehist.*, 1, 59 págs.

Herrero, M. (1996): *La Sierra de Ávila. Geomorfología del área de contacto del Sistema Central con la Cuenca del Duero entre los ríos Adaja y Tormes*. Institución Gran Duque de Alba, Excma. Diputación Provincial de Ávila, 351 págs.

Herreros, V.M. (1995): El conjunto plutónico tardihercínico de Navaluenga-Navatalgordo (sector oriental de Gredos, Sistema Central Español). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 18-2, 102-103.

Herreros, V.M. (1996a): Geoquímica del conjunto plutónico tardihercínico del sector oriental de Gredos (Sistema Central Español). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 19, 131-145.

Herreros, V.M. (1996b): Plutonismo peralumínico tardihercínico en el sector oriental de Gredos (Sistema Central Español): Caracterización y relación con etapas previas. *Geogaceta*, 19, 47-50.

Herreros, V.M. (1996c): Análisis multivariante de datos químicos en Granitoides Tardihercínicos. *Geogaceta*, 20 (3), 597-600.

Herrgen, C. (1779): Materiales para la geografía mineralógica de España y de sus posesiones de América. *An. Hist. Nat.*, I, 5-16 y 246-256.

Hickin, E.J. (1977). The Analysis of River-Planform Response to Changes in Discharge. In: Gregory, K.J. (Ed.). *River Channel Changes*. John Willey & Sons, Chichester (N. Ireland), 448 pp.

Hjulström, F. (1935): Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 25.

Hoggan, D.H. (1989). *Computer-assisted Floodplain Hydrology and Hydraulics*. McGraw-Hill, N. York, 518 págs.

Holtan, H.N. y López, N.C. (1971). USDAHL-70 Model of Watershed Hydrology. *USDA Agriculture Research Service Technical Bulletin*, 145.

Hooke, J.M. (1977). The Distribution and Nature of Changes in River Channel Patterns: The Example of Devon. In: Gregory, K.J. (Ed.). *River Channel Changes*. John Willey & Sons, Chichester (N. Ireland), 448 pp.

Hooke, J.M. (1984). Changes in river meanders: a review of techniques an results of analysis. *Progress in Physical Geography*, 8, 473-508.

Hooke, J.M. & Redmond, C.E. (1989). Use of Cartographic Sources for Analysing River Channel Change. In: G.E. Petts, H. Möller & A.L. Roux (Eds.), *Historical Change of Large Alluvial Rivers. Western Europe*. 79-93, John Wiley and Sons, Chichester.

Hooke, R.L.B. (1987). Mass Movement in Semi-Arid Environments and the Morphology of Alluvial Fans. In: M.G. Anderson & K.S. Richards (Eds.). *Slope stability*, 505-529, Wiley, Chichester.

Horton, R.E. (1940). An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 5, 399-417.

Howard, A.D. y Hemberger, A.T. (1991). Multivariate characterization of meandering, *Geomorphology*, 4, 161-186.

Hutchinson, J.N. (1988). Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: C. Bonnard (Ed.). *Landslides*. Proc. 5th. Int. Symp. on Landslides, vol. 1, 3-35, A.A.

Balkema, Rotterdam.

Huertas, M.J.(1986): Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 10, 245-260.

Huertas, M.J. (1990): Las asociaciones filonianas tardihercínicas en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral*, UCM, 336 págs.

Huertas, M.J. y Villaseca, C. (1994): Petrología y geoquímica del plutón aplopegmatítico de Peña de Madrid (Sierra de Guadarrama, S.C.E.). *Geogaceta*, 15, 157-160.

Huggins, A.F. & Griek, M.R. (1974). River regulation and peak discharge. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, *Journal of the Hydraulics Division* HY7, 901-18

Ibarra, M.I. (1988): Estudio de los procesos de migmatización en la formación Almohalla (Piedrahita-Sierra de Gredos). *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Salamanca.

IGME (1981a): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Bohoyo (577)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 34 págs.

IGME (1981b): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Arenas de San Pedro (578)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 32 págs.

IGN (1983). *Mapa provincial 1:200.000, Ávila*, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, segunda edición.

INM (1997): *Bol. Meteorol.*, 352.

INM (1998). *Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus períodos de retorno en España. Un estudio por regiones*. Volumen 0, Introducción y Metodología. Serie monografías. Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 18 págs.

Innes, J. (1985): Lichenometric dating of debris flow deposits on alpine colluvial fans in southwest Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 519-524.

ITC (1994). Ilwis program, ver. 1.41.

ITC (1993) *Integrated Land and Watershed Management System: ILWIS*. User's manual ver. 1.4.

ITGE (1990a): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. El Espinar (507)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 152 pags.

ITGE (1990b): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Cercedilla (508)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 104 págs.

ITGE (1990c): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Las Navas del Marqués (532)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 108 págs.

ITGE (1990d): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. San Lorenzo de El Escorial (533)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 98 págs.

ITGE (1990e): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. San Martín de Valdeiglesias (557)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 118 págs.

ITGE (1990f): *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Majadahonda (558)*. Segunda serie, primera edición, Madrid, 68 págs.

Jackson, L.E.; Kostaschuk, R.A. & MacDonald, G.M. (1987): Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.*, VII, 115-124.

Jain, S.K., Naegamrala, J.P. and Sahasrabudhe, S.R. (1973): Impact of Damodani Valley Reservoirs on the environmental status of the region. *Eleventh International Congress of Large Dams*, Madrid, Spain, June, 783-803.

Jefatura del Estado (1998): Ley 6/1998, de 13 de abril, sobre régimen del suelo y valoraciones. *B.O.E.*, 89, 12296-12304.

Joglekar, D.V. & Wadekar G.T. (1951): Effects of weirs and dams on the regime of rivers. *International Association of Hydraulic Research, 4th Meeting, Bombay Symposium*, 349-353.

Johnson, A.M. & Rodine, J.R. (1984). Debris flows. In: D. Brunsden & D.B. Prior (Eds.). *Slope Instability*, 257-361.

Joly, M. (1970): *Legende pour la carte géomorphologique de la France au 1:50.000*, RCP 77, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 78 págs.

Jones, B.F. y Galán, E. (1988): Sepiolite and palygorskite. *Rev. Mineral.*, 19, 631-674.

Julivert, M.; Fonboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. E 1:1.000.000, Memoria explicativa, IGME, Madrid, 113 págs.

Junco, F. (1983): Cuenca occidental del Tajo. En: J.A. Comba (Coord.), *Libro Jubilar, J.M. Ríos, Geología de España*, tomo II, 553-558, IGME, Madrid.

Junco, F. y Calvo, J.P. (1983): El terciario de la Cuenca de Madrid. En: J.A. Comba (Coord.), *Libro Jubilar, J.M. Ríos, Geología de España*, tomo II, 534-543, IGME, Madrid.

Junta de Castilla y León (1987). *Mapa de Suelos de Castilla y León*. Mapa y memoria, 98 págs.

Kellerhals, R. & Gill, D. (1973). Observations and potential downstream effects of large storage projects in Northern Canada. In: *Trasactions of the Eleventh International Congress of Large Dams, Madrid, Spain*. Vol. 1, 731-754, International Commission on Large Dams, Paris.

Kindelán, J.A. y Hernández-Pacheco, F. (1952): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 602. Navamorcuende*. IGME, 1ª serie, Madrid.

Kondolf, G.M. (1997). Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental Management*, 21 (4), 533-551.

Kondolf, G.M. y Swanson, M.L. (1993). Channel adjustments to reservoir construction and instream gravel mining, Stony Creek, California. *Environmental Geology and Water Science*, 21, 256-269.

Köppen, W. (1918, ref. 1923): *Die Klimate der Erde: Grundiss der Klimakunde*. Walther de Gruyter Co. Berlin.

Kubler, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout á fait supérieures du métamorphisme. *Étages*

Techtoniques. Coll. Neuchâtel, 105-122.

Lallena, P.P.; Sanz, H.G.; Pérez del Villar, L. y Quejido, A.J. (1991): Datación absoluta de los granitoides de la Sierra de Gredos, por el método de Rb-Sr. *Abstracts X Reun. Soc. Esp. Mineral.*, 144-145.

Lane, E.W. (1955): The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng*., 81, 1-17.

Langbein W.B. & Leopold, L.B. (1966). River Meanders-Theory of Minimum Variance. *Geological Survey Professional Paper*, 422-H, 15 pp.

Lautensach, H. y Mayer, E. (1961): Iberische Meseta und Iberische Masse. *Z. Geomorph.*, 5, 161-180.

Lauterbach, D. & Leder, A. (1969). The influence of reservoir storage on statistical peak flows. *Floods and their computation* 2, International Association of Scientific Hydrology, 281.

Lázaro, I. y Asensio, I. (1977): Estudio geomorfológico de la zona de Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, XXXIII, 409-417.

Leopold, L.B. & Langbein, W.B. (1966). River Meanders. *Scientific American*, 214 (6), 60-70.

Leopold, L.B.; Wolman, M.G. y Miller, J.P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*. V.H. Freeman, San Francisco, 522 págs.

Lewin, J. (1977). Historical River Channel Changes. In: Gregory, K.J. (Ed.). *River Channel Changes*. John Willey & Sons, Chichester (N. Ireland), 448 pp.

Lewin, J. (1987). Historical River Channel Changes. In: Gregory, K.J.; Lewin, J. y Thornes, J.B., *Palaeohydrology in Practice*, John Willey & Sons Ltd., pp. 161-175.

Lewin, J. (1989): Floods in Fluvial Geomorphology. En: K. Beven y P. Carling (Eds.), *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, 265-284, John Wiley & Sons, Chichester.

Linsley, R.K.; Kohler, M.A. y Paulhus, J.L.H. (1982). *Hydrology for Engineer*. MacGraw-Hill, New York, 3rd ed.

Llamas, J. (1986). *Análisis Matemático en Hidrología*. Cuadernos de Apoyo a la Docencia. Ed. Universidad Autónoma de Querétaro, México.

Llanos, H.; Díaz, C.; Garfias, J.; Antigüedad, I.; y Llamas J. (1995). Contribución al estudio de las precipitaciones máximas en la provincia de Álava (País Vasco). Análisis de diferentes funciones de distribución. *Ingeniería Civil*, 98, 120-128.

López García, P. (1984): Aplicaciones de la Palinología a la Prehistoria: métodos utilizados y resultados. *Actas Primeras Jornadas de Metodología de Investigación Prehistórica*, 309-317, Soria, 1981.

López-Sáez, J.A., López García, P. y Macías Rosado, R. (1991): Análisis Polínico del yacimiento arqueológico de El Raso de Candeleda (Avila). *Actas Gredos*, 11, 39-44.

López Vera, F. y Pedraza, J. (1976): Síntesis geomorfológica de la Cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. *Estudios Geol*., 32, 499-508.

Lotze, F. (1945): Zur Gleiderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Goetekt. Forsch.*, 6, 78-92, Berlin.

Luceño, M. y Vargas, P. (1991): *Guía botánica del Sistema Central español*. Pirámide, Madrid, 354 págs.

Luján, F. de (1852a): *Memoria de los trabajos verificados en el año 1850 de la Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino*. Madrid.

Luján, F. de (1852b): *Memoria de los trabajos verificados en el año 1851 de la Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino*. Madrid.

Luján, F. de (1853): *Memoria de los trabajos verificados en el año 1852 de la Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino*. Madrid.

Macpherson, J. (1879): Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 8, 5-26.

Macpherson, J. (1880): Predominio de la estructura uniclinal en la Península Ibérica. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, IX, 5-26.

Macpherson, J. (1901): Ensayo de Historia evolutiva de la Península Ibérica. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Serie 2ª, 10, 123-165.

Mallada, L. y Dupuy, E. (1912): Reseña geológica de la provincia de Toledo. *Bol. Inst. Geol. España*, XXXIII, 9-101.

MAPA (1983). *Mapa de cultivos y aprovechamientos de la provincia de Ávila*. Escala 1:200.000. Mapa y memoria (126 págs.). Dirección General de la Producción Agraria.

Marco, J.B. (1996). El cálculo hidrológico de crecidas. Una perspectiva histórica. En: CEDEX. *Curso sobre métodos para el cálculo hidrológico de crecidas*. CEDEX, UPV Y TA&MU, Madrid, pag. var.

Marín, C. y Campos, R. (1992): *Structural Study of Experimental Station El Berrocal (Toledo-Spain)*. CIEMAT. División Técnicas Geológicas; CEC Contract FI2W-0080, 3rd Six-Monthly Progress Report, EB-CIEMAT(92)46-II.

Marín, C.; Campos, R.; Pérez del Villar, L. y Pardillo, J. (1996): Geology of El Berrocal Site, Spain. Topical Report 1, *El Berrocal Project*, Volume I (Geological Studies), 11-299, Enresa, Madrid.

Martín Cardoso, G. (1918): Bosquejo geográfico-geológico de la Sierra de San Vicente (Toledo). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVIII, 516-523.

Martín Donaire, F. (1878): Trabajos geológicos ejecutados durante el año de 1877 en la provincia de Ávila. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, V, 195-200.

Martín Donayre, F. (1879): Descripción física y geológica de la provincia de Ávila. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, VII, 297 págs.

Martín Duque. J.F. (1997): *La Geomorfología en los estudios del medio físico y planificación territorial*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas (UCM).

Martín Escorza, C. (1974): Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 72, 141-160.

Martín Escorza, C. (1976): Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geol.*, 32, 509-522.

Martín Escorza, C. (1977): Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central). *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII, 471-493.

Martín Escorza, C, (1979): Discordancia angular intramiocena: "Fase Complutense" (Graben de Madrid). *Tecniterrae*, 27, 12-17.

Martín Escorza, C. (1981): Un proceso de milonitización con extensión cortical en el macizo metamórfico de El Escorial (Cordillera Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 577-590.

Martín Escorza, C. (1987a): Estructuras rómbicas en la morfoestructura de Gredos. *Cuater. Geomorfol.*, 1, 157-162.

Martín Escorza, C. (1987b): Estructura del río Guadarrama. Implicaciones neotectónicas. *Actas VII Bienal R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 419-425.

Martín Escorza, C. (1990): Distensión-compresión en la cuenca de Campo Arañuelo. Implicación cortical. *Geogaceta*, 8, 39-42.

Martín Escorza, C. y Hernández-Enrile, J.L. (1972): Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 70, 171-190.

Martín Escorza, C.; Carbó, A.; Ubanell, A.G. (1973): Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N. de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 71, 167-182.

Martín, C.; Paricio, J. y Alcalá, B. (1992): Análisis morfoestructural de la red de drenaje del río Alberche (Meseta Ibérica). En A. Alemany (Ed.), *Historia Natural '91*, 463-471.

Martín-Loeches, M.; Sastre, A.; Almeida, C y Vicente, R. (1996): Modelos termodinámicos y de balance y transferencia de masas entre las aguas subterráneas y las rocas graníticas del Sistema Central (Cuenca del Alberche). *Geogaceta*, 20(6), 1298-1301.

Martín Serrano, A. (1991): El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. En: J.A. Blanco; E. Molina y A. Martín-Serrano (Coord.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular*, Monografía SEG nº 6, SEG e ITGE.

Martín-Serrano, A. (1991b): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), 337-351.

Martínez Castroviejo, R.; Inbar, M.; Gomez-Villar, A. y García-Ruiz, J.M. (1990). Cambios en el cauce aguas abajo de una presa de retención de sedimentos. In: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Eds.), *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, I.E. Turolenses, tomo II, 457-468, Teruel.

Martínez Kleiser, L. (1953): *Refranero General Idiológico Español*. Edición 2ª facsímil (1995), Ed. Hernando, 783 págs, Madrid.

Martínez de Pisón, E. (Dtor.) (1977): *Los paisajes naturales de Segovia, Ávila, Toledo y Cáceres*. Instituto de Estudios de Administración Local, Madrid, 251 págs.

Martínez de Pisón, E. y López, J. (1986): Las fluctuaciones glaciares Pleistocenas en Guadarrama y Gredos.

Simposio sobre Fluctuaciones Climáticas durante el Cuaternario en las regiones del Mediterráneo Occidental, U.A.M., Madrid.

Martínez de Pisón, E. y Muñoz, J. (1972): Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos. *Estudios Geogr.*, XXXIII, 129, 597-690.

Martínez, A. y Navarro, J. (1996). *Hidrología forestal: el ciclo hidrológico*. Serie Manuales y Textos Universitarios, Ciencias, nº 18, Secretariado de Publicaciones, Universidad de Valladolid, Valladolid, 286 págs.

Martínez, M.J.; García, M.T. y Molina, E. (1995): Relationships between Geomorphology and Palaeoweatherings on the hercynian basement in central Spain. A mineralogical and geochemical approach. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), 127-136.

McCuen, R.H. (1982). *A guide to Hydrological Analysis Using SCS methods*. Soil Conservation Service. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Yersey, USA.

Mckee, E.D. *et al.* (1967): Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sediment. Petrol.*, 37, 829-851.

Medjdahl, V. (1986): Thermoluminescence dating of sediments. *Radiation Protection Dosimetry*, 17 (1-4), 219-227.

Megías, A.G.; Ordóñez, S. y Calvo, J.P. (1983): Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1, 163-191.

Menéndez, M. (1997): Floodaware: proyecto europeo sobre el pronóstico y la prevención del riesgo de inundaciones. *Actas del I^{er} Seminario Iberoamericano sobre Nuevas Tecnologías y Gestión de Catástrofes*. D.G. de Protección Civil, Madrid.

Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: A method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22, 261-308.

Millot, G. (1970): *Geology of clays: weathering, sedimentology, geochemistry*. Springer-Verlag, 430 págs., New York.

MIMAM (1997). *Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo*. Confederación Hidrográfica del Tajo, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, Ministerio de Medio Ambiente, Normas, Abril 1997 (inédito).

M.J.I. (1995). Resolución de 31 de enero, Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones. *B.O.E.*, 38 (14 febrero), 4846-4858.

Molina, E. (1991): Paleoalteraciones y evolución del relieve: el caso del zócalo hercínico ibérico. En: J.A. Blanco; E. Molina y A. Martín-Serrano (Coord.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular*, Monografía SEG nº 6, SEG e ITGE.

Molina, E. y Pellitero, E. (1982): Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila. Hipótesis sobre su génesis. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 80, 49-56.

Molina, E.; Blanco, J.A.; Pellitero, E.; Cantano, M. y Jordá, J. (1985): Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Stvd. Geol. Salmant.*, XX, 115-126.

Molina, E.; Moreno-Ventas, I. y López Plaza, M. (1988): Proposición de un modelo genético sobre ciertos montes isla graníticos cupuliformes ("Bornhardt Inselbergs") del Sistema Central Español. En: F. Bea (Coord.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, 479-488, Rueda, Madrid.

Moore, C.M. (1969). Effects of small structures on peak flow. In: Moore, C.M. & Morgan, C.W. (Eds.), *Effects of watershed changes on streamflow*, Austin: University of Texas Press, 101-17.

Moore, P. y Webb, J.A. (1978): *An illustrated guide to Pollen Analysis*, Hodder & Stroughton, London.

MOPT (1992). Real Decreto-Legislativo 1/1992 de 26 de Junio, Texto Refundido de la Ley sobre el Régimen del Suelo y Ordenación Urbana. *B.O.E.*, 1513 (30 de junio).

MOPTMA (1992). *Atlas Nacional de España, Edafología*. Sección II, Grupo 7, IGN, Madrid.

MOPU (1965). *Instrucción de Carreteras. Drenaje. Norma 5.1.-I.C.*, Dirección General de Carreteras.

MOPU (1985a). Ley 29/1985, de 2 de agosto, Ley de Aguas. *B.O.E.*, 189 (8 agosto), 25123-25135.

MOPU (1985b). *El libro del agua. Guía de la Ley de Aguas*. Secretaría General Técnica del MOPU, Madrid, 64 págs.

MOPU (1986). Real Decreto 849/1986, de 11 de abril del Reglamento del Dominio Público Hidráulico. *B.O.E.*, 103 (30 de abril).

MOPU (1987). *Determinación y delimitación de zonas inundables del río Tajo en Talavera de la Reina (Toledo)*. Dirección General de Obras Hidráulicas. Comisaría de Aguas. PYCSA (Proyecto y Control, S.A.), 5 tomos, inédito.

MOPU (1990). *Instrucción 5.2-I.C., Drenaje superficial*. Dirección General de Carreteras. Colección Textos de la DGC, 37, 84 págs, Madrid.

MOPU (1985). Ley 29/1985, de 2 de agosto, Ley de Aguas. *B.O.E.*, 189 (8 agosto), 25123-25135.

Moreno-Ventas, I. (1984): Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Salmanca.

Moreno-Ventas, I. (1991): Petrología de los granitoides y rocas básicas asociadas de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral*, Universidad de Sevilla, 223 págs.

Moya, M.E.; Garzón, G. y Ortega, J.A. (1998): Depósitos de la avenida del arroyo Rivillas, Badajoz noviembre de 1997. En: A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (Eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, 229-236, Barcelona.

Mulvany (1850). On the use of self-registering rain and flood gauges. *Procedings of the Institution of Civil Engineers*, 4(2), 1-8.

Muñoz del Castillo, J. (1908): Sobre la radioactividad del agua de un manantial de Valdemorillo. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, VI.

Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1998): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la península Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2), 57-70.

Muñoz, J.; Palacios, D.; De Marcos, J. (1995): The influence of the geomorphologic heritage on present slope dynamics. The Gredos cirque, Spain. *Pirineos*, 145-146, 35-63.

Navidad, M. y Peinado, M. (1977): Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central español). *Stvd. Geol.*, XII, 137-159.

NERC (1975). *Flood studies report*, v.1-5, 1100 págs., Hydrologic Studies, Whitefriars LTD, London.

Nodal, M.T. y Águeda, J.A. (1976): Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, XXXII, 115-120.

Nuez, J. de la; Ubanell, A.G. y Villaseca, C. (1982): Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de La Paramera de Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 53-74.

NWS (1961): Rainfall Frequency Atlas of the United States, 30-Minute to 24-Hour Durations, 1-to 100- Year Return Periods, *Technical Paper*, 40, National Weather Service.

Olmo, A. del y Martínez-Salanova, J. (1989): El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo. *Stvd. Geol. Salmant.*, Vol. Esp. 5, 55-69.

ONU (1983). *Principios para la Gestión de las Llanuras de Inundación*. Bangkok, Octubre 1983.

Osete, M.L.; Vegas, R.; Chávez, R. y Hernández, M.C. (1994): Caracterización de la signatura magnética del dique de Plasencia mediante la técnica de iluminación artificial del vuelo aeromagnético de la España peninsular. *Geogaceta*, 16, 55-57.

Osterkamp, W.R. and Hupp, C.R. (1987): Dating and interpretation of debris flows by geologic and botanical methods at Whitney Creek Gorge, Mount Shasta, California. *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.*, VII, 157-163.

Parga, J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Lage*, 37, 15 págs.

Patton, P.C. (1988): Drainage Basin Morphometry and Floods. En: V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton (Eds.), *Flood Geomorphology*, Chapter 3, 51-64, John Wiley and Sons, Chichester, UK.

Patton, P.C. y Baker, V.R. (1976): Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water Resour. Res.*, 12, 941-952.

Pedraza, J. de (1971): Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena de San Vicente-Peña de Cenicientos. *Tesis de Licenciatura*. Facultad de Ciencias. Universidad Complutense de Madrid, 87 págs.

Pedraza, J. de (1973): Estudio Geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos. *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV-I, 1-14.

Pedraza, J. de (1975): Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *II Reun. Nac. Grupo Trab. Cuat.*, Jaca.

Pedraza, J. de (1976): Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (sistema central español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVII-I, 1-12.

Pedraza, J. de (1978): Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama

(Sistema Central español). *Tesis Doctoral*, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 600 págs. (inédita).

Pedraza, J. de (1981): El borde meridional de la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): evolución morfotectónica reciente. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 667-681.

Pedraza, J. de (1984): Domos graníticos de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español). *Actas I Congr. Esp. Geol.*, Segovia, tomo I, 535-552.

Pedraza, J. de (1989a): La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 13, 31-46.

Pedraza, J. de (1989b): Sistema Central. En: V. Bieza de Ory (Coord.), *Territorio y Sociedad en España*, I Geografía Física, Ed. Taurus, Madrid, 52-69.

Pedraza, J. de (1989c): El Sistema Central. En: ITGE (ed.), *Mapa del Cuaternario en España, E 1:1.000.000*, 163-173, Madrid.

Pedraza, J. de (1994): Periglaciarismo del Sistema Central español. En: A. Gómez Ortiz, M. Simón y F. Salvador (eds.), *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Estudios significativos*, Monografías de la S.E.G., 7, 147-164, Universidad de Granada, Granada.

Pedraza, J. de (1994b): Sistema Central. En: M. Gutiérrez Elorza (Coord.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 63-100.

Pedraza, J. de (1994c): Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones Morfotectónicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 91-118.

Pedraza, J. de y Díez, A. (1996). Procesos fluviales. En: J. de Pedraza *et al.*, *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Ed. Rueda, Madrid, págs. 199-258.

Pedraza, J. de y Fernández, P. (1981a): Cuaternario. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Bohoyo (577)*. IGME, Segunda serie, primera edición, Madrid, 5-18.

Pedraza, J. de y Fernández, P. (1981b): Cuaternario. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Arenas de San Pedro (578)*. IGME, Segunda serie, primera edición, Madrid, 7-18.

Pedraza, J. de y López, J. (1980): *Gredos, geología y glaciarismo*. Trazo, Zaragoza, 31 págs.

Pedraza, J. de y Sanz, M.A. (1989): Algunos procesos climáticos de tipo semiárido observados en las rampas meridionales de las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). En: MOPU (ed.), *Degradación de zonas áridas en el entorno mediterráneo*, Monografías de la Dirección General de Medio Ambiente, 55-62.

Pedraza, J. de; Carrasco, R.M. y Díez, A. (1996a): Morfoestructura y modelado en el Sistema Central español. En: M. Segura, I. Bustamante y T. Bardaji (eds.), *Itinerarios Geológicos desde Alcalá de Henares*, 55-80, IV Congreso Geológico de España, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares (Madrid).

Pedraza, J. de; Villasante, R.; Centeno, J.D. y Fernández, P. (1990): Geomorfología, *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Cercedilla (508)*. ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 74-89.

Pedraza, J. de; Carrasco, R.M.; Díez, A.; Martín, J.F.; Martín, A. y Sanz, M.A. (1996b): *Geomorfología.*

Principios, Métodos y Aplicaciones. Editorial Rueda, Madrid, 414 págs.

Pedro, F. de y Sánchez-Vega, I. (1957): Relación entre la hidrografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama (España Central). *Asscoc. Portuguesa para o Progreso das Ciencias, Congres. Luso-Espanhol 1956*, 1-14, Coimbra.

Peinado, M. (1970): Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español). *Estudios Geol.*, XXVI, 323-326.

Peinado, M. (1973): Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 199 págs.

Peinado, M. y Álvaro,M. (1981): Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 201-216.

Peltier, L. (1950): The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Assoc. Am. Geogr. Ann.*, 40, 14-236.

Penck, A. (1894): Studien über das Klima Sapaniens während der jüngeren Teriärperiode und der Diluvialperiode. *Z. Ges. Erdkd.*, XXXIX, 134 págs.

Penck, A. (1919): Die Gipfelflur der Alpen. *Sitzber. Preuss. Akad. Wiss.*, 17, 256-258.

Penck, W. (1924): Die Morphologische Analyse. *Geogr. Abh.*, 2, 283 págs..

Penck, W. (1953): *Morphological Analysis of Landforms. Contribution to Physical Geology*. MacMillan and Co., 430 págs.

Penck, W. (1972): *Morphological Analysis of Land Forms; a contribution to physical geology*. Hafner, 2ª ed., N. York, 429 págs.

Peña, A. de la (1876): Reseña geológica de la provincia de Toledo. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, 329-331.

Peña, J.L.; Pellicer, F.; Chueca, J. y Julián, A. (1997): Leyendas para mapas geomorfológicos a escalas 1:100.000/1:200.000 y 1:25.000/1:50.000. En: J.L. Peña (Ed.), *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*, 127-143, Geoforma, Logroño.

Pereira, M.D. (1989): Migmatización diatexítica y la Génesis de las Granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de Peña Negra (Batolito de Ávila). *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Salamanca (inédita).

Pérez del Campo, P.; Carenas, B.; Segura, M. y García, A. (1986): Directrices tectónicas durante la sedimentación del Cretácico medio en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 381-387.

Pérez González, A. (1971): Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río del Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geol.*, 37, 317-324.

Pérez-González, A. (1990): Cuaternario y Geomorfología. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Majadahonda (558)*. ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 53-55.

Pérez-González, A. (1994): Depresión del Tajo. En: M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 389-436.

Pérez González, A. y Asensio Amor, I. (1973): Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares, en la zona de Alcalá-Azuqueca (Nota preliminar). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV-I, 15-22.

Pérez González, A. *et al.* (1982): Quaternary history of major river valleys of the castillian basins (Central Spain). *Abstracts XI INQUA Congr.*, II, 243.

Pérez González, A.; Vilas, L.; Brell, L.M. y Bertolón, M. (1972): Las series continentales al este de la Sierra de Altomira. *I Congr. Hisp. Luso Amer., Geol. Econom.*, T1, Secc.1, 357-376.

Pérez López, R.; Muñoz, A.; Paredes, C.; De Vicente, G. y Elorza, F.J. (2000): Dimensión fractal de la distribución espacial de fracturas en el área granítica de El Berrocal (Sistema Central): relación con el tensor de esfuerzos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4), 487-503.

Pérez Regodón, J. (1970): Guía geológica, hidrogeológica y minera de la provincia de Madrid. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 76, 183 págs.

Pérez del Villar, L. y De la Cruz, B. (1989): Caracterización mineralógica y geoquímica del granito sano y alterado del macizo de «El Berrocal» (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo). *Stvd. Geol. Salmant.*, 26, 47-80.

Pérez del Villar, L.; De la Cruz, B. y Cozar, J.S. (1990): *Estudio mineralógico, petrográfico y geoquímico del granito de El Berrocal (S. Gredos, Provincia de Toledo)*. Informe inédito, CIEMAT, 72 págs.

Pérez del Villar, L.; De la Cruz, B.; Pardillo, J.; Pelayo, M.; Rivas, P. y Astudillo, J. (1993): Sistema granito-mineralización de uranio de El Berrocal como análogo natural de un almacenamiento de residuos radiactivos. *Estudios Geol.*, 49 (3-4), 187-198.

Petts, G.E. (1978): The Adjustment of River Channel Capacity Downstream from Reservoirs in Great Britain. *Unpublished PhD thesis*, University of Southampton, Southampton, 279 págs.

Petts, G.E. (1979), Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3 (3), 329-362.

Petts, G.E. (1984), *Impounded Rivers*, Wiley, 326 pp., Chichester.

Pinilla, L.; Pérez-González, A.; Sopeña, A. y Parés, J.M. (1995): Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). En: T. Aleixandre y A. Pérez-González (Eds.), *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*, Monografía nº3, 125-139, Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), Madrid.

Pol, C.; Sánchez del Corral, A. y Carballeira, J. (1989): Neotectónica en la cuenca del alto Tormes (Sistema Central, Ávila): Influencia en la morfología fluvial. *Geogaceta*, 6, 90-93.

Ponce, V.M. (1989). *Engineering Hydrology. Principles and practices*. Prentice Hall, Englewood Cliffs (New Yersey), 640 págs.

Portero, J.M. y Aznar, J.M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Esp. Geol.*, 3, 253-263.

Portero, J.M. y Díaz Molina, M. (1990): Paleógeno y Mioceno Inferior; Mioceno. *Mapa geológico de España.*

Escala 1:50.000. Majadahonda (558). ITGE, Segunda serie, primera edición, Madrid, 10-23.

Portero, J.M. y Olivé, A. (1983): El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En: J.A. Comba (Coord.), *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 2, 527-534, IGME, Madrid.

Powell, J.W. (1875): *Exploration of the Colorado River of the West*. Inédito. Publicado reimpreso (1961), Dover, N. York.

Prado, C. de (1852a): Mapa geológico en bosquejo de la provincia de Madrid. En: F. de Luxán (1953), *Memoria de los trabajos verificados en el año 1852 de la Comisión encargada de formar el Mapa Geológico de la provincia de Madrid y el General del Reino*, Madrid.

Prado, C. de (1852b): Note sur la géologie de la province de Madrid. *Bull. Soc. Geol. Fra.*, 2ª ser., X, 168-176.

Prado, C. de (1862): Reseñas geológicas de la provincia de Ávila y de la parte occidental de la de León. Junta General de Estadística, Madrid.

Prado, C. de (1864): *Descripción física y geológica de la Provincia de Madrid*. Junta General de Estadística, Madrid, 219 págs.

Prieto, G.; Maldonado, J.; Vadillo, L. y Heredero, C. (1994): *Bases para la ordenación del uso y la gestión del espacio natural "Pinar de Hoyocasero"*. Junta de Castilla y León, 339 págs. (inédito).

Querol, R. (1989): Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo, contribución a su conocimiento. *VII Congr. Intern. Min. Metal.*, II, 62-81.

Quintas, L. (1994). Bases de datos hidrológicos. En CEDEX. *Curso sobre utilización de los sistemas de informacion geográfica en Hidrología*. Escuela de Formación Técnica, CEDEX, MOPTMA, Madrid, pag. var.

Quiroga, F. (1886): Excursiones geológicas en los alrededores de Madrid. *Bol. Inst. Libre Enseñ.*, IX, 248-250 y 263-265.

Quiroga, F. (1890): Excursión desde las Rozas al Escorial pasando por Valdemorillo. *Bol. Inst. Libre Enseñ.*, XIV.

Quiroga, F. (1893): Excursiones geológica a Robledo de Chavela. *Bol. Inst. Libre Enseñ.*, 17, 39-43.

Racero, A. (1988): Consideraciones acerca de la evolución geológica del NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo. *II Congr. Geol. España*, Granada, Simp., 213-222.

Rendel, H.M.; Pérez-González, A.; Calderon, T, & Beneitez, P. (1996): Late Quaternary aeolian activity in the Manchega Plain, Central Spain. In: *Abstracts of the 8th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating*, Camberra (Australia).

Restrepo-Posada, J.D. y Eagleson, P.S. (1982): Identification of independent rainstorms. *Journal of Hydrology*, 55, 303-319.

Rib, H.T. & Liang, T. (1978): Recognition and identification. In: R.L. Schuster & R.J. Krizek (Eds.). *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board, Special Report, 176, 34-80.

Riba, O. (1957): Terraces su Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *INQUA V Congr. Inter.*,

Madrid-Barcelona, Livret-guide de l'excursion C2, 5-55.

Ribeiro, A.; Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Manuppella, G. y Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.

Riccardi, G.A. (1997). Elaboración de mapas de riesgo de inundación por medio de la modelación matemática hidrodinámica. *Ingeniería del Agua*, vol. 4, 3, 45-56.

Riosalido, R. (Coord.; 1998): *Estudio Meteorológico de la situación del 7 de Agosto de 1996 (Biescas)*. Nota Técnica S.T.A.P. nº 26. Nota Técnica C.M.T. de Aragón, La Rioja y Navarra nº 1. Serie monografías, Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología (Ministerio de Medio Ambiente), Madrid, 90 páginas.

Rivas, P.; Pérez del Villar, L.; De la Cruz, B.; Gómez, P.; Turrero, M.; Hernández, A.; Marín, C.; García, M.; Pelayo, M. y Pardillo, J. (1993): El proyecto de El Berrocal: síntesis preliminar. *Estudios Geol.*, 49, 175-186.

Rivas-Martínez, S. (1982): *Mapa de las Series de Vegetación de Madrid (y Memoria). escala 1:200.000*. Servicio Forestal del Medio Ambiente y Contra Incendios, Diputación de Madrid.

Rivas Martínez, S. (1987): *Mapa de las series de vegetación de España 1:400.000 y memoria*. ICONA, Madrid.

Rodas, M., Garzón, M.G., Luque, F.J. y Mas, R. (1990): Correlation between the paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero Basins (Central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. *Sci. Geol. Mem.*, 88, 43-52.

Rodas, M., Luque, F.J., Mas, R. y Garzón, M.G. (1994): Calcretes, palycretes and silcretes in the paleogene detrital sediments of the Duero and Tajo Basins, Central Spain. *Clay Miner.*, 29, 273-285.

Rodríguez-Iturbe, I. y Valdés, J.B. (1979): The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409-1420.

Rosales, F.; Carbó, A. y Cadavid, S. (1977): Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales. *Bol Geol. Min.*, LXXXVIII-VI, 567-573.

Rosso, R (1984). Nash Model relation to Horton Order Ratios. *Water Resour. Res.*, 20(7), 914-920.

Royo y Gómez, J. (1922): El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Mem. Com. Invest. Paleont. Prehist.*, 30, 230 págs.

Royo y Gómez, J. (1926a): Sur la presence de marnes et gypse paleogenes dans le haut bassin du Tage. *C. R. somm Soc. Geol. France*, 8, 71-74.

Royo y Gómez, J. (1926b): Tectónica del terciario continental ibérico. *Bol. Inst. Geol. España*, XLVII.

Royo y Gómez, J. (1928): El Terciario continental de la Cuenca Alta del Tajo. *Datos para el estudio de la Geología Provincial de Madrid*, 17-89.

Royo y Gómez, J. (1934): Sobre la tectónica de los aluviones dados anteriormente como diluviales. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXIV, 82.

Rubio, C.; Villate, E. y Kindelán, A. (1908): Estudios hidro-geológicos, Provincia de Toledo, Zona del

Alberche y Guadarrama, en la cuenca del Tajo. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, XXIX, 159-225.

Ruiz Zapata, M.B. y Acaso Deltell, E. (1981a): Contribución al estudio del cuadro vegetal y climático durante el Cuaternario reciente en el Macizo Central de Gredos, (Ávila). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79, 299-307.

Ruiz Zapata, B. y Acaso Deltell, E. (1981b): Análisis polínico de una turbera localizada en el Glaciar de los Conventos (Macizo Central de Gredos, Avila). *Botánica Macaronésica*, 8-9, 249-254.

Ruiz Zapata, B. y Acaso Deltell, E. (1983): Análisis polínico de un depósito lacustre en el Macizo Central de Gredos (Ávila). *Actas IV Simp. Palin.*, 423-432.

Ruiz Zapata, B. y Acaso Deltell, E. (1984): Clima y vegetación durante el cuaternario reciente en el Macizo Central de Gredos (Avila). *I Congr. Esp. Geol.*, Segovia, I, 723-740.

Ruiz Zapata, B. y Acaso Deltell, E. (1988): La investigación palinológica en la Sierra de Gredos: metodología y resultados. *Actas Gredos*, 7, 45-54.

Ruiz Zapata, B.; Andrade Olalla, A.; Gil García, M.J.; Dorado Valiño, M. y Atienza Ballano, M. (1994): Evolución de la vegetación en los últimos 6.000 B.P. en el Sistema Central español. *Comun. X Jorn. Paleontol.*, 179-181.

Ruiz Zapata, B.; García Antón, M.; Vázquez Gómez, R.; Gil García, M.J. y Andrade Olalla, A. (1988): Análisis polínico de dos turberas localizadas en el Macizo de Peñalara (Sierra de Guadarrama, Madrid). *II Congr. Geol. España*, Granada, I, 329-332.

Sainz, M.; García de Jalón, D.; y Mayo, M. (1991). *Canalización y dragado de cauces: sus efectos y técnicas para la restauración del río y sus riberas.* Diputación Foral de Álava, San Sebastión, 93 págs.

Salas, J.D. (1995). *Statistical factors related to extreme floods*. U.S.-Italy Research Workshop on the Hydrometeorology Impactas, and Management of Exterme Floods. Perugia, Italy.

Sánchez Mata, D. (1989): *Flora y vegetación del Macizo Oriental de la Sierra de Gredos (Ávila)*. Institución Gran Duque de Alba, Diputación Provincial de Ávila, Ávila, 440 págs.

Sanchez Soria, P. (1995): *Datos de identificación de la U.H. Madrid-Talavera*. Curso Internacional de Hidrología General y Aplicada, CEDEX (inédito).

San Miguel de la Cámara, M. y De Pedro, F. (1960): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 532. Las Navas del Marqués.* IGME, 1ª serie, Madrid.

San Miguel de la Cámara, M. y García de Figuerola, L.C. (1954): La adularia del Alberche. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 52, 75-81.

San Miguel de la Cámara, M. y García de Figuerola, L.C. (1955): Estudio de la adularia del Río Alberche (Navas del Rey; Madrid). *Estudios Geol.*, 11, 7-17.

San Miguel de la Cámara, M.; Fúster, J.M. y De Pedro, F. (1956): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 533. San Lorenzo de El Escorial.* IGME, 1ª serie, Madrid, 101 págs.

Sampelayo, P.H. y Sampelayo, A.H. (1933): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 581. Navalcarnero.* IGME, 1ª serie, Madrid.

Santisteban, J.I.; Martín-Serrano, A.; Mediavilla, R. y Molina, E. (1991): Introducción a la estratigrafía del terciario del SO de la cuenca del Duero. En: J.A. Blanco; E. Molina y A. Martín-Serrano (Coord.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular*, Monografía SEG nº 6, 185-198, SEG e ITGE.

Santos, V. (1977): Aspectos petroestructurales de las facies plutónicas orientadas circundantes al sector sur del Macizo Metamórfico de La Cañada (Sistema Central Español). *Tesis de Licenciatura*. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 35 págs.

Santos, V.; Martín Escorza, C. y Aparicio, A. (1982): Análisis estructural de los enclaves negros en El Burguillo (Sierra de Gredos). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 183-206.

Sanz, M.A. (1987): Los relieves residuales de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español): sucesión y génesis. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, 124 págs. (inédita).

Sanz, M.A. (1994). *PASADATA*. Programa informático para la lectura y tratamiento de los datos meteorológicos en formato I.N.M. Departamento de Geodinámica (UCM), Madrid, inédito.

Sanz, M.A. (1995). *DATACONF*. Programa informático para la separación de los datos de caudales diarios en formato HIDRO de acuerdo a su configuración de medio diario o instantáneo. Departamento de Geodinámica (UCM), Madrid, inédito.

Sanz, M.A. (1995). *DATAROMP*. Programa informático para la ruptura de grandes ficheros de caudales diarios en formato HIDRO de acuerdo a intervalos temporales. Departamento de Geodinámica (UCM), Madrid, inédito.

Sanz. M.A. y Díez, A. (1993). *FOURIER. Programa para el cálculo de las series de Fourier y representación del poder espectral*. Inédito.

Sastre, A. (1978): *Hidrogeología Regional de la cuenca terciaria del río Alberche*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Colección Tesis Doctorales, nº 224/83. Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 1983.

Sauret, B. (1987). Coulées de debris canalisées. *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, 150/151, 65-77.

Schmieder, O. (1915): Die Sierra de Gredos. *Mitt. Geogr. Gess. München*, 1, 1-60.

Schmieder, O. (1953): La Sierra de Gredos (traducción de C. Vidal Box). *Estudios Geogr.*, XIV, 52 (421-440) y 53 (629-653).

Shreve, R.L. (1967): Infinite topologically random channel networks, *J. Geol*., 77, 397-414.

Schröder, E. (1930): Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentalspanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.*, 16, 687-748.

Schröder, E. (1948): Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentalspanien), (traducción por San Miguel de la Cámara), *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, IV.

Schulz, G. (1856): *Memoria de los trabajos verificados en el año 1854 de la Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino*. Madrid.

Schultz, L.G. (1964): Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-ray and Chemical Data

for the Pierre Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 391-C, 31 págs.

Schumm, S.A. (1977): *The Fluvial System*, John Willey & Sons, N. York, 338 págs.

Schwenzner, J.E. (1936): Zur Morphologie des Zentral spanischen Hochlandes. *Geogr. Abh. Stut.* (3), 10, 1-128.

Schwenzner, J.E. (1943): La morfología de la región montañosa central de la meseta española (traducción-resumen por C. Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLI, 121-147.

S.C.S. (1972). Soil Conservation Service. *Nat. Engin. Handbook*, Section 4, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.

S.C.S. (1975): Urban hydrology for small watersheds, *Technical release*, 55, USDA, Washington D.C.

Shafic Nammary, S. (1973): Estudio del Cuaternario de la región de Talavera de la Reina (Sector medio de la cuenca del Tajo). *Tesis de Licenciatura*, Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid.

Sherman, L.K. (1932). Stream-Flow from Rainfall by the Unit-Graph Method. *Eng. News-Rec.* 108, 501-505.

SIEMCALSA (1997): *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León*. Escala 1:400.000. Memoria, 484 págs., Valladolid.

Silva, P.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1988a): Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España). *Cuat. Geomorfol.*, 2(1-4), 125-133.

Silva, P.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1988b): Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44, 415-427.

SMA (1969): Catálogo de los principales estados del tiempo de Europa. *Informe del Servicio Meteorológico Alemán*, nº 113, tomo 15. Traducción al castellano de M.J. Machado (inédito).

Snyder, F.F. (1938): Synthetic unit-graphs. *Trans. Am. Geophys. Union*, 19, 447-454.

Solé Sabarís, L. (1966): Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento. *Tomo Homenaje a D. Armando Melón*, Instituto de Estudios Pirenaicos, Zaragoza, 15-45.

Solé Sabarís, Ll.; Font Quer, N.; Llopis, N. y Masachs, V. (1952): Geografía Física de España. En: M. Terán (Coord.), *Geografía de España y Portugal*, tomo I, Montaner y Simón, Barcelona, 500 págs.

Speight, J.G. (1965a). Meander spectra of the Angabunga River. *J. Hydrol.*, 3, 1-15.

Speight, J.G. (1965b). Spectral analysis of some Australasian rivers. In: J.N. Jennings and J.A. Mabbutt (Eds.), *Landform Studies from Australia and New Guinea*. University Press, Cambridge, pp. 48-63.

Stickel, R. (1930): Die geographische Grundzüge das Nordwestpaniens cinlsh. von Altkastilien. *Verh. u. wiss. Abhandl., d. 23, Deustsch. Geographentages zu Magdeburg*, 147-154.

Stuiver, M.; Long, A.; Kra, R.S. y Devine, J.M. (1993): Calibration - 1993. *Radiocarbon*, 35(1).

Talma, A.S. y Vogel, J.C. (1993): A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates. *Radiocarbon*, 35(2), 317-322.

Tejero, R.B.; Perucha, M.A.; Rivas, A. y Bergamín, J.F. (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20 (4), 947-950.

Témez, J.R. (1978). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. Dirección General de Carreteras, MOPU, Madrid, 113 págs.

Témez, J.R. (1987). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas y medianas cuencas naturales*. Textos de la Dirección General de Carreteras, Tecnología carreteras, MOPT, Madrid, *pag. var.*

Témez, J.R. (1991). Extended and Improved Rational Method. Version of the Highways Administration of Spain. *Proc. XXIV I.A.H.R. Congress*, Madrid (España), vol. A, 33-40.

Témez, J.R. (1992). Generalización y mejora del método racional. Versión de la Dirección General de Carreteras de España. *Ingeniería Civil*, 82.

Templado, D.; Meseguer, J. y Cantos, J. (1942): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 627. Talavera de la Reina*. IGME, 1ª serie, Madrid.

Templado, D.; Meseguer, J. y Cantos, J. (1945): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 603. Escalona*. IGME, 1ª serie, Madrid.

Terceño, A. (1994). *Normas subsidiarias de ámbito municipal de Navaluenga. Fase Informativa*, 29 págs.+planos (inédito).

Terceño, A. (1995). *Proyecto de delimitación del suelo urbano de Navaluenga*, 18 págs.+anexos+planos (inédito).

Texas Highway Department (1970): *Drainage Manual*, table VII, pag. II-28.

Thakur, T.R. y Scheidegger, A.E. (1970). Chain model of river meanders. *J. Hydrol.*, 12, pp. 25-47.

Thomas, W.O. (1987): Techniques used by the U.S. Geological Survey in estimating the magnitude and frequency of floods. En: L. Mayer and D. Nash (eds.), *Catastrophic flooding*, Allen & Unwin. Boston.

Thomas, D.M. y Benson, M.A. (1970): Generalizacion of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics. *Geol. Surv. Water-Supply Pap. (U.S.)*, 1975, 1-55.

Thornthwaite, C.W. (1931, ref. 1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55-94.

Thorp, J.; Ballwin y Kellog (1938): *Soil Classification. Soils and Men*. Yearbook of Agriculture. US Department of Agriculture, Washington D.C.

Torrent, J. y Benayas, J. (1977): Origin of gibbsite in a weathering profile from granite in West-central Spain. *Geoderma*, 19 (1), 37-49.

Torres, T.; Cobo, R.; García Alonso, P.; Grün, R.; Hoyos, M.; Juliá, R.; Llamas, J. y Soler, V. (1995): Evolución del sistema fluvial Jarama-Lozoya-Guadalix durante el Plioceno final y el Cuaternario. *Geogaceta*, 17, 46-48.

Torrubia, J. (1754): *Aparato para la Historia Natural Española*. Tomo Primero. Imprenta de los Herederos de D. Agustín de Gordejuela y Sierra, Madrid, 204 págs.

Tricart, J. (1971): Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20.000, 1/25.000, 1/50.000). *Mémoires et Documents*, 12, 37-105.

Tricart, J. (1976): *Leyenda para el mapa geomorfológico de Francia (1:50.000)*. D. Serrat (Trad.), Inst. Jaime Almera, 69 págs., Barcelona.

Ubanell, A.G. (1975): Localización de una depresión terciaria en el curso alto del Alberche (sistema central español). *Bol. Geol. Min.*, LXXXVI-V, 478-484.

Ubanell, A.G. (1976): Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, 53-68.

Ubanell, A.G. (1977a): Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-VI, 508-512.

Ubanell, A.G. (1977b): Modelo de fracturación de la Región Central Española basado en las Imágenes obtenidas por Satélite. *Stvd. Geol. Salmant.*, 12, 195-206.

Ubanell, A.G. (1977c): Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos (s.l.) en un área del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 88 (V), 365-370.

Ubanell, A.G. (1980): Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, 217 págs.

Ubanell, A.G. (1981a): Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 591-605.

Ubanell, A.G. (1981b): Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 607-622.

Ubanell, A.G. (1982): Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español. *Colección de Tesis Doctorales de la Universidad Complutense*, 160/82, 217 págs.

Ubanell, A.G. (1993): Los modelos tectónicos del Sistema Central Español. *Evolución Alpina del Sistema Hercínico Peninsular*, XV Reun. Xeol. Min. N.O. Peninsular, 117-118.

Ubanell, A.G. (1994): Los modelos tectónicos del Sistema Central Español. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19. 249-260.

Ubanell, A.G. y Doblas, M. (1988): Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (S.W. del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión. En: Bea *et al.* (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, 393-403, Ed. Rueda, Madrid.

Ubanell, A.G. y Rosales, F. (1981): Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de la Paramera (Ávila)(Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 431-437.

UNESCO (1972): *Report of consultive meeting of experts on the statistical study of natural hazards and their consequences*. Document SC/WS/500, UNESCO, Paris.

U.S. Army (1957): *Flood Prediction Techniques*. TB 5-550-3, U.S. Department of the Army, Washington D.C.

US Army (1960). Routing of Floods Through River Channels. *Engineer Manual* 1110-2-1408. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C.

U.S. Army Corps of Engineers (1982): *HEC-2 Water Surface Profiles*, Users Manual, Hydrologic Engineering Center, Davis (California).

USBR (1989). *Flood Hydrology Manual*. Bureau of Reclamation, U.S. Department of the Interior.

USDA (1973): *HYMO: problem-oriented computer language for hydrologic modelling*. Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Texas University, Texas.

USWRC (1981). *Guidelines for Determining Flood Flow Frequency*. Bulletin 17B, Water Resources Council, Washington.

Valdés, J.B.; Fiallo, Y. y Rodríguez-Iturbe, I. (1979): A rainfall-runoff analysis of the geomorphologic IUH. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1421-1434.

Varea, R. e Iglesias, A. (1981): *Proyecto "Río Alberche". Investigación de uranio en los materiales graníticos de un sector del Sistema Central Español.* Informe previo 281/6 T I and II, JEN-ENUSA-ENADIMSA, 383 págs.

Vaudour, J. (1977): Contribution a l'etude geomorphologique d'une region mediterraneenne semi-aride. La region de Madrid. Alterations, sols et paleosols. *These (Resume)*, Universite d'Aiz-Marseille, 11 págs.

Vaudour, J. (1979): *La région de Madrid. Alterations, sols et paléosols. Contribution a l'etude géomorphologisque d'une région méditerranee sémi-aride*. Edit. Ophrys, 390 pp.

Vázquez, T. (1986). *Fracturación y génesis del relieve en el sector suroriental del Macizo de Gredos*. Tesis de Licenciatura, Facultad de CC. Geológicas, UCM, Madrid, 148 págs+ apéndices cartográficos (inédita).

Vázquez, J.T.; Vegas, R. y Barranco, L.M. (1987): Rasgos morfológicos de la depresión del Burguillo (Sistema Central Español) y su relación con deformaciones recientes. *Cuat. Geomorfol.*, 1, 295-308.

Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 4, 320-343.

Vegas, R. y Suriñach, E. (1987): Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2, 40-42.

Vegas, R.; Vázquez, J.T. y Marcos, A. (1986): Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1, 24-25.

Vegas, R.; Vázquez, J.T.; Suriñach, E y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotation and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.

Vegas, R.; Cloetingh, S.; De Vicente, G.; Giner, J.; Andeweg, B.; Rincón, P.J. y Muñoz Martín, A. (1998): Acomodación de la deformación intraplaca y la sismicidad resultante en la Península Ibérica: flexuras de la corteza y corredores de falla. *IX Asamb. Nac. Geod. Geofís.*, Almería, resúmenes, 157.

Velde, B. (1985): *Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significace*. Chapman & Hall, 198 págs., London.

Vera, J.A. (1989). Criterios empleados en la informatización de la tabla CDR (Clasificación Decimal de los

Ríos) de la base de datos HIDRO del Centro de Estudios Hidrográficos. *Ingeniería Civil*, 70, 67-74.

Vialette, Y.; Fúster, J.M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Navidad, M.; Peinado, M. y Villaseca, C. (1987): Geochronological study of ortogneises tram the Sierra Guadarrama (Spanish Central System). *N. Jb. Mineral. M.*, 10, 465-479.

Vicuña, C. (1926): *Los minerales de El Escorial*. Imprenta del Real Monasterio de El Escorial, Madrid, 116 págs.

Vidal Box, C. (1932): Morfología glaciar cuaternaria del macizo oriental de la Sierra de Gredos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXII, 117-135.

Vidal Box, C. (1934): Contribución al conocimiento de la litología de la provincia de Ávila. Formación sienítica del puerto de la cueva del Maragato. *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 34, 117-120.

Vidal Box, C. (1937): Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Ávila. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVII, 79-106.

Vidal Box, C. (1942): La línea morfotectónica meridional de la Sierra del Guadarrama. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XL, 117-132.

Vidal Box, C. (1948): Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central. *Estudios Geogr.*, 30, 5-52.

Vidal Romaní, J.R. (1998): Las aportaciones de Casiano de Prado a la geomorfología granítica. *Geogaceta*, 23, 157-159.

Vidal, G. et al. (1994): Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaentology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131 (6), 729-765.

Villaseca, C. y Nuez, J. de la (1986): Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. *Estudios Geol.*, 42, 69-77.

Villaseca, C.; Andonaegui, P. y Barbero, L. (1993): *Mapa Geológico del Plutonismo Hercínico de la Región Central Española (Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo)*. (Escala 1:150.000). Servicio de Publicaciones del C.S.I.C., Madrid.

Villaseca, C.; Ubanell, A.G.; Gómez, J. (1996): Las tonalitas biotíticas de Aldeaencabo de Escalona (Toledo), Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20 (3), 594-596.

Villaseca, C.; López García, J.A.; Nuez, J. y Ubanell, A.G. (1983): Contribución al estudio de los diques Camptoníticos heteromorfos con subfacies ocelares y de diatrema asociadas. Sierra de la Paramera de Ávila. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, I, 103-118.

Vogel, J.C.; Fuls, A.; Visser, E. y Becker, B. (1993): Pretoria Calibration Curve for Short Lived Samples. *Radiocarbon*, 35(1), 73-86.

Warburton, J. y Álvarez, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. *Libro Homenaje a R. Soler*, Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), 147-155.

Waard, D. de (1950): Paligenetic structures in Augen Gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23, 51-66.

Willgoose, G.; Bras, R.L.; Rodríguez-Iturbe, I. (1994): Hydrogeomorphology Modelling with a Physically Bases River Basin Evolution Model. In: M.J. Kirkby (ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*, John Wiley and Sons, England.

Williams, G.P. and Wolman, M.G. (1984): Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. *Geological Survey Professional Paper*, 1286, 83 págs.

Wilson, L. (1969): Les relations entre les processes géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn. (z)*, V.XI(3), 303-314.

Wintle, A.G. (1993): Luminescence dating of aeolian sands: an overview. In: K. Pye (Ed.), The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 72, 49-58.

WMO (1989). Statistical Distributions for Flood Frequency Analysis. World Meteorological Organization, *Operational Hydrology Report*, nº 33, 73 págs.

Wolman, M.G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 35, 951-956.

Wolman, M.G. (1967), Two problems involving river channel changes and background observations, Quantitative Geography, Part 11, Physical Cartographic Topics, *Northwestern University Studies in Geography*, 14, 67-107.

LISTADO DE ACRÓNIMOS, SÍMBOLOS, ABREVIATURAS Y CONTRACCIONES

a	coeficiente de la fórmula de Fuller
a	parámetro o constante
A	área de la cuenca
A_d	amplitud de la fase de deshielo
A_h	amplitud de la fase de helada
A_m	amplitud de la onda de un meandro
A_P	aportación expresada como precipitación
A_v	aportación expresada como volumen
A_ω	área de las cuencas de un orden w dado
Ama	aportación media anual
AMS	espectrómetro de aceleración de masas
ASCII	*American Standard Code for Information Interchange*
b	coeficiente de la fórmula de Fuller
b	parámetro o constante
B	ancho del cauce
B.C.	*before Cristo* (antes de Jesucristo)
BP	billones de pesetas
B.P.	*before present* (antes de la actualidad)
BPGC	blenda-pirita-galena-calcopirita
Br	coeficiente de retención de embalse de Brune
C	coeficiente de escorrentía
C	celeridad de la onda de crecida
C_T	capacidad de retención de embalse de Brown
cal	edad de radiocarbono calibrada
CAM	Comunidad de Madrid (Comunidad Autónoma de Madrid)
CAPN	Complejo Anatéctico de Peña Negra
CB	coeficiente de bifurcación
CC.AA.	comunidades autónomas
CDR	Código Decimal de Ríos
Ce	Capacidad de embalse
C.E.	Constitución Española
CEDEX	Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas
CEH	Centro de Estudios Hidrográficos
cf.	similar a ...
Ch	coeficiente de retención de embalse de Churchill
CHA	cuenca hidrográfica del río Alberche
CHT	Confederación Hidrográfica del Tajo
CIEMAT	Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas
CN	*curve number* (número de curva)
com. pers.	comunicación personal

COPLACO	Comisión de planeamiento y coordinación del área metropolitana de Madrid
C_s	coeficiente de sesgo
CSIC	Consejo Superior de Investigaciones Científicas
C_t	coeficiente de cuencas instrumentadas
CTEI	Comisión Técnica de Emergencia por Inundaciones
C_v	coeficiente de variación
d(060)	espaciado en la reflexión (0,6,0)
D	duración de un intervalo temporal
D.A.F.A.	depresión Aldea del Fresno-Almorox
DBz	decibelios de ruido en la imagen del rádar meteorológico
dC	después de Cristo (era cristiana)
D_e	dosis equivalente de radiación
DGC	Dirección General de Carreteras
DGOH	Dirección General de Obras Hidráulicas
DGPC	Dirección General de Protección Civil
Dt	duración de un intervalo t
D_{50}	diámetro medio del material transportado
E	esperanza matemática
ENRESA	Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A.
et al.	... y otros (colaboradores)
EVI	Distribución de valores extremos Gumbel
EVII	Distribución de valores extremos Frechet
EVIII	Distribución de valores extremos Weibull
F_i	frecuencia del elemento iésimo
F_n	fase de deformación tectóncia enésima
FBS	falla del borde sur
FEMP	Federación Española de Municipios y Provincias
FF.SS.	formaciones superficiales
Fm.	formación (litoestratigráfica)
G	garantía
GEV	*Generalizated Extreme Values* (valores extremos generalizados)
GIS	*geographic information system* (sistema de información geográfica)
Gy	gray, medida de dosis de radiación absorbida
h	altura media del relieve
h tg α	coeficiente orográfico
HEC	*Hydrologic Engineering Center*
HU	hidrograma unitario
HUI	hidrograma unitario instantáneo
i	posición ordinal de un elemento en una muestra
I	intensidad de precipitación
IA	índice de aluvionamiento
I.A.H.R.	*International Association of Hydraulic Research*
I_d	intensidad de precipitación diaria
ID	intensidad-duración
I_D	intensidad de precipitación en un periodo de duración D

IGME	Instituto Geológico y Minero de España
IGN	Instituto Geográfico Nacional
INM	Instituto Nacional de Meteorología
IR	relación adimensional morfométrica característica de una cuenca
IRSL	luminiscencia de estimulación infrarroja
I_t	intensidad de precipitación en un intervalo de duración t
It	índice de termicidad de Rivas-Martínez (1987)
ITGE	Instituto Tecnológico Geominero de España
IUH	*Instant Unit Hydrogram* (hidrograma unitario instantáneo)
I_1	intensidad de precipitación horaria
I_{24}	intensidad de precipitación en 24 horas
J	pendiente del cauce principal
JCCM	Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha
JCL	Junta de Castilla y León
K	coeficiente de uniformidad de Témez
K	parámetro temporal de propagación
Ka	kiloaño (1.000 años)
K_A	factor reductor del área o coeficiente de simultaneidad
K_B	coeficiente de Brown
K_R	constante de recesión
K_T	Factor de frecuencia de una ley de distribución
L	longitud del cauce principal o de un tramo
L_c	distancia a lo largo del cauce principal, desde el punto más próximo al centro de gravedad de la cuenca hasta el punto de desagüe
Le	longitud de embalse
LMM	línea morfotectónica meridional
LMOM	momentos en espacio logarítmico (log-momentos)
LN	latitud norte
LPIII	Distribución Log-Pearson tipo III
LP3	Distribución Log-Pearson tipo III
LS	mínimos cuadrados
L_Ω	parámetro de escala
L_ω	longitud de las corrientes de un orden w dado
m	temperatura media de las mínimas del mes más frío (Rivas Martínez, 1987)
M	posición de un dato en una muestra
	temperatura media de las máximas del mes más frío (Rivas Martínez, 1987)
M	distancia total del patrón del meandro
M_n	superficie de meseta enésima del S. Central
M_n	fase enésima del metamorfismo regional
*M*n	formaciones y dominios del Mioceno
m.a.	millones de años
MAPA	Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación
Mb.	miembro (unidad litoestratigráfica)
MCO	máxima crecida ordinaria
MDT	modelo digital del terreno

MJI	Ministerio de Justicia e Interior
ML	máxima verosimilitud
M.N.C.N.	Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.)
MOM	momentos en el espacio real
MOP	Ministerio de Obras Públicas
MOPT	Ministerio de Obras Públicas y Transportes
MOPTMA	Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente
MOPU	Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo
mP	masas de aire polares marítimas
MP	millones de pesetas
msnm	metros sobre el nivel del mar
M.T.N.	mapa topográfico nacional
mTs	masas de aire tropicales marítimas secas estivales
n	coeficiente de rugosidad de Manning
N	número de datos de una muestra
NC	número de curva
NERC	*National Environment Research Council*
N.R.G.C.	niveles rojizos-gris ceniza
NSAL	Normas Subsidiarias de Ámbito Local
N_ω	número de corrientes de un orden w dado
OH	máxima diferencia de cotas de la cuenca
ONU	Organización de las Naciones Unidas
op. cit.	opinión citada
OSL	luminiscencia de estimulación óptica
p	probabilidad de ocurrencia
P	precipitación
P	probabilidad
PIII	Distribución Pearson de tipo III
págs.	páginas
pag. var.	paginación variada
P_d	precipitación diaria
P_D	precipitación caída en una duración D
PIB	producto interior bruto
P_i	precipitación del elemento iésimo
PK	punto kilométrico
PL	luminiscencia fotoestimulada
PMF	avenida máxima probable
PMP	precipitación máxima probable
PR	periodo de retención
PU	pico del unitario
PWM	momentos ponderados probabilísticamente
P_0	umbral de escorrentía
P_1	precipitación horaria
P_{24}	precipitación en 24 horas
P_{24u}	precipitación umbral en 24 horas

Q	caudal
Q_b	caudal de desbordamiento (*bankfull discharge*)
Q_c	caudal diario máximo anual
Q_{ci}	caudal instantáneo máximo anual
Q_d	caudal diario
Q_i	caudal instantáneo
Q_m	caudal medio de los máximos instantáneos anuales
Q_{mco}	caudal de la máxima crecida ordinaria
q_p	caudal punta para un valor dado
Q_p	caudal punta
Q_{rac}	caudal punta obtenido por el método racional
Q_s	caudal sólido
r_c	radio de curvatura de un meandro
R	riesgo
R	intensidad de precipitación horaria calculada a partir de imágenes del rádar meteorológico
R_A	relación de áreas de las cuencas
R_B	relación de bifurcación
R_L	relación de longitud de corriente
R^2	coeficiente de correlación
s	longitud del arco de meandro
S	índice de sinuosidad
S_0	pendiente del lecho fluvial
S_m	índice de sinuosidad medio
S_n	esquistosidad enésima
SAIH	Sistema Automático de Información Hidrológica
SAM	serie anual de máximos
S.C.E.	Sistema Central Español
SCS	*Soil Conservation Service*
SCIDR	*Sheffield Center for International Drylands Research*
SEB	subcuenca hidrográfica del embalse de El Burguillo
SGE	Servicio Geográfico del Ejército
SH	superficie real de la cuenca drenante
SHE	Sistema Hidrológico Europeo
SI	Sistema Internacional de Medidas
SIG	sistema de información geográfica
s.l.	*sensu lato*
SO	superficie proyectada de la cuenca
SOH	volumen de la cuenca
SQRT-ET_{max}	*Square Root-Exponential Type Distribution of Maximum* (función de distibución de máximos de tipo exponencial-raíz cuadrática)
s.s.	*sensu stricto* (en sentido estricto)
T	período de retorno temperatura media anual (Rivas Martínez, 1987)
tg α	coeficiente de masividad del relieve

T_b	tiempo base del hidrograma
T_c	tiempo de concentración
TCEV	*Two Components Extreme Values* (Valores extremos con dos componentes)
T_{dp}	tiempo de desfase de la punta
TL	termoluminiscencia
T_m	tiempo mediano
T_n	periodo de retorno de n años
T_n	secuencias deposicionales y formaciones paleógenas en las cuencas interiores del S.C.
t_p	retardo de la cuenca
T_p	tiempo de punta
t_{pc}	tiempo al pico
T_v	tiempo de viaje
UCM	Universidad Computense de Madrid
UE	Unidad de Edificación
UF	Unión Fenosa, S.A.
USACE	*United States Army Corp of Engineers*
USBR	*United States Bureau of Reclamation*
USWRC	*United States Water Resources Council*
u_*	velocidad de fricción
v	velocidad de la corriente
V	volumen del hidrograma
v_s	velocidad de caída
Vma	velocidad media de aportación
w_m	anchura media de un canal fluvial
WMO	*World Meteorological Organization*
X	parámetros adimensional de propagación
y	año
y	calado
z	hora del meridiano de Greenwich
Z	número de avenidas históricas excepcionales
Z	valor de reflectividad en las imágenes del rádar meteorológico

α	constante de integración
Δt	intervalo temporal
Δx	longitud de tramos de la corriente
λ	longitud de onda de un meandro
$\lambda_{h\text{-}d}$	longitud de onda del ciclo hielo-deshielo
σ	desviación estándar
τ	intervalo de recurrencia
ϕ	ángulo de orientación del canal respecto a la dirección principal del meandro
Φ	factor de conducción de la cuenca
ω	máximo ángulo de orientación del canal respecto a la dirección principal desde el origen del meandro

w	orden morfométrico de una corriente fluvial (Horton, Strahler, Shreve...)

ANEXO I

Cartografía geomorfológica de la Cuenca Hidrográfica del río Alberche

- Mapas impresos a pequeñas escalas

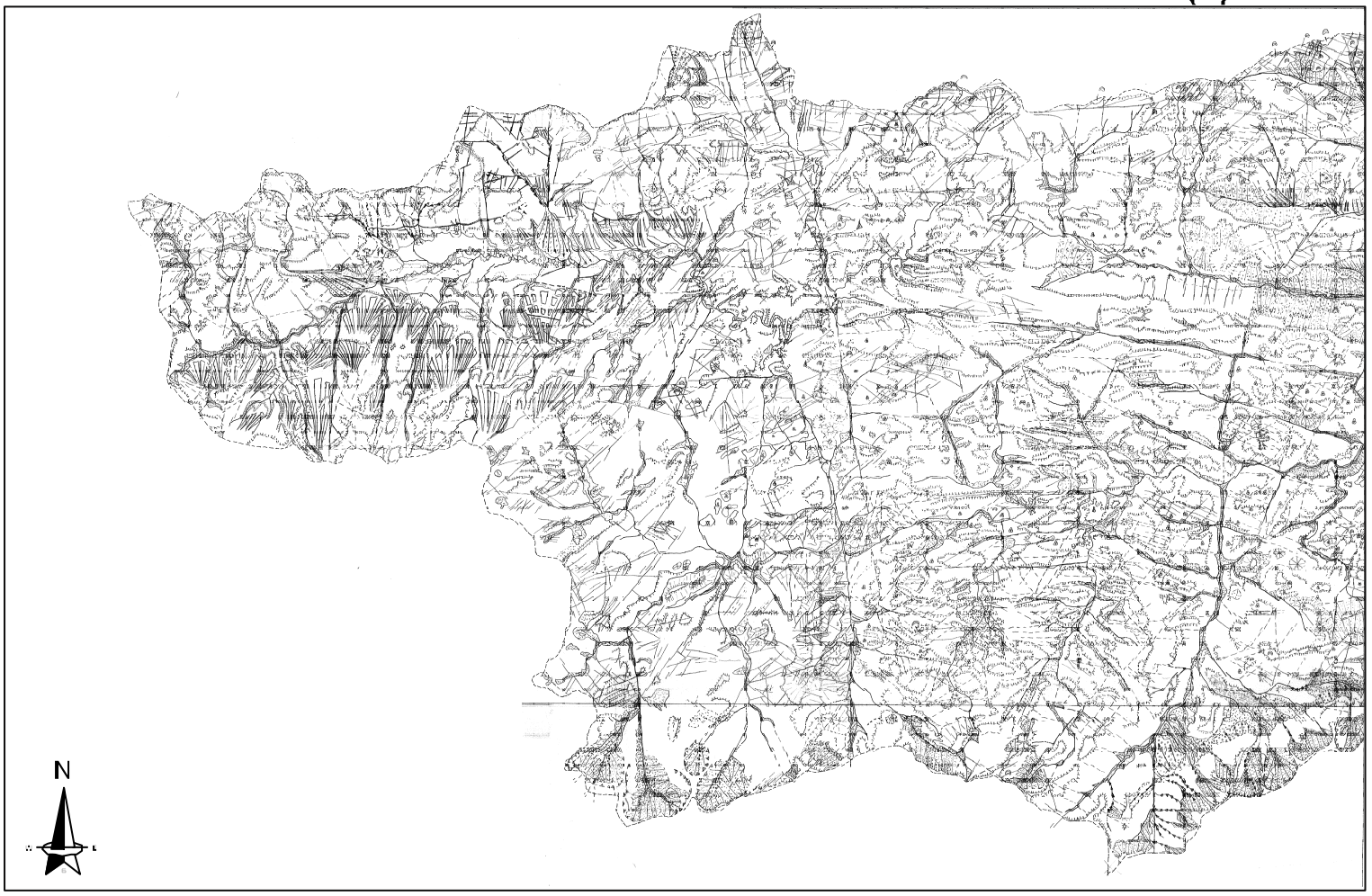
- Ficheros en soporte informático (contenidos en un disco compacto):

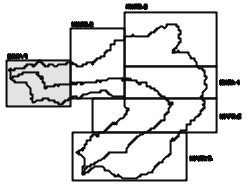
  - Ficheros en formato *.CDR para CorelDraw! (cartografía en blanco y negro) montada en bastidores

  - Ficheros en formato *.TIF, legibles por diversos programas convencionales (Adobe Acrobat, PhotoPaint, etc.), con la cartografía en color

MAPA GEOMORFOLÓGICO

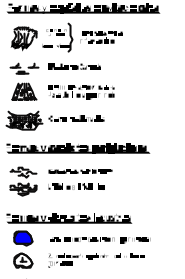
CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE (1)





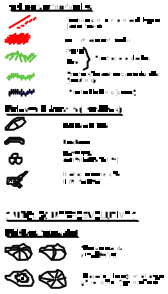
LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO

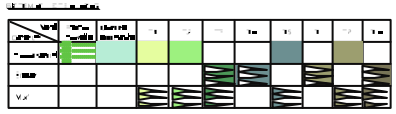


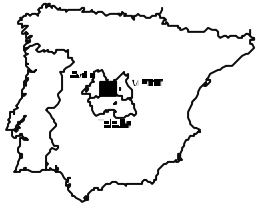


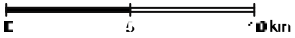


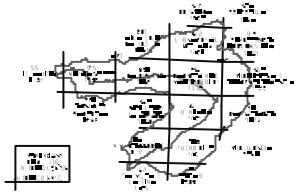






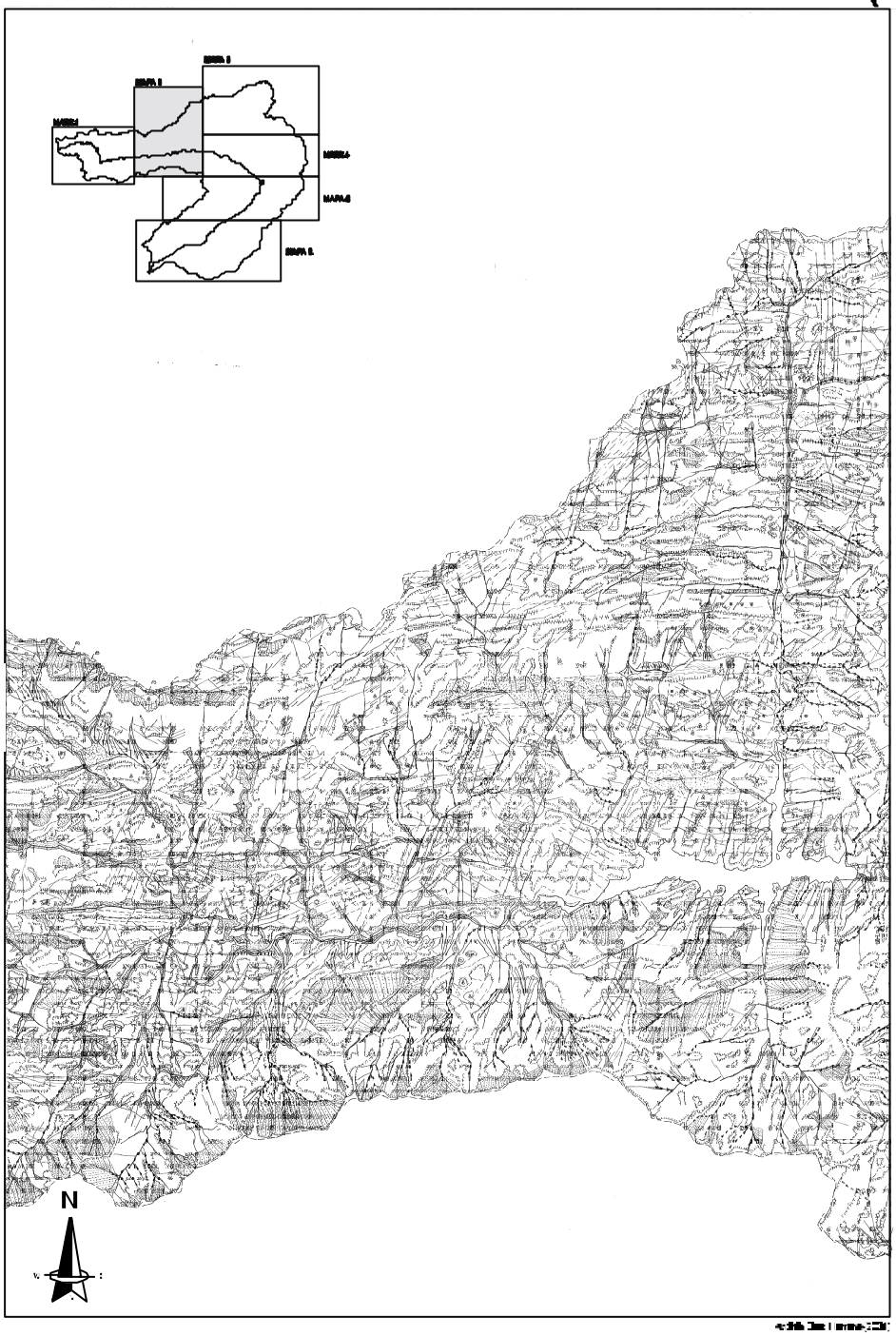




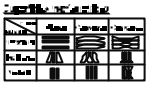


MAPA GEOMORFOLÓGICO

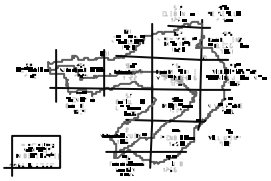
CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE (2)

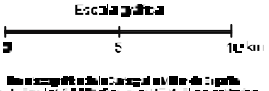


LEYENDA





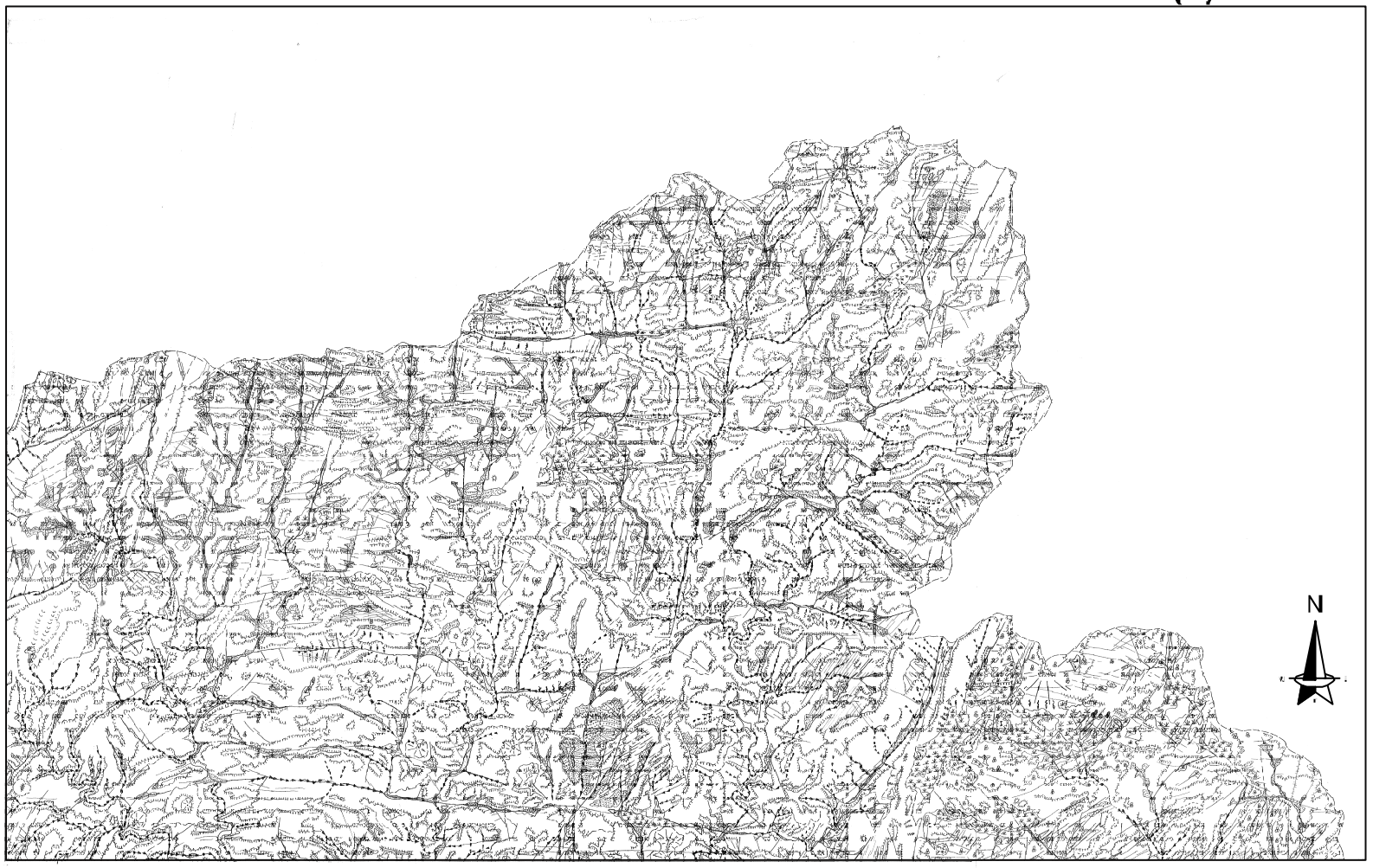


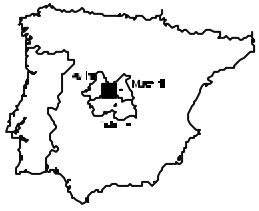




MAPA GEOMORFOLÓGICO

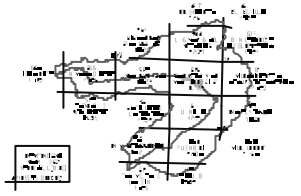
CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE (3)

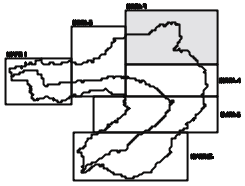




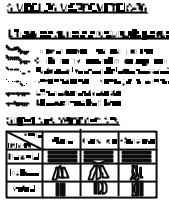
Escala gráfica

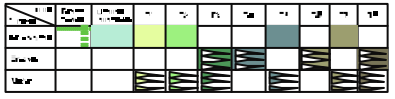
0 5 10 km





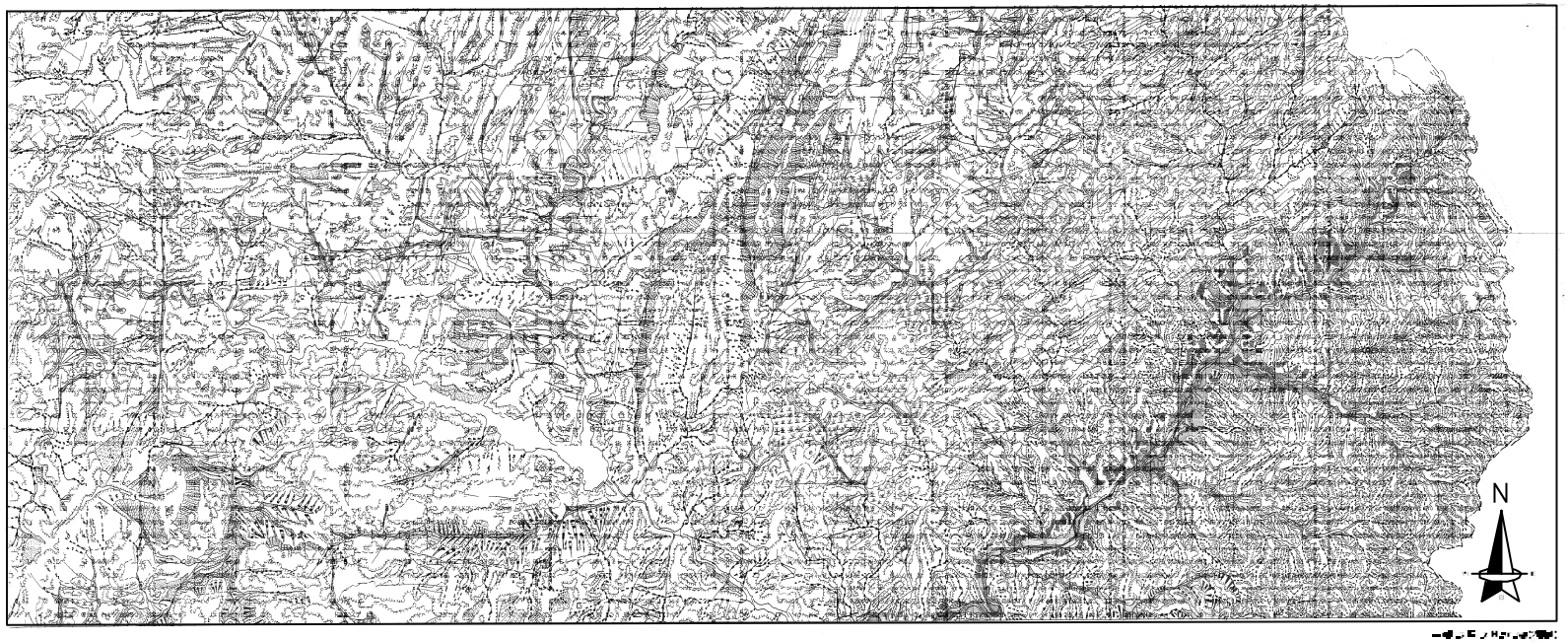
LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO

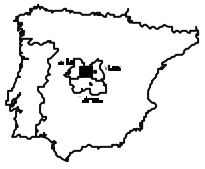


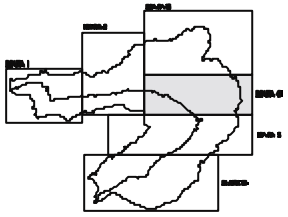


MAPA GEOMORFOLÓGICO

CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE (4)

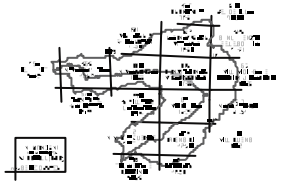






Escala gráfica

0 5 10 km

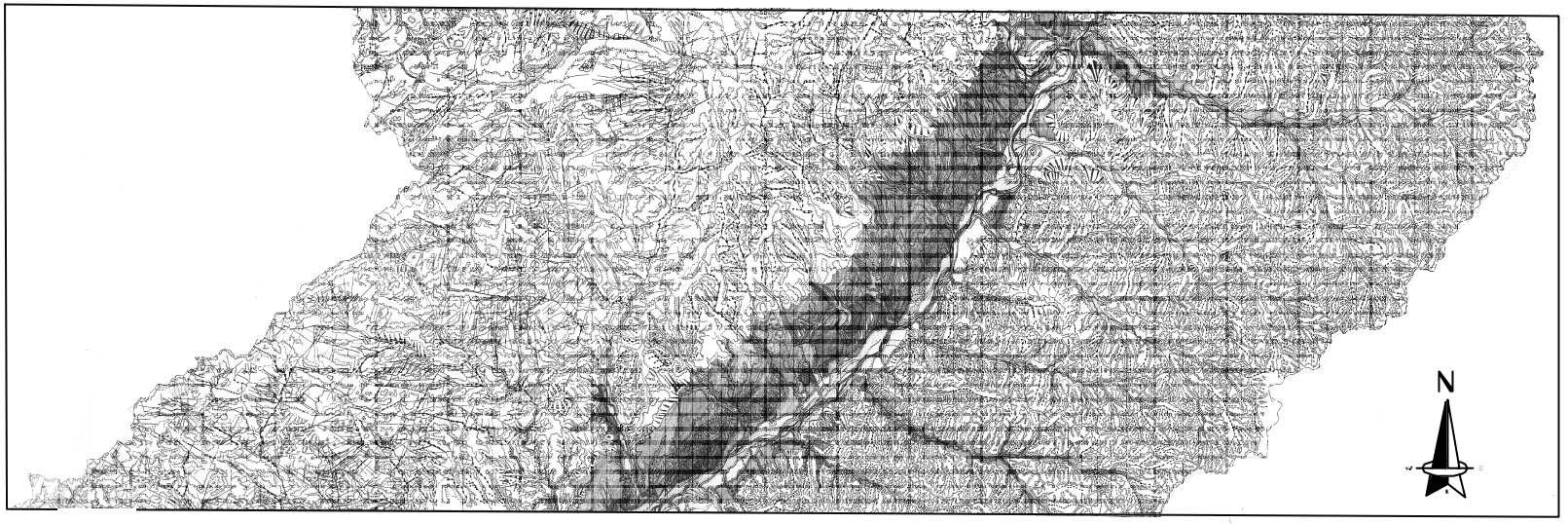


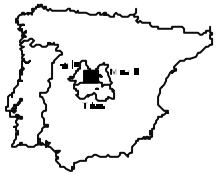
LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO

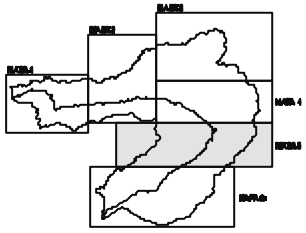


MAPA GEOMORFOLÓGICO

CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ALBERCHE (5)

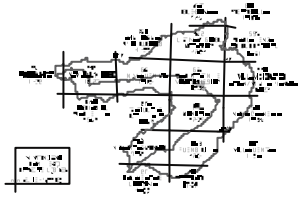






Escala gráfica

0 5 10 km



LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO