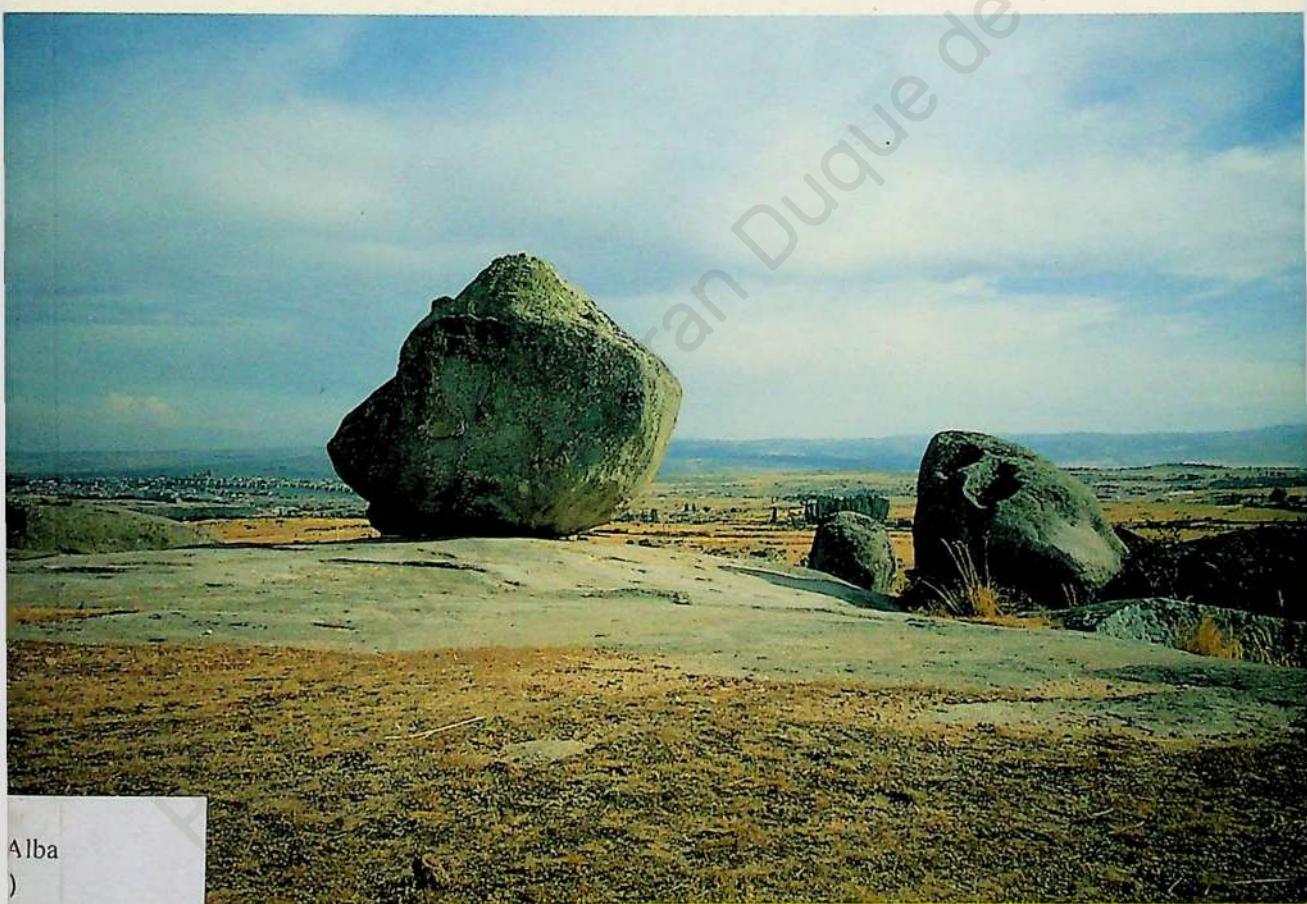


LA SIERRA DE ÁVILA

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE CONTACTO
DEL SISTEMA CENTRAL CON LA CUENCA DEL
DUERO ENTRE LOS RÍOS ADAJA Y TORMES

MIGUEL HERRERO MATÍAS



Alba



DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE ÁVILA
INSTITUCIÓN GRAN DUQUE DE ALBA

CDU 551.4 (460.189)

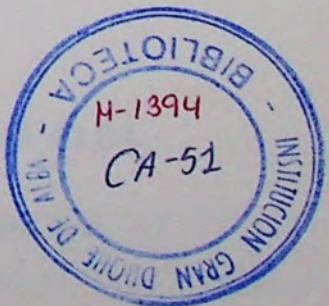
Miguel Herrera Mato

LA SIERRA DE ALBA

ESTUDIOS SOBRE EL SISTEMA CESTRICO EN LA SIERRA DE ALBA
ENTRE LOS SIGLOS XIX Y XX



Institución Gran Duque de Alba



Miguel Herrero Matías

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
DE LA
EXCMA. DIPUTACIÓN PROVINCIAL
ÁVILA 1996**



Institución Gran Duque de Alba

I.S.B.N: 84-89518-16-5

D. Legal: AV-296-1996

Imprime: MIJÁN, Artes Gráficas. Ávila.

*A Julia, Rosa María, Carlos Miguel y Javier
en agradecimiento a la paciencia
que practican conmigo.*



Institución Gran Duque Alfonso XIII

ÍNDICE

| | Pags. |
|--|-------|
| PRÓLOGO | 13 |
| I. INTRODUCCIÓN | 17 |
| 1. OBJETO DEL TRABAJO Y ELECCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO..... | 19 |
| 2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y SU SIGNIFICACIÓN DENTRO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL | 20 |
| 3. ESTUDIO REALIZADO | 25 |
| 3.1. Metodología | 25 |
| 3.1.1. Consulta bibliográfica | 25 |
| 3.1.2. Formación de una cartografía geomorfológica | 25 |
| 3.1.3. Análisis morfoestructural | 29 |
| 3.1.4. Catalogación de las formas del relieve..... | 30 |
| 3.1.5. Búsqueda de un modelo evolutivo y de la definición geomorfológica del territorio estudiado..... | 31 |
| II. ESTUDIO TOPOGRÁFICO Y TOPOMÉTRICO | 33 |
| 1. BASE TOPOGRÁFICA..... | 35 |
| 1.1. Hipsometría | 35 |
| 1.2. Hidrografía | 39 |
| 2. MODELO DIGITAL DEL TERRENO..... | 45 |
| 2.1. Modelo perspectivo | 48-49 |
| 2.2. Perfiles topográficos | 50-51 |
| 2.3. Mapa de pendientes | 50-51 |
| 3. DESCRIPCIÓN TOPOGRÁFICA..... | 52 |

| | |
|--|-----|
| III. ORGANIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL..... | 57 |
| 1. FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS..... | 59 |
| 1.1. Introducción..... | 59 |
| 1.2. El Bloque Cristalino de Ávila | 68 |
| 1.2.1. Rocas plutónicas | 69 |
| 1.2.1.1. Unidades litológicas | 70 |
| 1.2.2. Rocas metamórficas | 74 |
| 1.2.2.1. Afloramientos..... | 75 |
| 1.2.3. Rocas filonianas | 80 |
| 1.2.3.1. Conjuntos de diques | 81 |
| 1.3. Cuenca Terciaria del Duero | 86 |
| 1.3.1. Paleoceno..... | 86 |
| 1.3.2. Mioceno Inferior Medio? | 87 |
| 1.3.3. Mioceno Superior | 88 |
| 1.4. Cuenca sedimentaria interior del Valle de Amblés..... | 91 |
| 1.4.1. Paleoceno..... | 91 |
| 1.4.2. Mioceno Inferior-Oligoceno? | 92 |
| 1.4.3. Mioceno Medio-Superior..... | 92 |
| 2. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS..... | 94 |
| 2.1. Introducción..... | 94 |
| 2.2. Descripción morfotectónica..... | 96 |
| 2.2.1. Sistema de dirección NE | 108 |
| 2.2.2. Sistema de dirección ENE | 116 |
| 2.2.3. Sistema de dirección NNE..... | 119 |
| 2.2.4. Sistema de dirección ONO | 122 |
| 2.2.5. Sistema de dirección E-O..... | 128 |
| 2.2.6. Sistema de dirección NNO y NO | 133 |
| 2.2.7. Sistema de dirección N-S | 136 |
| 2.3. Interpretación geodinámica | 137 |
| 2.3.1. La tectónica Hercínica | 137 |
| 2.3.2. La tectónica Tardihercínica..... | 139 |
| 2.3.2.1. La fracturación Tardihercínica | 141 |
| 2.3.2.2. Evolución geodinámica | 144 |
| 2.3.3. La tectónica Alpina | 154 |
| 2.3.3.1. La fracturación Alpina | 160 |
| 2.3.3.2. Evolución morfotectónica..... | 161 |
| 3. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES..... | 178 |
| 3.1. La Fosa Tectónica del Valle de Amblés | 178 |

| | |
|---|------------|
| 3.2. El Bloque de Martiherrero | 183 |
| 3.3. La Depresión de Sanchorreja..... | 189 |
| 3.4. El Bloque Basculado de Sanchicorto | 190 |
| 3.5. El Horst de la Sierra de Ávila..... | 191 |
| 3.6. La Rampa de Altamiros..... | 197 |
| 3.7. El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña | 200 |
| 3.8. Los Montes Isla (Relieves de Solana) | 202 |
| 3.9. La Depresión de Muñico | 206 |
| 3.10. El Sector de Borde de la Cuenca Terc.del Duero | 208 |
| IV. MORFOLOGÍA Y SISTEMAS MORFOGENÉTICOS..... | 213 |
| 1. FORMAS ESTRUCTURALES MAYORES LIGADAS A LA DISPOSICIÓN TECTÓNICA..... | 215 |
| 1.1. Formas estructurales asociadas con fallas..... | 215 |
| 1.1.1. Escarpe original de falla | 215 |
| 1.1.2. Escarpe de línea de falla | 215 |
| 1.1.3. Depresión tectónica (en línea de falla) | 216 |
| 1.1.4. Escalón tectónico sobre falla | 216 |
| 1.1.5. Zona de trituración..... | 216 |
| 1.2. Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica mayor. | 217 |
| 1.2.1. Pasillo de arenización en línea de fractura | 217 |
| 1.2.2. Escalón tectónico en línea de fractura..... | 217 |
| 1.2.3. Valle de fractura..... | 217 |
| 1.3. Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor | 218 |
| 1.3.1. Línea de entalladura | 218 |
| 1.3.2. Escalón estructural sobre línea de fractura..... | 218 |
| 1.3.3. Zona deprimida (nava) favorecida por fracturas .. | 218 |
| 1.4. Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos..... | 219 |
| 1.5. Elementos de carácter exclusivamente tectónico..... | 219 |
| 2. FORMAS ASOCIADAS AL CONTEXTO ESTRUCTURAL..... | 219 |
| 2.1. Morfología granítica | 219 |
| 2.1.1. Caos de bolas | 219 |
| 2.1.2. Barra rocosa | 220 |
| 2.1.3. Serretas sobre diques de pórfido..... | 222 |
| 2.1.3.1. Serreta acastillada | 222 |
| 2.1.3.2. Serreta en apilamiento de bloques..... | 223 |
| 2.1.3.3. Serreta de morfología mixta..... | 224 |

| | |
|--|------------|
| 2.1.3.4. Barra rocosa en apilamiento de bl.angul | 225 |
| 2.1.4. Serreta sobre diques básicos | 227 |
| 2.1.5. Serreta sobre diques de cuarzo..... | 227 |
| 2.1.6. Formas domáticas mayores..... | 228 |
| 2.1.6.1. Lanchares y llambrias..... | 228 |
| 2.1.6.2. Morfología en cúpula | 232 |
| 2.1.6.3. Morfología en bóveda de amplio radio .. | 234 |
| 2.1.7. Formas domáticas menores..... | 237 |
| 2.1.7.1. Cabeza rocosa | 237 |
| 2.1.7.2. Casquete esférico | 240 |
| 2.1.7.3. Morfoesculturas en disposición geométrica «periclinal» | 242 |
| 2.1.7.4. Morfoesculturas en bóveda de cañón | 243 |
| 2.1.8. Tors..... | 246 |
| 2.1.8.1. Tors de estructura ortogonal..... | 248 |
| 2.1.8.2. Tors en berrocal..... | 249 |
| 2.1.8.3. Tors acastillados | 250 |
| 2.1.8.4. Tors de bolos | 252 |
| 2.1.8.5. Tors bajo el nivel de las rampas..... | 255 |
| 2.1.9. Formas simples | 258 |
| 2.1.9.1. Piedras pedestal y piedras caballeras | 258 |
| 2.1.9.2. Bloques partidos..... | 259 |
| 2.1.9.3. Dorsos de ballena y demás formas de percepción..... | 259 |
| 2.1.9.4. Torres y dedos | 260 |
| 2.1.10. Microformas graníticas | 262 |
| 2.1.10.1. Pilancones y rosquillas | 262 |
| 2.1.10.2. Surcos, acanaladuras y superf. rugosas..... | 264 |
| 2.1.10.3. Nerviaciones y pseudoestratificaciones... | 266 |
| 2.1.10.4. Taffonis y formas alveolares..... | 267 |
| 2.2. Morfología sobre las rocas metamórficas | 268 |
| 2.2.1. Crestones rocosos | 268 |
| 2.2.2. Afloramientos masivos indiferenciados | 268 |
| 3. FORMAS Y FORMACIONES FLUVIALES | 269 |
| 3.1. Formas | 269 |
| 3.1.1. Formas relacionadas con la dinámica de los ríos principales | 269 |
| 3.1.2. Formas derivadas de la red secundaria..... | 271 |
| 3.2. Formaciones | 273 |
| 3.2.1. Formas fluviales de acumulación | 273 |

| | |
|---|------------|
| 3.2.1.1. En la Cuenca del Duero | 273 |
| 3.2.1.2. En el Valle de Amblés..... | 274 |
| 4. FORMAS Y FORMACIONES CORRESPONDIENTES AL DOMINIO TROPICAL HÚMEDO..... | 275 |
| 4.1. Formaciones..... | 275 |
| 4.2. Formas | 276 |
| 5. FORMAS CORRESPONDIENTES AL DOMINIO TROPICAL CON ESTACIÓN SECA..... | 278 |
| 5.1. Montes isla “Inselberge” | 279 |
| 6. DOMINIO SEMIÁRIDO | 279 |
| 6.1 Formaciones | 279 |
| 7. DOMINIO PERIGLACIAR..... | 281 |
| 7.1. Formas de origen crionival..... | 281 |
| 7.2. Formas de origen gelifluidal | 285 |
| 7.3. Acciones mixtas..... | 287 |
| 7.4. Formas periglaciares subordinadas | 290 |
| 7.5. Morfología de los interfluvios | 291 |
| 8. DOMINIO TEMPLADO SECO (MEDITERRÁNEO) | 293 |
| 8.1. Modelado de los interfluvios..... | 294 |
| 8.2. Arroyada concentrada | 295 |
| 9. FORMAS DE ORIGEN ANTRÓPICO | 298 |
| 9.1. Graveras sobre rocas sedimentarias..... | 298 |
| 9.2. Canteras sobre rocas graníticas | 299 |
| V. CONCLUSIONES..... | 301 |
| 1. SÍNTESIS DEL MODELO EVOLUTIVO..... | 303 |
| 1.1. Primera etapa evolutiva | 303 |
| 1.2. Segunda etapa evolutiva | 307 |
| 1.3. Tercera etapa evolutiva | 311 |
| 2. DEFINICIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL BLOQUE CRISTALINO DE ÁVILA | 313 |
| 2.1. El Sector al NO de la Falla de Plasencia | 319 |
| 2.2. El Sector al SE de la Falla de Plasencia | 322 |
| 2.3. El Sector de Borde de la Cuenca del Duero | 324 |
| 2.4. Interpretación morfogenética..... | 325 |
| VI. BIBLIOGRAFÍA..... | 331 |
| VII. ANEXO CARTOGRÁFICO | 347 |
| 1. Mapas de situación..... | 349 |

| | |
|---|-----|
| 2. Ortoimagen espacial a escala 1:50.000 | 349 |
| 3. Mapa Hipsométrico editado a escala 1:100.000..... | 349 |
| 4. Mapa Hidrográfico editado a escala 1:100.000 | 349 |
| 5. Bloque Perspectivo del Terreno | 349 |
| 6. Perfiles Topográficos | 349 |
| 7. Mapa de Pendientes editado a escala 1:100.000 | 350 |
| 8. Mapa Geológico editado a escala 1:100.000 | 350 |
| 9. Mapa de Fracturas editado a escala 1:100.000 | 350 |
| 10. Mapa Morfotectónico editado a escala 1:50.000 | 350 |
| 11. Cortes Morfoestructurales..... | 350 |
| 12. Modelo Digital del Terreno | 350 |
| 13. Bloque perspectivo de los Bloques Tectónicos | 350 |
| 14. Bloque Diagrama Geomorfológico..... | 350 |
| 15. Mapa Geomorfológico editado a escala 1:50.000 | 350 |
| 16. Bloques Perspectivos del Modelo Evolutivo..... | 350 |
| 17. Ilustraciones, dibujos y fotografías..... | 351 |

PRÓLOGO

Es en la provincia de Ávila donde el Sistema Central alcanza su mayor altura, su máximo desnivel y su mayor densidad orográfica: dentro de ella se encuentran, muy próximas entre sí, la Serrota, la Sierra de la Paramera, la Sierra del Calvitero y la Sierra de Gredos. Estos vigorosos relieves montañosos —que ocupan más de la mitad del territorio provincial— sobrepasan los 2000 m. de altura (incluso los 2500 en el caso de Gredos), destacan entre 800 y 2100 m. sobre las áreas circundantes y muestran unas condiciones bioclimáticas de montaña claramente diferenciadas de las de éstas; en todos ellos además durante los últimos períodos fríos del Cuaternario se acogieron hielos glaciares que han impreso con claridad su impronta, confiriéndolos en algunos casos un aspecto «alpino» absolutamente excepcional en el centro de la Península. Esta excepcionalidad de su morfología suscitó desde muy pronto el interés de los geógrafos, los geólogos y, en general, de los investigadores del relieve peninsular; interés que se ha mantenido hasta el presente y que ha estado muy centrado en sus aspectos o rasgos más peculiares, concretamente en las formas relacionadas con el glaciarismo pleistoceno, con la actividad torrencial y con el modelado crionival.

Quizá la espectacularidad de estos conjuntos orográficos y la originalidad de estas formas hayan sido las responsables de que muy poca atención se haya dedicado al más septentrional de los componentes del Sistema Central abulense, la Sierra de Ávila: situada entre el Valle de Amblés y las campiñas de Arévalo, su altura, su desnivel y la energía topográfica de sus laderas son más modestos y su ambiente bioclimático no se diferencia de forma marcada del de las comarcas sobre las que se levanta; además no presenta huellas inequívocas de actividad glaciar ni grandes incisiones torrenciales. Es a este modesto y aparentemente banal relieve montañoso al que Miguel Herrero ha sometido a un minucioso y completo análisis geomorfológico, cuyos valiosos resultados se exponen en este libro, así como en los mapas y gráficos que lo acompañan.

Ciertamente la Sierra de Ávila es un relieve poco destacado, al menos en relación las montañas situadas al sur del Valle de Amblés, y carece del interés derivado de la presencia de huellas típicas de glaciarismo; por ello, como se ha indicado, ha pasado desapercibida, no se la han atribuido unas dimensiones planimétricas y altimétricas correctas e incluso ha sido tratada como un simple sector del piedemonte de Gredos. Constituye sin embargo una unidad orográfica bien diferenciada, de casi 1500 Km². de extensión, 1150 m. de altura media y 1727 m. de altitud máxima; desde el punto de vista geomorfológico presenta un particular interés, ya que conserva con gran claridad su organización morfoestructural de zócalo arrasado y fragmentado en bloques desnivelados por la tectónica terciaria, presenta una morfología granítica muy completa y altamente representativa y mantiene muy bien las huellas del sistema de modelado periglacial seco mayoritario durante el pleistoceno en las áreas elevadas del interior peninsular.

La obra que presentamos viene, pues, a completar el conocimiento del tramo abulense del Sistema Central y, al hacerlo, aborda unos aspectos o temas diferentes, quizás menos espectaculares y excepcionales, pero más comunes y generalizables al conjunto de las montañas medias de zócalo que accidentan el centro de España; por ello viene a significar también una aportación sustancial al conocimiento de la infraestructura geológica, la articulación tectónica y la evolución morfológica de este importante conjunto de relieves. Pero el trabajo no se limita a completar el análisis de un territorio o a tomar en consideración temas de gran interés, poco atendidos con anterioridad: significa también un cambio de perspectiva y de método, así como la introducción de nuevas técnicas de obtención de datos, de interpretación y de expresión de resultados. Ello deriva de la sólida y actualizada formación geomorfológica del autor, de su conocimiento y experiencia en los más recientes sistemas de teledetección y, sobre todo, de su condición de excepcional cartógrafo.

Hacer cartografía o investigar desde un punto de vista cartográfico significa georreferencia precisa, exhaustividad espacial y calidad técnica en la representación gráfica. Así, el estudio de Miguel Herrero sobre la sierra de Ávila difiere de los anteriores referentes a Gredos o la Serrota en la precisión extrema de la localización de los hechos geomorfológicos y en la fiabilidad de las dimensiones y la configuración que se les atribuye; en la toma en consideración –sin jerarquizaciones previas– de todos los elementos del relieve y no sólo de los excepcionales; y en la expresión de los resultados por medio de mapas o representaciones perspectivas de máxima calidad, carentes de improvisación y adaptadas a las normas y leyendas más acreditadas y validadas por la experiencia. El mapa geomorfológico realizado a escala 1:50.000 utilizando la Leyenda y Normas del Instituto de Geografía Aplicada de Estrasburgo, cuya reproducción facsimil acompaña al texto y que ha de ser objeto de una edi-

ción con la calidad técnica que se merece, ha sido, en su fase de levantamiento, el instrumento básico para definir y localizar todas las formas de relieve superiores al nivel de resolución de la escala citada (50 x 50 m.), así como para determinar el contexto, el carácter, la base material, la edad relativa y la naturaleza de cada una de ellas. Y en su fase de realización, ha pasado a ser el mejor medio de expresión de las conclusiones obtenidas.

En conformidad con este planteamiento de base y finalidad cartográfica el trabajo comienza definiendo, describiendo y midiendo el relieve de la sierra de Ávila por medio de un preciso análisis topográfico y morfométrico de la misma, basado en la elaboración y tratamiento de un Modelo Digital del Terreno, cuyos resultados se expresan en mapas y diagramas altimétricos y clinométricos, en perfiles y en excelentes bloques diagramas diseñados por ordenador.

A continuación, un análisis pormenorizado de la distribución espacial, la naturaleza y el estado de las rocas –muy predominantemente graníticas– que afloran en el área y un estudio completo de las líneas de dislocación tectónica basado en la información obtenida de Imágenes de satélite mediante avanzadas técnicas de Teledetección permiten a Miguel Herrero elaborar un mapa de síntesis geológica y un mapa de fracturas, para definir a partir de ellos la organización morfoestructural de la sierra, la cual resulta estar compuesta por una decena de bloques del zócalo paleozoico peninsular tectónicamente levantados y desnivelados, cuya localización, caracteres y modo de relación se exponen con gran claridad a través de un diagrama perspectivo. Dado el predominio del roquedo granítico, las formas de relieve estructurales modeladas sobre él merecen un tratamiento especial a meso e incluso a microescala, cuyos resultados ocupan una parte sustancial del mapa geomorfológico y son ilustrados en el texto por numerosos y expresivos dibujos.

Por fin, en la parte conclusiva de libro, se analizan de modo ordenado y preciso los elementos del relieve relacionados con los sistemas de modelado externo adaptados a los bioclimas que sucesivamente han afectado al área: así se reconocen, interpretan y cartografían las formas y formaciones superficiales heredadas de los paleoclimas cálidos del Terciario, las derivadas de las pulsaciones semiáridas de finales del Neógeno, las modeladas bajo las condiciones periglaciares del Pleistoceno y las vinculadas al morfoclima templado-seco actual, junto con las asociadas a la instalación y desarrollo de la red fluvial. Todo ello hace posible alcanzar una definición geomorfológica global de la Sierra de Ávila y de cada uno de sus elementos, expresada a través del Mapa Geomorfológico detallado, y conduce a la elaboración de un modelo evolutivo de su relieve, traducida gráficamente en un conjunto seriado de bloques-diagrama.

El libro que presentamos es, en resumen, un sólido trabajo de Geomorfología, es decir hace referencia a la sierra de Ávila como un relieve (como un elemento o componente del relieve terrestre) buscando su interpretación científica, pero está claramente marcado por una perspectiva y una finalidad cartográfica: el mapa (y los gráficos que lo apoyan o que de él derivan) son a la vez el medio y el fin de la investigación. Como consecuencia de ello puede decirse que el conocimiento geomorfológico de este territorio es completo en la obra de Miguel Herrero, porque, según señala J. Tricart, la investigación de un área sólo puede considerarse acabada cuando se ha elaborado acerca de ella un mapa a la escala y con el nivel de resolución adecuados en el que no quede ningún espacio en blanco.

El resultado de esta combinación de geomorfología y cartografía, de sólida formación académica y dilatada práctica, de objetividad científica y amor a la tierra, que de forma tan notable se da en Miguel Herrero, es un trabajo excelente que supera la divulgación o el descriptivismo y que ha de ser apreciado en su justa medida dentro del ámbito académico y profesional, pero que puede ser leído y consultado también por quienes se sientan interesados por esa infraestructura básica del territorio abulense que es su rico y contrastado relieve.

Julio Muñoz Jiménez
Profesor Titular de Geografía Física
Universidad Complutense



Institución Gran Duque de Alba

I. INTRODUCCIÓN

1. OBJETO DEL TRABAJO Y ELECCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El objeto de este trabajo es el estudio geomorfológico de un territorio de dimensión media desarrollado mediante la aplicación de una metodología de carácter inductivo y cartográfico, capaz de permitir el análisis y la integración de los elementos morfoestructurales y morfodinámicos. En este sentido, la investigación se ha orientado hacia la consecución de los siguientes objetivos básicos:

- a) Formación de una cartografía geomorfológica de detalle.
- b) Definición de las unidades morfoestructurales que integran el territorio.
- c) Catalogación de las formas del relieve que constituyen el paisaje actual.
- d) Elaboración de un modelo evolutivo mediante la integración temporal de elementos morfoestructurales y morfodinámicos.

El estudio que presentamos se enmarca dentro del interés que para los postulados de la ciencia geomorfológica presentan las zonas de contacto del zócalo cristalino con las cuencas sedimentarias. Desde esta perspectiva, el territorio objeto de estudio ha sido elegido en función de las siguientes consideraciones:

- a) Que constituye una zona de contacto «zócalo-cuenca sedimentaria» en el ámbito del Sistema Central Español. En efecto el sector elegido se extiende entre el curso del río Adaja y la cuenca del Tormes, formando el contacto del Sistema Central con la Cuenca Sedimentaria del Duero; y presenta, a nuestro entender, un espacio interesante para un estudio integrado de los elementos geomorfológicos de ambas unidades y de sus relaciones.
- b) Que, desde el punto de vista estrictamente geomorfológico, no ha sido objeto de estudio. En este sentido, se ha abordado el

estudio a partir de los trabajos fisiográficos del siglo XIX y de la investigación geológica y estructural realizada para el conjunto del Sistema Central en las últimas décadas. No hemos encontrado estudios geomorfológicos «sensu stricto» de este sector de contacto; los trabajos de este carácter se circunscriben a sectores centrales de las Sierras de Gredos y Béjar y al sector próximo de la Sierra del Guadarrama.

c) Que existen relaciones fluidas con el espacio desde la doble perspectiva de lo geográfico y lo anímico. La investigación geomorfológica sobre las áreas de zócalo precisan de metodologías apoyadas en minuciosas observaciones de campo, que requieren mucho tiempo, fácil accesibilidad al territorio y el conocimiento exhaustivo del mismo. En este sentido podemos decir que la elección del espacio estudiado cumple óptimamente estas condiciones dado que, por una parte, las características topográficas del mismo no presentan grandes dificultades de accesibilidad y por otra, se encuentra en el entorno próximo a Ávila; ciudad ésta, a la que el autor se siente vinculado anímica y existencialmente. Por ello en este trabajo, junto con las posibles consideraciones de carácter científico o técnico que puedan extraerse, hay que destacar el hecho de que ha sido realizado con la satisfacción de encontrarse uno siempre entre sus cosas, sintiendo una identificación plena con el medio, con el paisaje, y con cada uno de los elementos que constituyen este territorio tan singular y a la vez tal hermoso.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y SU SIGNIFICACIÓN DENTRO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

El territorio estudiado comprende una superficie de 1472 Km² que corresponden al espacio formado por 30° 40,7" de paralelo entre los 4° 40' 30,0" y los 5° 11' 10,7" de Longitud Oeste de Greenwich, y por 18° 24,8" de meridiano entre los 40° 31' 40,0" y 40° 50' 04,8" de Latitud Norte.

Cartográficamente se localiza en las hojas del Mapa Topográfico Nacional números 505 (Mirueña de los Infanzones), 506 (Cardeñosa), 530 (Vadillo de la Sierra) y 531 (Ávila de los Caballeros).

Desde el punto de vista geográfico se ubica en la Región Central española, inmediatamente al Oeste de la ciudad de Ávila, formando parte de la vertiente Norte del Sistema Central, correspondiente a la Cuenca Hidrográfica del Duero (Fig.1).

Dentro de este sistema montañoso, forma parte del sector central del mismo, localizándose al Norte del Macizo de Gredos, entre la alineación formada por las sierras de La Serrota-Parameras de Ávila y la Cuenca Sedimentaria del Duero, constituyendo así la zona de contacto del propio

Sistema Central con la Cuenca duriense (en dirección Este-Oeste), en el tramo comprendido entre el meridiano de Ávila y el del Puerto de Villatoro.



Fig. 1.- Localización del territorio estudiado.

Desde el punto de vista orográfico el relieve principal lo constituye La Sierra de Ávila, con 1710 m. de altitud en el Cerro de Gorría; en este sentido el territorio estudiado puede identificarse como el sector del Sistema Central situado al Norte de Las Parameras de Ávila, teniendo a la Sierra de Ávila como el elemento principal de referencia (Fig.2). En efecto, La Sierra de Ávila es el nombre propio con el que mejor se identifica este territorio, aunque es necesario precisar que éste excede al ámbito superficial de la Sierra; en rigor debemos definirlo como el sector del Sistema Central correspondiente a la Sierra de Ávila y a las Cuencas Sedimentarias adyacentes (Valle de Amblés, al Sur, y borde meridional de la Cuenca del Duero, al Norte).

Así espacialmente definido, los límites que enmarcan la zona de estudio son los siguientes: Por el Sur, la alineación orográfica Sierra de La Paramera-La Serrota; por el Norte, la Cuenca Sedimentaria del Duero en una lineación trazada entre Pozanco y Mancera de Arriba; por el Este, la Cuerda de Los Polvisos y el río Adaja (donde se sitúa la ciudad de Ávila); y por el Oeste, el Puerto de Villatoro (que da paso al Valle del Corneja) y la Sierra de Villanueva, correspondiente ya a la Cuenca del Tormes.

—La Sierra de Ávila, desde el punto de vista orográfico y en el conjunto del Sistema Central, es un modesto relieve marginal del Macizo de Gredos situado en una dirección NE y desconectado de la alineación de dirección E-O más importante formada por Las Parameras de Ávila-La Serrota, preci-

samente por la interposición del Valle de Amblés entre ambas unidades montañosas. En el extremo accidental de éste, el contacto orográfico de la Sierra de Ávila con La Serrota tiene lugar a través del Puerto de Villatoro situado a 1390 metros de altitud, que constituye a su vez el umbral entre los Valles de Amblés y del Corneja, situados en una alineación ENE-OSO.

Según se ha dicho, la Sierra de Ávila tiene su mayor altitud en el Cerro de Gorría (1710 m.), situado en el extremo NE de la misma, donde tiene

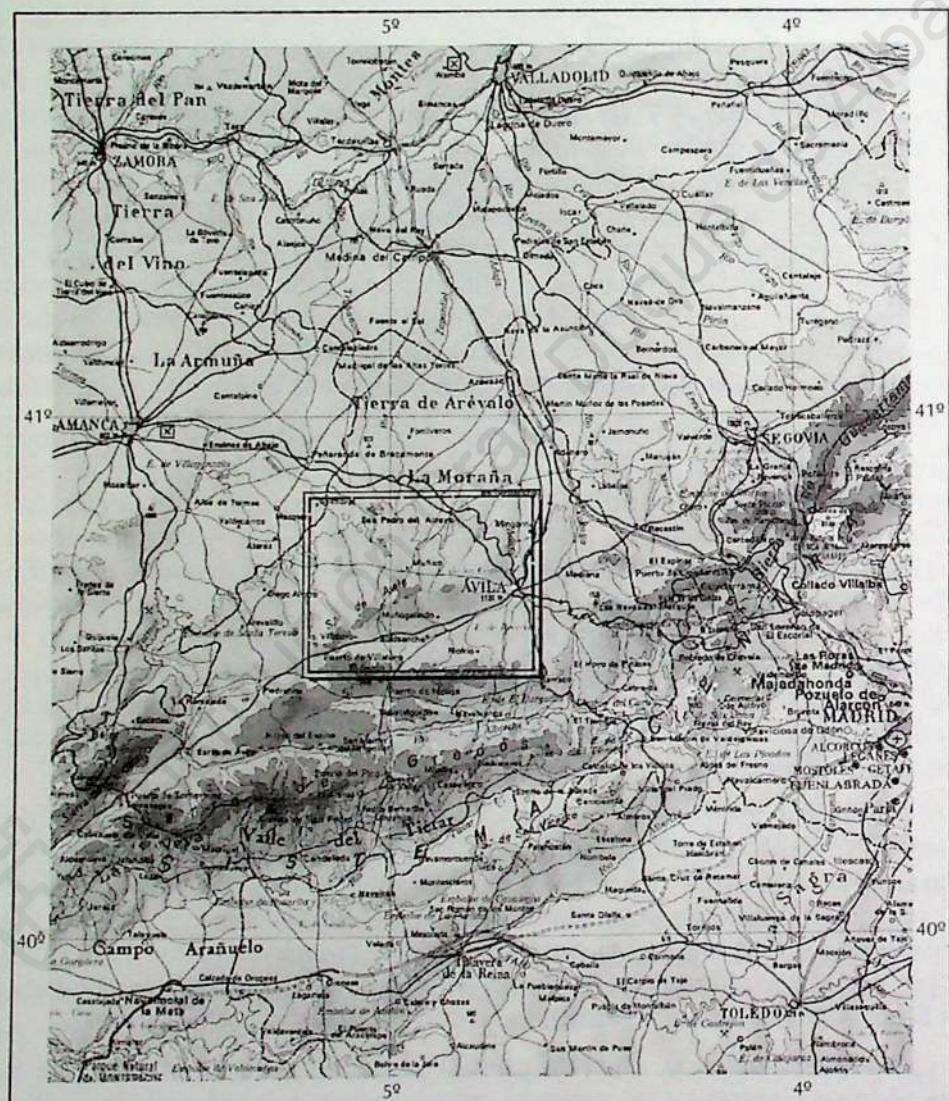


Fig. 2.- Localización dentro del Sistema Central.

lugar el cruce de esta alineación principal, que forma la Sierra y que tiene sus relieves mas importantes (además de Gorriá) en el alto de Las Fuentes (Cabeza Mesá, 1679 metros) y el altiplano de Villanueva con 1637 m., con otra de menor entidad y dirección E-O que procede del sector de Ávila, con 1576 metros en el Risco del Viso y 1570 m. en el alto de Valdecasa. Esta segunda alineación entre Cerro de Gorriá y Ávila se encuentra drásticamente interrumpida por el Valle de Sanchorreja, que la corta en dirección NE a 1300 m. de altitud, quedando desconectados orográficamente la Sierra de Ávila y los relieves montañosos de Canto Cachado-Cerro Bajero que, con 1554 metros, constituyen el techo de esta alineación que desciende progresivamente por Casasola, Duruelo y La Colilla hasta Ávila, a 1130 metros, trazando el perfil topográfico del borde Norte del Valle de Amblés.

—El Amblés es un valle intramontañoso que se sitúa, a lo largo de 42 Km. y en una dirección ENE-OSO, entre La Sierra de Ávila y los relieves de la alineación Ávila-Canto Cachado, (ambos conjuntos situados al Norte del mismo) y las Sierras de Las Parameras de Ávila y La Serrota, que quedan al Sur. Es un valle de fondo plano con una anchura entre 2,5 y 10,0 Km. y una pendiente media del 0,3% en sentido ENE entre Villatoro a 1180 m. de altitud, y el cauce del río Adaja en Ávila, a 1065 m. El Valle de Amblés junto con las vertientes de los relieves circundantes —la Norte de La Serrota-Parameras, Sureste de la Sierra de Ávila y la Sur de Ávila-Canto Cachado— forma una cuenca hidrográfica cerrada que podemos denominar como «La Cuenca Alta del Adaja», siendo éste el eje fluvial que a través del Valle de Amblés organiza el drenaje y articula la dinámica de la misma antes de dirigirse decididamente hacia el Duero.

—El Sector de Borde de la Cuenca del Duero constituye la topografía de enlace entre las tierras llanas del centro de la misma y los perfiles mas elevados y abruptos del conjunto serrano. Se evidencian en él tres zonas topográficamente distintas: La mas occidental enrasa directamente con la base de los cerros de Solana de Rioalmar sobre la cota de los 1100 metros y forma una pendiente suave y continua en dirección NE hasta el interior de la Cuenca a los 900 m. de altitud y a lo largo de mas de 10,0 Km.; la zona central corresponde a un sector deprimido drenado por el río Arevalillo y el arroyo Villaflor, siendo éste el sector sobre el que mas netamente se destaca el perfil serrano con un salto topográfico entre 100 y 150 metros, tiene una topografía plana en la que se localizan zonas semiendorreicas de difícil drenaje; la zona oriental forma una topografía en pendiente desde la base de los escarpes de Peñalba de Ávila a 1040 metros formando el interfluvio alomado entre el río Adaja y el arroyo de Berlanas, enlazando con la topografía plana del centro de la Cuenca a 920 metros en las proximidades de Gotarrendura (Fig. 3.).

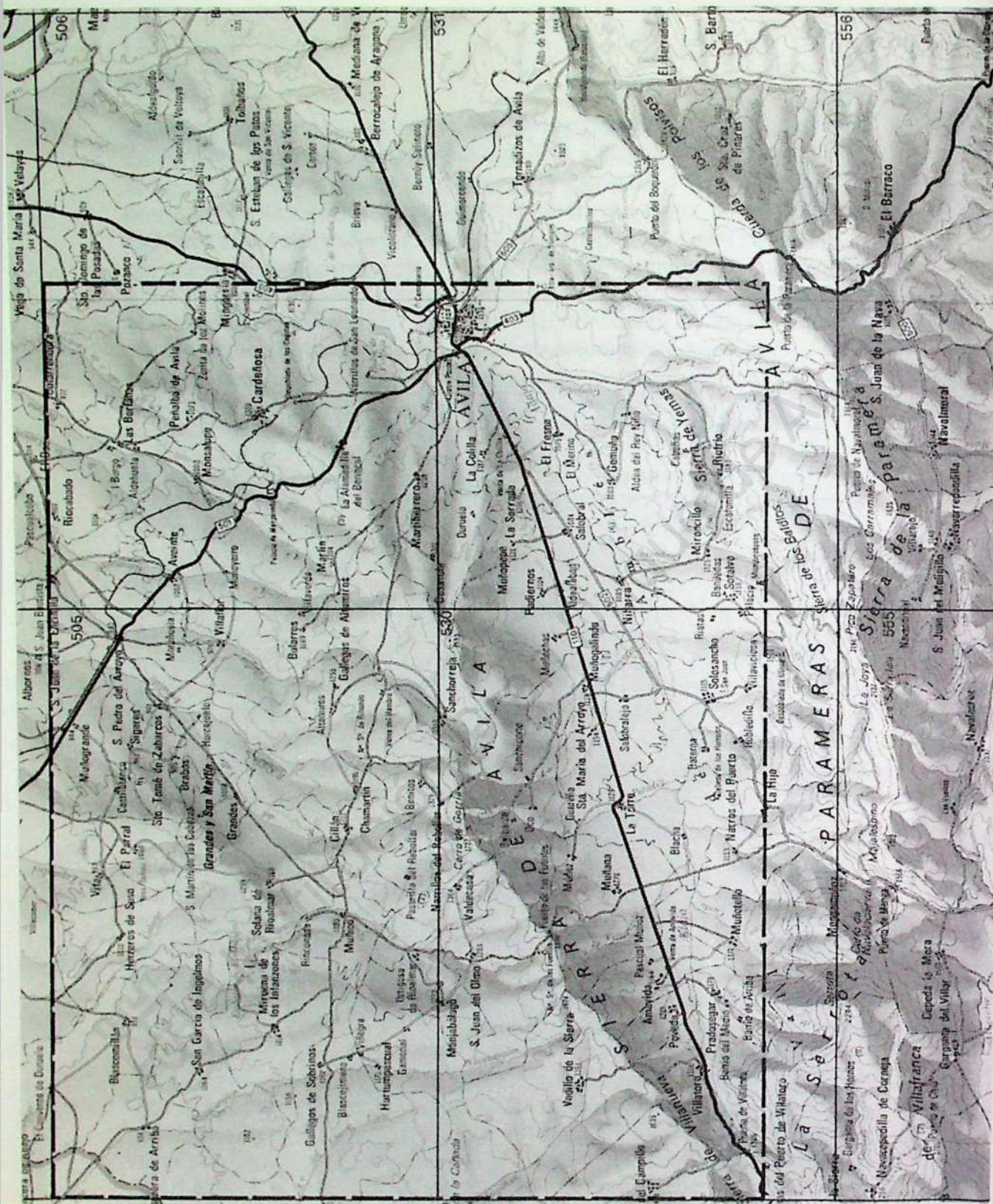


Fig. 3.- Ámbito del territorio estudiado a escala 1:200.000.

3. ESTUDIO REALIZADO

3.1. Metodología

El estudio que presentamos se inscribe dentro de unos términos estrictamente geomorfológicos, para lo cual ha sido necesario desarrollar un método de investigación tendente al reconocimiento pormenorizado de los elementos constitutivos del paisaje geomorfológico actual y a su espacialización, para desde esa base plantear una interpretación evolutiva geomorfoestructural dentro del marco regional y la catalogación y localización de las formas del relieve desde una interpretación morfogenética de su modelado en el marco de los diferentes dominios morfoclimáticos.

La metodología y las técnicas de trabajo empleadas en este estudio pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Consulta bibliográfica
- Formación de una cartografía geomorfológica
- Análisis morfoestructural
- Catalogación de las formas del relieve
- Integración y síntesis evolutiva

3.1.1. Consulta bibliográfica.

La selección bibliográfica se ha realizado en función del objetivo estrictamente geomorfológico de nuestro estudio, en la búsqueda de un estado general de los conocimientos y del apoyo científico necesario en temas concretos sobre el área analizada.

El conjunto de información utilizada, se vertebría en tres áreas de investigación: Estudios generales sobre el ámbito del Macizo Hespérico; estudios y cartografía geológica sobre el Sistema Central; y estudios morfoestructurales y morfoclimáticos relacionados con el Sistema Central y en general sobre distintas zonas de zócalo.

En el apéndice bibliográfico se presenta la relación completa de autores y obras consultadas, haciéndose referencias y citas concretas dentro del propio texto.

3.1.2. Formación de una cartografía geomorfológica.

El capítulo cartográfico ha sido tratado con especial atención, puesto que el mapa se ha planteado como instrumento principal para la interpretación de los fundamentos geomorfoestructurales y la definición e interpretación de los elementos morfológicos.

La cartografía temática de base se ha formado a escala 1:50.000 y comprende los siguientes mapas:

- Mapa geotectónico (editado a escala 1:100.000)
- Mapa de síntesis geológica (editado a escala 1:100.000)

- Mapa morfoestructural (editado a escala 1:50.000)
- Mapa geomorfológico (editado a escala 1:50.000)

Todos estos mapas se han elaborado sobre la base topográfica a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional y se han formado por fotointerpretación convencional y asistida, sobre la información por teledetección de ortoimágenes espaciales en modo multiespectral y de fotografías aéreas en modo pancromático, junto con el trabajo de campo correspondiente.

Las ortoimágenes espaciales han sido realizadas especialmente para este trabajo, mediante el tratamiento informático de imágenes digitales, según el siguiente proceso:

-Información digital utilizada:

Satélite Landsat 5

Sensor TM (Thematic Mapper) modo multiespectral

Escena 202-32-2 de fecha 18 de Agosto 1987

Bandas espectrales utilizadas:

3 (0,63-0,69 μm) rojo

4 (0,66-0,90 μm) infrarrojo cercano

7 (2,08-2,35 μm) infrarrojo medio

Tamaño del pixel 30 metros

-Tratamiento digital:

La información digital ha sido tratada mediante corrección geométrica y radiométrica con el fin de obtener una ortoimagen en soporte analógico (cartográfico) en el sistema de representación cartográfica U.T.M. y a la misma escala de la base topográfica del Mapa Topográfico Nacional.

La corrección geométrica se ha realizado mediante la toma de puntos de control sobre el M.T.N. en proyección U.T.M. y su identificación en la imagen digital de forma interactiva. Se ha generado así un fichero donde cada punto está identificado por sus coordenadas x e y, en el sistema U.T.M., y por el número de pixel y línea en el mosaico digital. La conversión de la información digital a coordenadas U.T.M. para toda la imagen se ha realizado mediante ajuste polinómico de segundo grado por el método de mínimos cuadrados sobre 25 puntos de control, con un error de ajuste inferior al pixel.

La corrección radiométrica se ha realizado mediante el cálculo y ajuste de los histogramas de cada una de las bandas; con realce de bordes mediante la aplicación de un filtro laplaciano con matriz de núcleo 5 y un remuestreo del pixel a 25 metros mediante interpolación por el método de convolución cúbica.

El tratamiento ha sido realizado por el propio autor, utilizando el Sistema de Tratamiento de Imágenes Digitales del Área de Teledetección del Instituto Geográfico Nacional.

La nueva imagen creada sobre soporte digital ha sido escaneada mediante sistema láser, generándose un soporte analógico (internegativo color) a escala 1:625.000. Las ortoimágenes a escala 1:100.000 y 1:50.000 se han obtenido por ampliación fotográfica en color, sobre papel fotográfico con un control riguroso de escala.

La elección de bandas se ha realizado mediante el estudio de los histogramas de las 6 bandas (se ha excluido el infrarrojo térmico) en la búsqueda de firmas espectrales que definieran óptimamente el roquedo y las líneas estructurales de debilidad, las zonas húmedas y alineaciones de los elementos geomorfológicos en general. La combinación de bandas 3, 4, 7 ha dado la respuesta óptima a los objetivos deseados, mediante la siguiente asignación en falso color: banda 7, color rojo; banda 4, color verde; banda 3, color violeta (azul).

La fotointerpretación sobre soportes en modo pancromático se ha realizado con el vuelo aerofotogramétrico a escala 1:30.000 de 1985 del I.G.N., y para ciertas zonas de modelado granítico se ha trabajado con el vuelo a escala 1:18.000. El barrido fotogeológico se ha realizado mediante visión estereoscópica de cada uno de los modelos, restituyendo directamente sobre la base topográfica.

El mapa morfoestructural ha sido realizado, a partir de la información cartográfica base, con arreglo a una leyenda y semiología gráfica propias, en función de los objetivos de nuestro estudio. Tanto el diseño como la edición cartográfica han sido realizados por el autor exclusivamente para este trabajo.

El mapa geomorfológico ha sido realizado (en su contenido fundamental) por el Método de Cartografía Geomorfológica del Instituto de Geografía Aplicada de Estrasburgo desarrollado por J. TRICART, precisando en todas y cada una de las unidades cartografiadas los siguientes caracteres:

- Su localización espacial precisa georreferenciada
- Su contexto estructural y geológico
- La edad de la forma y de las generaciones sucesivas
- La naturaleza de su génesis, en su doble aspecto, estructural y morfogenético
- Las características morfológicas propias de las formas
- Las formaciones superficiales y su morfogénesis

La formación de este mapa, tanto la recogida y el tratamiento de los datos, como el diseño y edición de los originales cartográficos, ha sido realizada con metodología del propio autor (HERRERO, 1986,88) mediante la toma de datos por técnicas de fotointerpretación y la observación de campo. La fotointerpretación ha proporcionado

nado la espacialización de líneas y recintos que hemos utilizado como una primera aproximación, siendo catalogadas posteriormente como unidades geomorfológicas por el conjunto de los parámetros que las definen. El tipo de datos a registrar requiere que esta opera-

| TÍTULO | | UNIDAD | CÓDIGO | ESCALA | FECHA | ESTRUCTURAL | | | | | | | | | |
|---|------------------------------|-------------------------------------|-----------|------------------------------|---------------|--------------------------|---|---------------------------|---|---------|-------------------------------------|----|----------------|---|---------------------------|
| SIERRA DE AVILA | | 4.3 | 21AA1520F | 1:50.000 | Mayo 1991 | FICHA N° 12 | | | | | | | | | |
| T | DENOMINACIÓN | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | | |
| 1 | LOCALIZACIÓN - UTM - | 3 | 3 | 7 | 1 | 4 | 4 | 9 | 8 | 1 | 12 | 9 | 0 | | |
| 2 | CONTEXTO ESTRUCTURAL | A | | B | | C | | DISEÑO | | | | | | | |
| | REGIÓN ESTRUCTURAL | LITOLOGÍA | | RESISTENCIA MÉCANICA | | TECTÓNICA | | | | | | | | | |
| 0 | - | - | A | B | C | D | Vivir | Acidentes Tectónicos | | | | | | | |
| 1 | Medio interior | Conglomerado y Metacristalino | A | A | Granito | 0 | 0 | 0 | | | | | | | |
| 2 | Corte de relieve | Sedimentaria | | | | 1 | 1 | 1 | | | | | | | |
| 3 | Relieve de depresión | | | | | 2 | 1 | 1 | | | | | | | |
| 4 | Relieve de valle | | | | | 3 | 1 | 1 | | | | | | | |
| 5 | Relieve valle | Fases intermedias | | | | 4 | 1 | 1 | | | | | | | |
| | | | | | | 5 | 1 | 1 | | | | | | | |
| | | | | | | 6 | 1 | 1 | | | | | | | |
| 4 | FORMACIONES SUPERFICIALES | A | | B | | C | | DISEÑO | | | | | | | |
| | TIPOS GRANULOMÉTRICOS | PROPORCIÓN DE LA MATERIA | | COMPOSICIÓN DE LA MATERIA | | TIPO DE CONSOLIDACIÓN | | NATURALEZA DEL CIMENTO | | ESPESOR | EVENTUAL FORMACIÓN SUBYACENTE | | | | |
| 0 | - | 0 | - | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | | | |
| 1 | Formas regulares | 1 | Bloques | 0 | Si se mezclan | 0 | Indiferente | 1 | Secundario con restos de material | 1 | Cáliz | 1 | < 0.25 m. | 2 | Material angulado |
| 2 | Arredondida | 2 | Centros | 0 | Si se mezclan | 0 | Indiferente | 2 | Secundario con restos de material | 2 | Ferruginoso | 2 | > 0.25 m. | 3 | Material angularizado |
| 3 | Redonda | 3 | Gruesas | 0 | Masa + 25% | 0 | Indiferente | 3 | Secundario con restos de material | 3 | Acuñado | 3 | 0.25 - 0.75 m. | 4 | Material angularizado |
| 4 | Esferométrica | 4 | Avilesas | 0 | el 27 - 75% | 0 | Indiferente | 4 | Secundario con restos de material | 4 | Secuado | 4 | > 0.75 m. | 5 | Material redondeado |
| 5 | Forma de roca fija | 5 | Largas | 0 | Otras veces | 0 | Secundario con restos de material | 5 | Secundario con restos de material | 5 | Sulfato bruto | 5 | > 0.75 m. | 6 | Materiales redondeados |
| 6 | Fragmento irregular | 6 | Arboladas | 0 | Cortas veces | 0 | Secundario con restos de material | 6 | Secundario con restos de material | 6 | Sulfato bruto | 6 | > 0.75 m. | 7 | Materiales redondeados |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| OBSERVACIONES: Escalón Sur de la rampa cristalina. Alteración de afloramientos masivos y superficies de cincelación. Desnivel 90 metros. Pendiente general 12%. Orientación Sur en el borde del Ambiés (Oeste de Muñogalindo). Estudio detallado de los vallejos, identificando paleocuevas y formas actuales. Dinámica de la vertiente, cuencos de recepción y conca actual. Fondos de valle planos con depósitos de creños. Formas de arroyada y Sistema morfogenético. | | | | | | | | | | | | | | | |
| ESTRUCTURAL | | | | | | | | | | | | | | | |
| AUTOR MIGUEL HERRERO | | | | | | | | | | | | | | | |

Fig. 4.- Ficha de datos estructurales.

ción se realice en dos fases: Una, directamente en campo, tendente a definir por una parte cada unidad en su contexto a través de los elementos descriptivos y topográficos que se precisen, como la pendiente, la orientación etc.; y por otra, el estudio *in situ* de materiales, litología, estructura, etc. La segunda fase se realiza en gabinete y en el laboratorio, realizando los trabajos cartográficos y los análisis granulométricos y sedimentológicos, pertinentes. Toda esta información tiene como objeto fundamental la formación del mapa, por lo que debe girar en torno a la elaboración de los índices y parámetros que definen elementos constitutivos y definidores de unidades cartografiadas, en busca de una rigurosa aplicación del propio método cartográfico.

Los datos correspondientes a cada unidad se registran mediante una ficha que permite su definición y catalogación dentro de una estructura codificada (Fig.4), facilitando además el diseño completo de todos y cada uno de los elementos gráficos que permiten la representación car-

tográfica de los distintos elementos geomorfológicos definidores de la misma. De este modo, con la realización de la ficha correspondiente para cada una de las clases, se dispone, por una parte, de la información estructural del mapa basada en los datos de unidades tipo, y por otra, de los elementos necesarios para el análisis morfoestructural y su interpretación geomorfológica.

3.1.3. Análisis morfoestructural.

El método de trabajo se ha apoyado, de un lado, en la elaboración de documentos cartográficos y en la estadística de las fracturas con su dirección y expresión geomorfológica y, de otro, en el análisis integrado de todos los elementos.

Al mapa de síntesis geológica se le han incorporado los recintos de los afloramientos masivos y la forma de expresión geomorfológica de los afloramientos de diques. Esta información debidamente georeferenciada, aporta importantes datos de tipo estructural y evolutivo a partir del modo y distribución de la ocurrencia de las formaciones geológicas.

En el mapa de fracturas se ha trazado la red de dislocaciones de forma ordenada, distinguiéndose los sistemas por colores en función de los umbrales establecidos para los diferentes intervalos, agrupando valores de ángulos medidos en azimutes. Asimismo se ha realizado una estadística por cada uno de los sistemas, discriminando las distintas magnitudes tectónicas y morfológicas de todos y cada uno de los elementos.

Una información topométrica y estructural de singular importancia ha sido extraída a partir de un Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio, realizado dentro de nuestra metodología. Este M.D.T. se ha calculado directamente sobre la altimetría del Mapa Topográfico Nacional, con lectura directa de puntos a partir de las curvas de nivel. Han sido calculados 6902 puntos, formando una malla de 500 metros, tomando como origen las coordenadas U.T.M. $x=315.500$, $y=4486.000$ (Huso 30). A partir de esta malla de puntos se ha generado un fichero con los valores x , y , z , de cada punto que constituye el M.D.T. original. A partir de este fichero se ha generado un nuevo modelo digital con interpolación de puntos cada 250 metros resultando una malla de 27.985 puntos para una superficie de 1650 Km². En la verificación del cálculo se han detectado errores en 132 puntos con un valor máximo de 3,17 metros. El tratamiento informático de todo el proceso y los productos cartográficos derivados, han sido realizados en el Servicio de Sistemas de Información Geográfica del Instituto Geográfico Nacional.

Los productos cartográficos derivados son los siguientes:

- Mapa de pendientes
- Modelos perspectivos del terreno

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------------------------|---------------|------|--------------------|--|-------------|-------------|---------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|----------|---------------------------|----|--|
| TÍTULO | | UNIDAD | | CÓDIGO | ESCALA | FECHA | FORMAS | | | | | | | |
| SIERRA DE ÁVILA | | 11.1 | | S.B.152 - 0-22 | 1:50.000 | Agosto 1991 | FICHA N° 52 | | | | | | | |
| T | DENOMINACIÓN | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | |
| 1 | LOCALIZACIÓN | 3 | 3 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | |
| - U.T.M. - | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | CONTEXTO MORFOGENÉTICO | A | | | B | | | | | | | | | |
| SISTEMA MORFOGENÉTICO | | | EDAD | | | | | | | | | | | |
| 1 | Acumulo metam. | 1 | 1 | 1 | Metacasa | | | | | | | | | |
| 2 | Acumulo metam. | 2 | 2 | 2 | Mica | | | | | | | | | |
| 3 | Acumulo metam. | 3 | 3 | 3 | Int. Flea-Wim | | | | | | | | | |
| 4 | Intercala metam. | 4 | 4 | 4 | Fleas | | | | | | | | | |
| 5 | Unión metam. | 5 | 5 | 5 | Int. Metacasa | | | | | | | | | |
| 6 | Diorita-Tem. Normal | 6 | 6 | 6 | Metacasa | | | | | | | | | |
| 7 | Diorita-Tem. Tensio | 7 | 7 | 7 | Int. Diorita-Metacasa | | | | | | | | | |
| 8 | Diorita-Tem. Tensio | 8 | 8 | 8 | Diorita | | | | | | | | | |
| 9 | Diorita-Tem. Tensio | 9 | 9 | 9 | Metacasa en la diorita | | | | | | | | | |
| 5 | FORMAS DEL TERRENO | TIPO DE FORMA | | | EVENTUALES + MICROFORMAS SUPERPUERTAS | | | MODO DE OCU- PACIENCIA DE LA FORMA | GRADO DE ACTI- DAD DE LA FORMA | EVENTUAL SUE- LO DE LA FORMA | C. VORSA | Color marrón 70% arena | | |
| A | L-Ventanas | | | | | | | | | | | Color marrón | | |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| B | Formas subordinadas | | | 22. Sierra micaosa | | | | | | | | Color marrón | | |
| | 16.2. Acum. clástico | | | | | | | | | | | | | |
| OBSERVACIONES: Existen diques de cuarzo que dan esta forma, en la zona granítica del bloque cristalino. Dirección Este-Oeste. La acumulación de clásticos forma en las zonas citas verdadera pedrera, en la vertiente Norte de Cerro Gorra. | | | | | | | | | | | | | | |
| FORMAS | | | | | | | | | | | | | | |
| AUTOR MIGUEL HERRERO | | | | | | | | | | | | | | |

Fig. 5.- Ficha de datos para cada una de las unidades tipo.

- Soporte geométrico para la realización de un bloque diagrama con carga temática fisiográfica.
- Soporte geométrico para la representación gráfica de la interpretación geotectónica y evolutiva de la zona de estudio.
- Estudio estadístico completo de la hipsometría

3.1.4. Catalogación de las formas del relieve.

La catalogación de las formas del relieve se ha realizado a través de un minucioso trabajo de campo, mediante el registro sistemático de los caracteres geomorfológicos necesarios para la definición de las mismas. La toma y el tratamiento de los datos se ha realizado con la metodología ya citada del propio autor, consistente para este capítulo en la elaboración de una ficha por cada unidad tipo (Fig.5) en la que quedan registrados todos los elementos de localización, morfogenéticos, temporales y morfológicos exigidos por el método. La consecución de todos y cada uno de éstos precisa de observaciones *in situ* y, en su caso, de los trabajos de gabinete y de laboratorio que sean necesarios.

Este trabajo, junto con el análisis cartográfico, ha permitido la interpretación de determinados conjuntos morfológicos y el planteamiento de algunos modelos evolutivos complejos para diversas morfologías graníticas.

La interpretación de las formas del relieve desde el punto de vista morfoclimático se ha apoyado, por una parte, en las observaciones de campo, tomando registros sistemáticos de los elementos morfológicos definidores de procesos y la síntesis de éstos en unidades homogéneas; por otra, en la interpretación morfológica de todos los cursos fluviales, la restitución de toda la red hidrográfica actual y las formas de arroyada concentrada; y por último, en el estudio de las formaciones superficiales mediante análisis granulométricos y sedimentológicos, junto con la observación del modo de ocurrencia de la forma.

3.1.5. Integración y síntesis evolutiva.

Este apartado se ha realizado a modo de conclusión final resultante de una interpretación integradora de todos los elementos geomorfológicos que han sido ya definidos, catalogados y debidamente espacializados. Esta integración se ha articulado en función, por una parte, del factor temporal, correlacionando los elementos estructurales secuencialmente; de este tipo de análisis se ha derivado la interpretación de un modelo evolutivo. Por otra parte, se han correlacionado los factores morfoclimáticos con los elementos morfológicos definidos y catalogados, deduciéndose de este hecho una interpretación morfogenética secuencial del paisaje actual. Por último, y partiendo de estos nuevos elementos, es decir de la posibilidad de interpretar elementos estructurales distribuidos secuencialmente con los procesos modeladores distribuidos espacial y temporalmente, ha permitido la definición geomorfológica, conforme al método aplicado, de las distintas unidades (morfoestructurales y formas del paisaje actual), que constituyen, en su conjunto, el territorio estudiado, conocido geográficamente como La Sierra de Ávila y que hemos definido como el Bloque Cristalino de Ávila y las Cuencas Sedimentarias Adyacentes.



II. ESTUDIO TOPOGRÁFICO Y MORFOMÉTRICO

1. BASE TOPOGRÁFICA

La base cartográfica utilizada en todos los mapas, así como los datos hidrográficos y topométricos extraídos, corresponden al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. No obstante y con el fin de formar los mapas sobre una única base cartográfica que incluyera todo el ámbito del territorio estudiado, ha sido necesario realizar un mosaico cartográfico a partir de las hojas correspondientes (505, 506, 530 y 531) y realizar la edición cartográfica de determinados mapas a escala 1:100.000, en un formato más asequible para facilitar el manejo de los mismos. (En esta edición se presentan reducciones fotográficas de los citados mapas a escala aproximada 1:185.000* págs. 30-31, 34-35, 58-59 y 90-91).

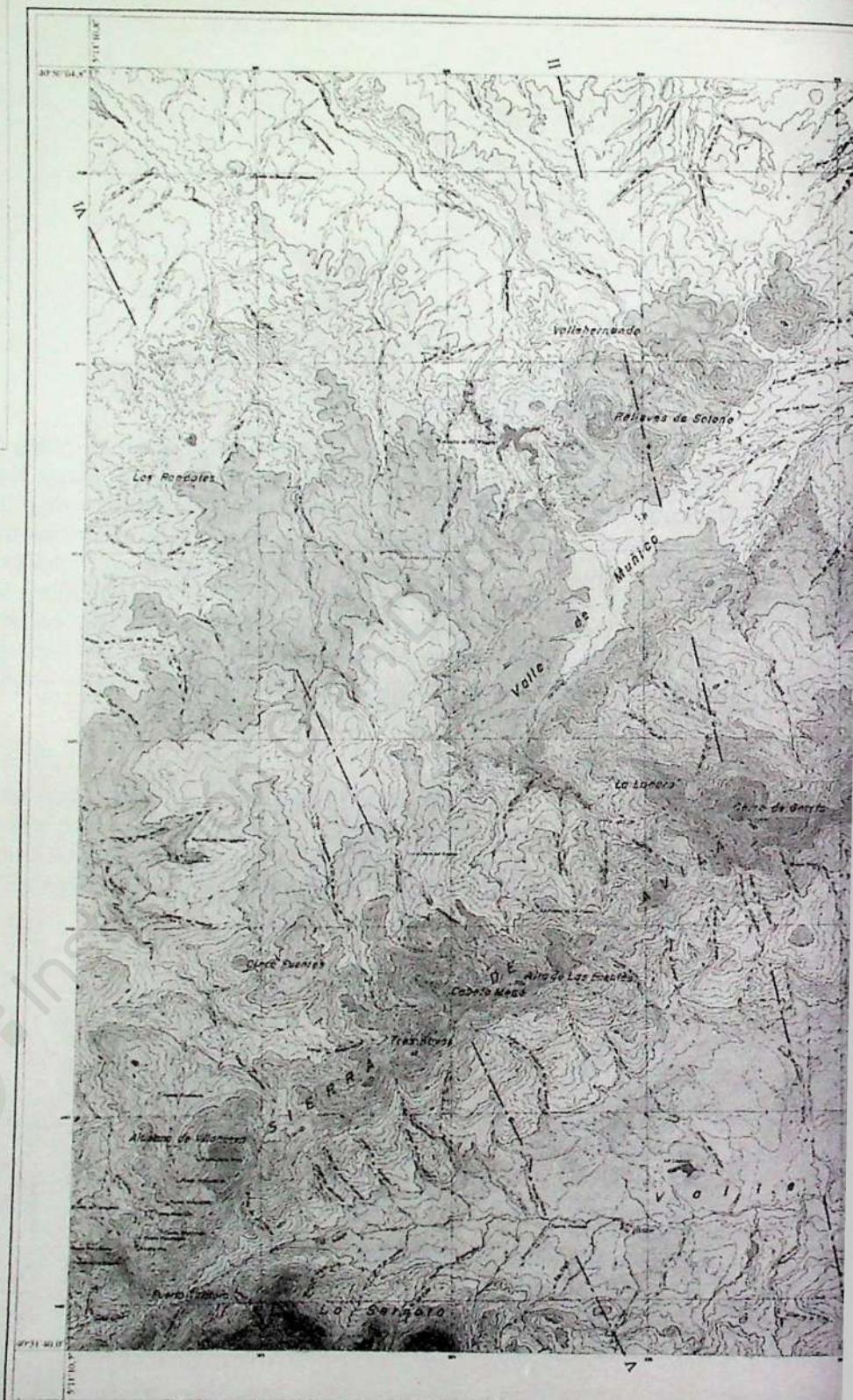
1.1. Hipsometría

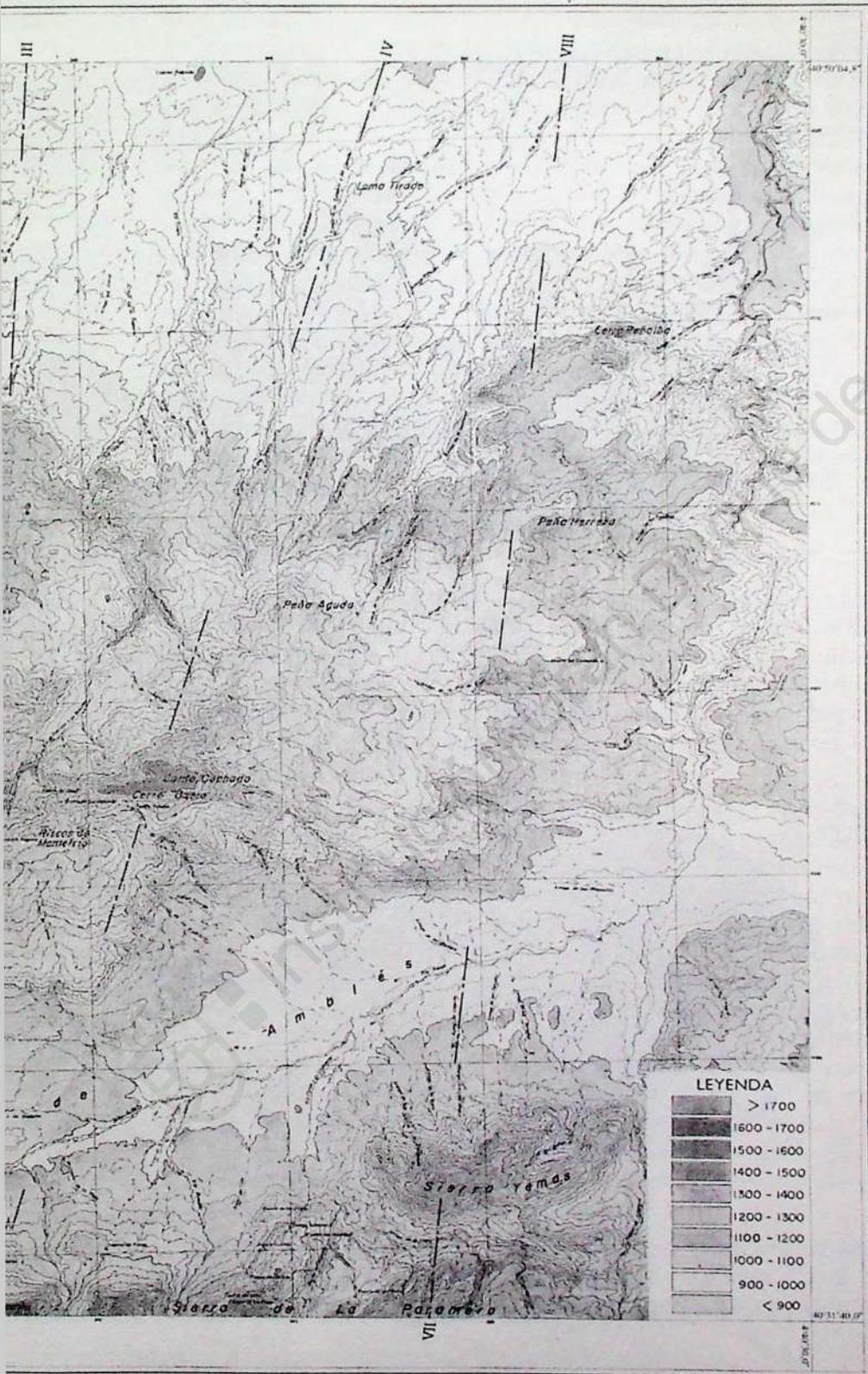
Del análisis de los datos hipsométricos se deduce que el territorio estudiado tiene una altitud media de 1148,6 metros, muy elevada dentro del conjunto peninsular, máxime si tenemos en cuenta que el intervalo de máxima altitud es muy moderado tratándose de un sector serrano, (Fig. 6).

| Interv.alt. | m. de clase (x) | Sup. Km ² (f) | |
|-------------|-----------------|--------------------------|------------------------------|
| >1700 | 1700 | 0.8 | |
| 1600-1700 | 1650 | 4.6 | |
| 1500-1700 | 1550 | 28.9 | |
| 1400-1700 | 1450 | 81.5 | $\sum (fx)$ |
| 1300-1700 | 1350 | 123.5 | |
| 1200-1700 | 1250 | 258.8 | $X = \frac{\sum fx}{\sum f}$ |
| 1100-1700 | 1150 | 407.1 | |
| 1000-1700 | 1050 | 225.2 | |
| 900-1700 | 950 | 329.3 | |
| <900 | 900 | 2.0 | |
| | | 1.472.0 | |

HIPSOMETRÍA

LA SIER





HIPSOMETRÍA

INTERVALOS ALTITUD

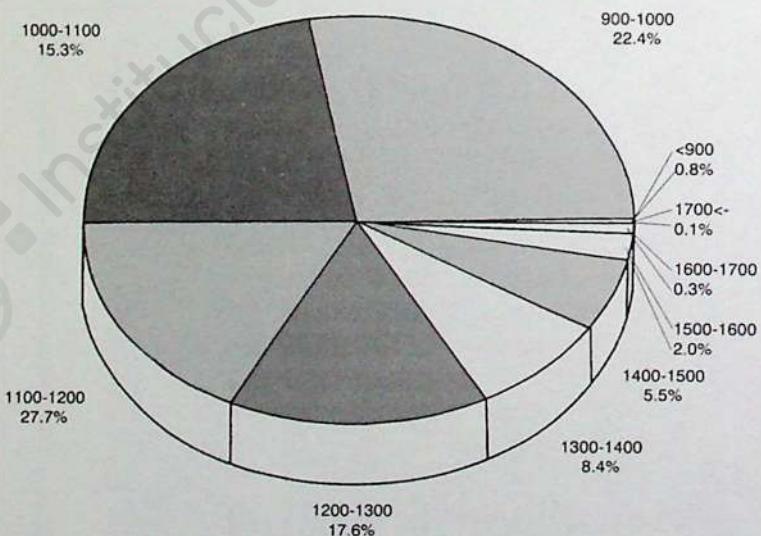
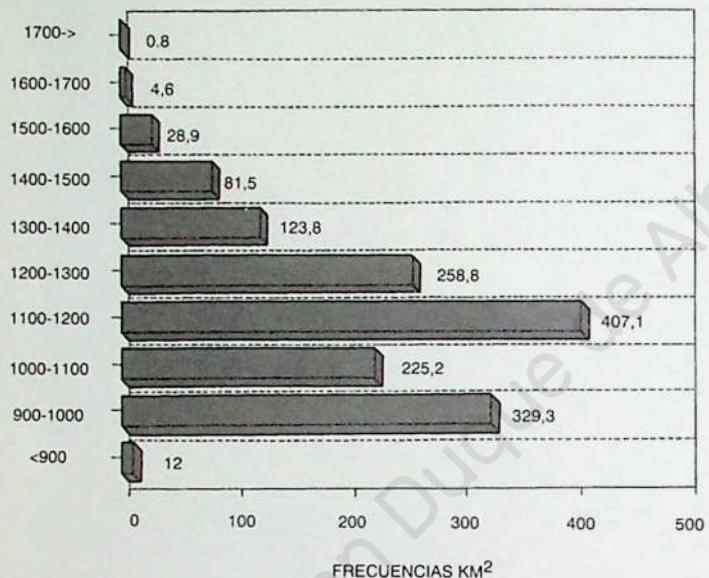


Fig. 6.- Diagramas hipsométricos.

La espacialización de las clases altitudinales refleja con toda claridad la existencia de un gran sector central más elevado, formado por La Sierra de Ávila y sus áreas de piedemonte, junto con dos zonas mas deprimidas al Norte y al Sur del mismo, que corresponden respectivamente al Sector de Borde de la Cuenca del Duero y al Valle de Amblés. El sentido general de las pendientes en las diferentes unidades se corresponde con la estructura de las redes de drenaje: En el Valle de Amblés decrece en dirección ENE, adaptada a la dirección del río Adaja hasta Ávila; en la Cuenca se detectan las zonas de topografía mas movida junto con superficies casi absolutamente planas, pero siempre conservando un gradiente progresivo de la pendiente hacia los bordes; y por último, es evidente una disimetría topográfica y altitudinal tanto en los piedemontes como en la propia Sierra de Ávila, correspondiendo los más tendidos y de menor pendiente a los orientados hacia la Cuenca del Duero y de menor entidad y con mayor gradiente altitudinal para los que forman las vertientes circundantes del Valle de Amblés.

1.2. Hidrografía

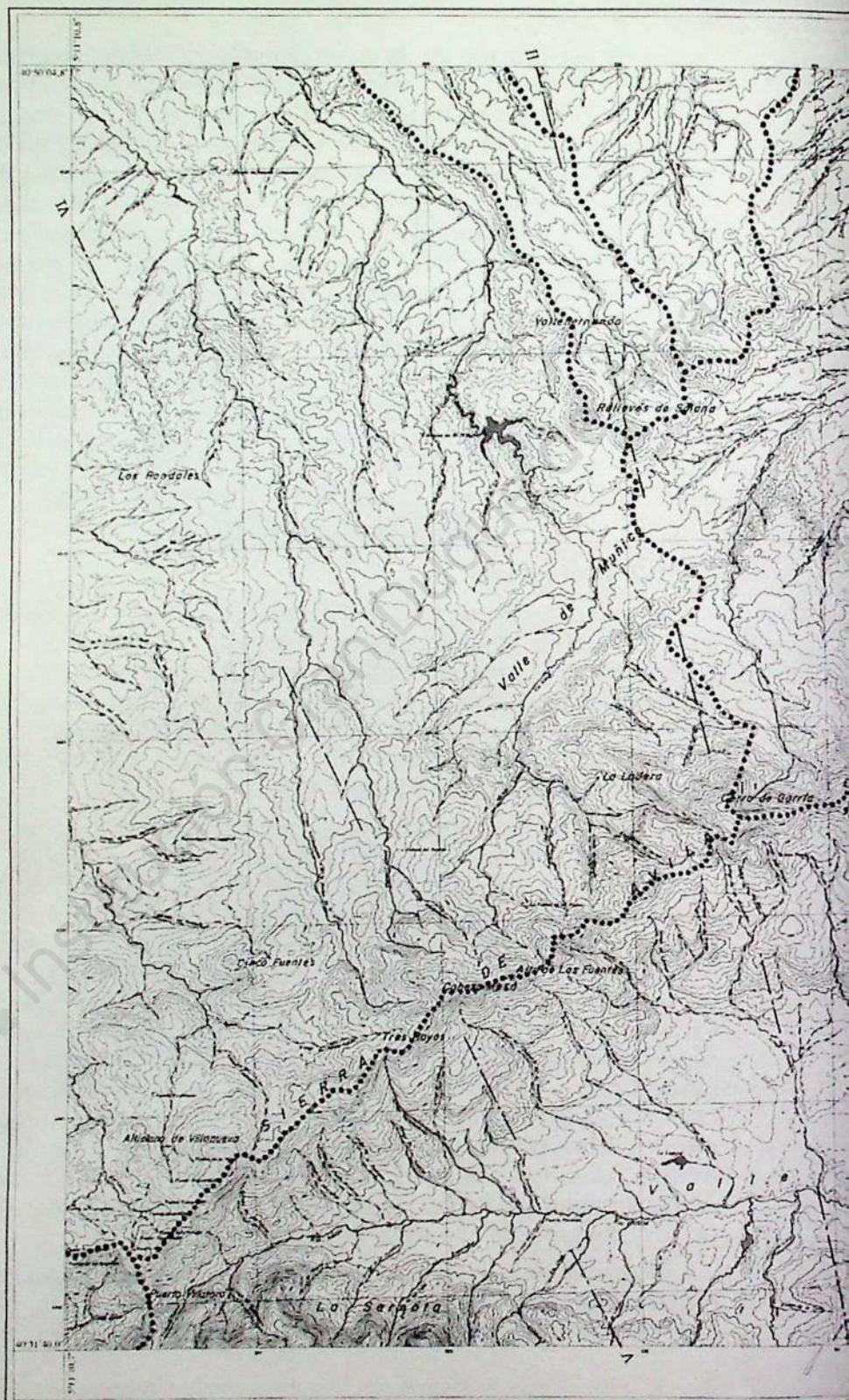
Desde el punto de vista hidrográfico, el territorio estudiado pertenece a la Cuenca del Duero formando parte de la vertiente Norte del Sistema Central. La importancia y distribución de las cuencas hidrográficas que se desarrollan en este espacio, hay que considerarlas en función de la magnitud que sobre el territorio tienen los diferentes cursos fluviales, y de su conexión con el Duero (bien como afluentes del mismo o como tributarios de la red secundaria).

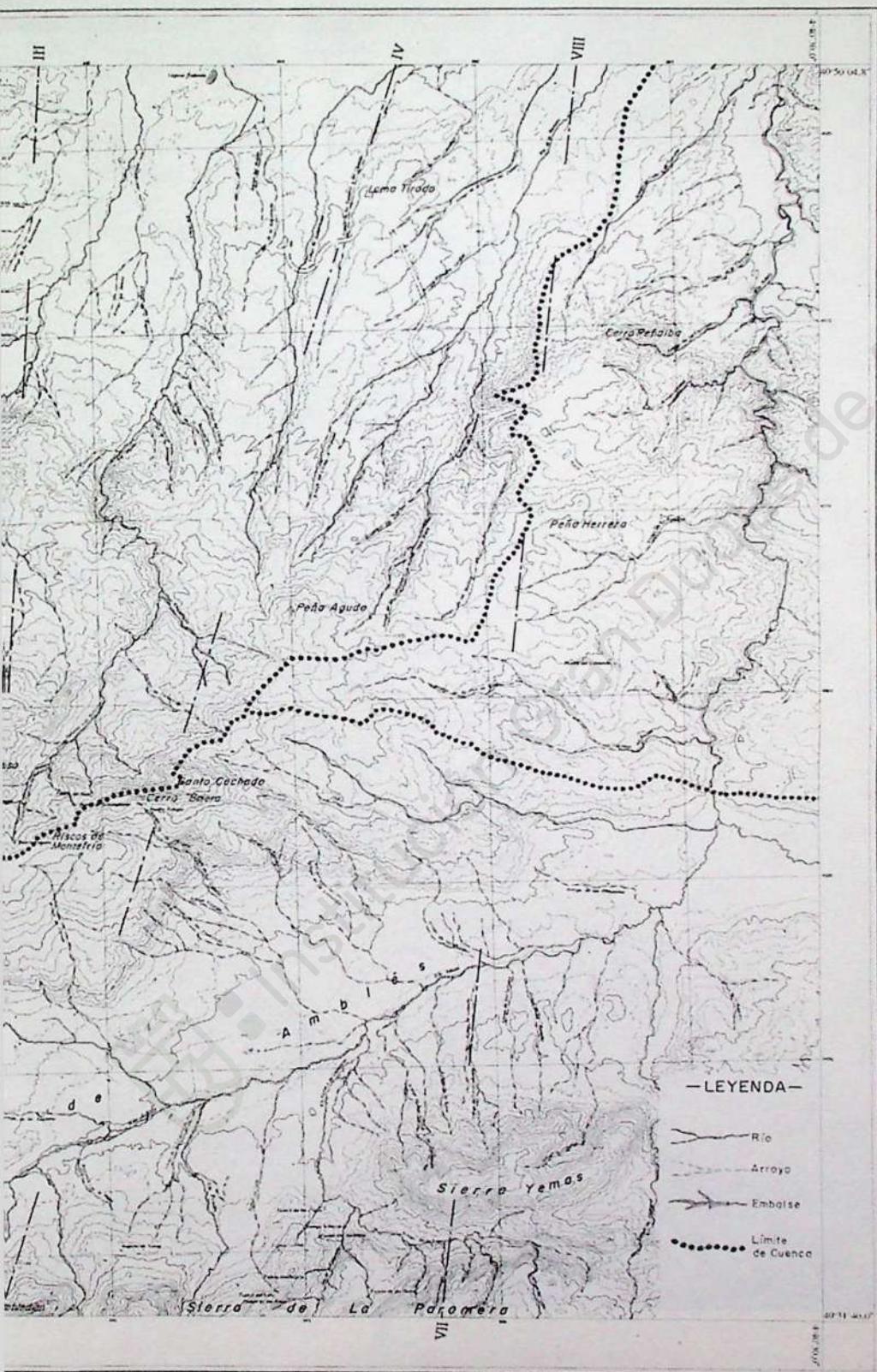
El principal elemento fluvial es el río Adaja que consideramos como afluente del Duero, aun cuando en rigor tenga su nivel de base muy próximo a éste, en el Eresma. El Adaja es el eje hidrográfico fundamental y el principal articulador del drenaje de este territorio; por una parte, vertebría el drenaje del Valle de Amblés, constituyendo éste, desde el punto de vista hidrográfico, la «Cuenca Alta del Adaja»; esta cuenca está formada por el propio Amblés, por la vertiente Norte de La Serrota-Parameras, y por la vertiente Sur-Sureste de la Sierra de Ávila, con una superficie total de 764 Km². Tanto la topografía de las vertientes montañosas como los regímenes de sus cursos fluviales, conforman diferencias importantes, produciéndose así una clara disimetría entre los elementos de una y otra vertiente. Por otra parte, el Adaja (fuera del Amblés) desarrolla su cuenca abierta al Duero al Norte de La Sierra de Ávila, drenando el sector oriental de la vertiente Norte de ésta a través de sus tributarios el Arevalillo y el Berlanas.

Después del Adaja el elemento fluvial mas importante es el río Almar (afluente del Tormes), desarrollando su cuenca al Norte de la Sierra de Ávila y articulando el drenaje del sector occidental de la ver-

HIDROGRAFÍA

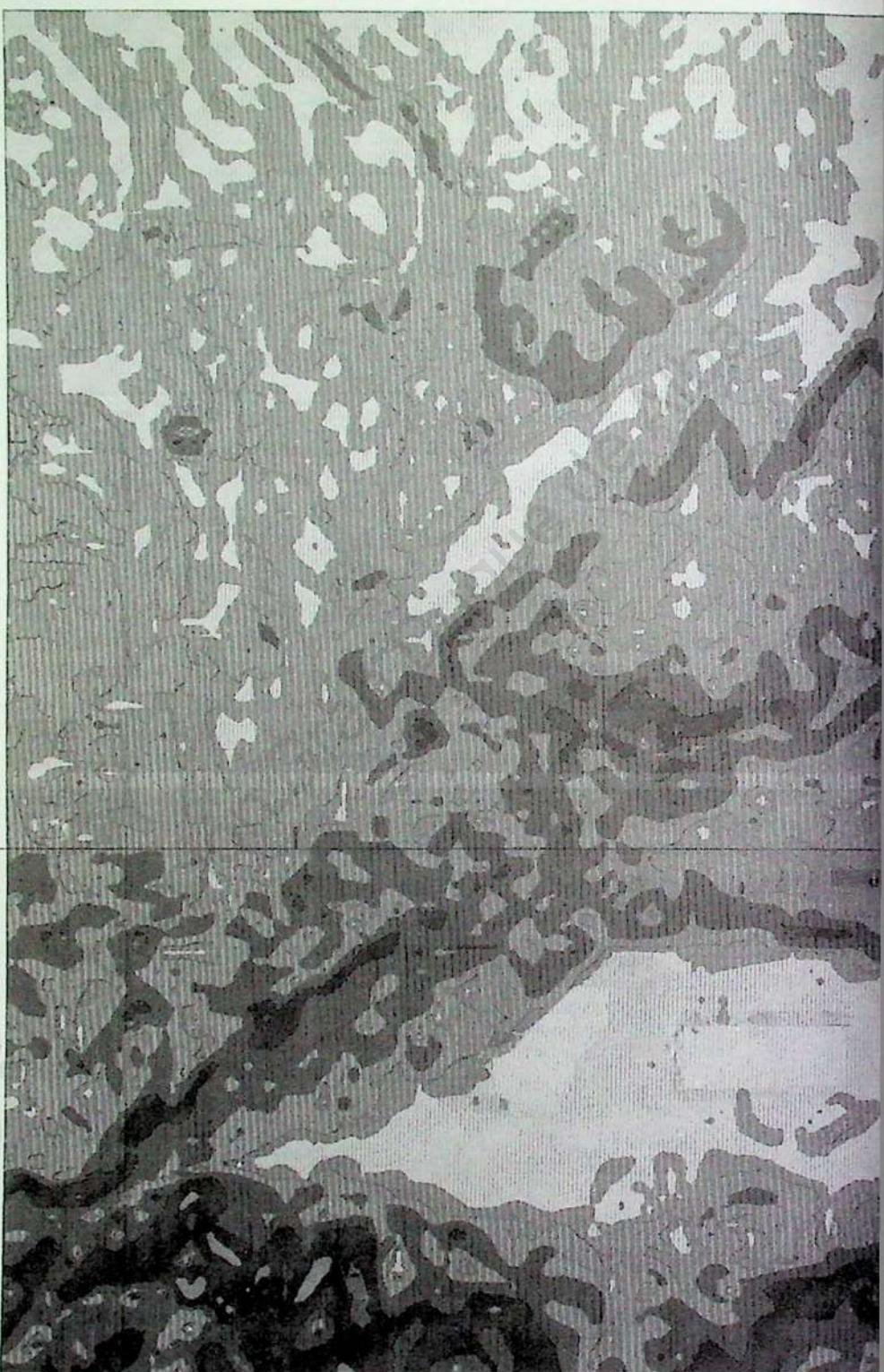
LA SIERA





MAPA DE PENDIENTES

4522000.00



4500000

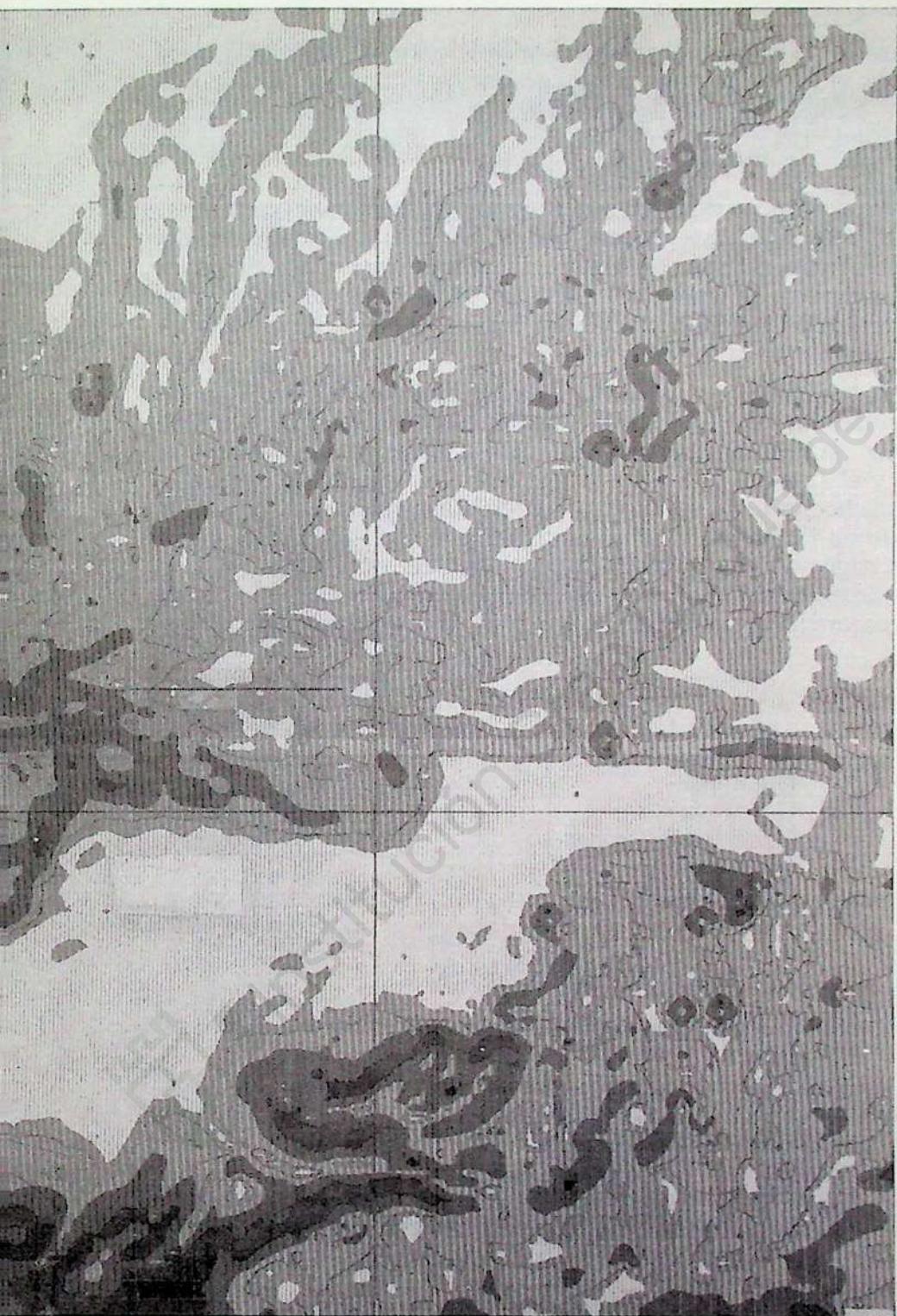
4485000.00

0.00

SIERRA DE AVILA

CLASES: <2.5% 5% 10% 20% 40% >40%

1 : 100000



350000

00-00000

tiente Norte de la misma; el tributario mas importante de éste (por su izquierda) es el Zamprón que en rigor constituye el límite occidental de la zona de estudio, ya que éste podemos trazarle sobre el interfluvio situado al Oeste del mismo en su enlace con la vertiente de la Sierra de Villanueva que drena directamente al Tormes.

Al Oeste del Puerto de Villatoro incluimos un pequeño espacio marginal que corresponde al sector de cabecera del río Corneja (afluente del Tormes) este, forma al Oeste de la zona de estudio una cuenca de características similares a la «Alta del Adaja», en alineación con el Valle de Amblés, drenando la vertiente NO de La Serrota, la Norte de la Sierra de Villafranca y la Sur de la de Villanueva.

Entre la cuenca del Adaja (al Norte de La Sierra de Ávila) y la del río Almar, se sitúan los relieves de Solana de Rioalmar, drenando la vertiente Norte de los mismos directamente al Duero a través de sus afluentes el Trabancos y el Zapardiel; es por ello que queremos reseñar la importancia que este hecho tiene en la articulación hidrográfica de toda la vertiente Norte de La Sierra de Ávila, aun cuando la inclusión de los sectores de sus cuencas respectivas (dentro del área de estudio) puedan no tener significativa importancia desde la consideración de su reducida magnitud superficial o por la trascendencia de sus drenajes (Figura 7).

| Cuenca | superficie Km ² . |
|--------------------|------------------------------|
| Alta del Adaja | 516.0 |
| Del Corneja | 5.6 |
| Del Almar | 386.0 |
| Del Arevalillo | 352.0 |
| Del Adaja (Cuenca) | 152.0 |
| Del Trabancos | 27.2 |
| Del Zapardiel | 33.2 |
| | 1.472.0 |

CUENCAS HIDROGRÁFICAS

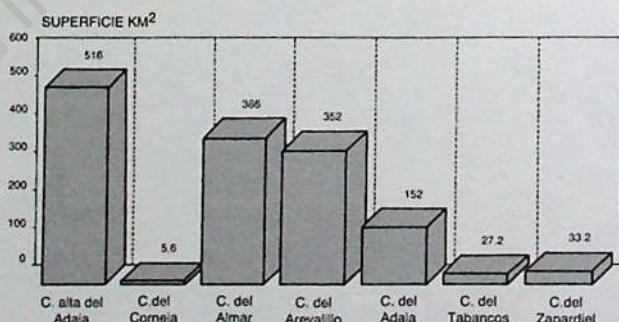


Fig. 7.- Diagrama de superficies de las Cuencas Hidrográficas.

2. MODELO DIGITAL DEL TERRENO

El M.D.T. se ha generado mediante el cálculo de puntos directamente sobre la altimetría del Mapa Topográfico Nacional, sobre una retícula de 500 metros y la toma de puntos de cota singulares, creando un fichero con los valores x, y, z, de cada uno de los puntos. La gestión del modelo con una interpolación de puntos cada 250 metros y el cálculo del mapa de pendientes ha dado los siguientes resultados:

| Digital Elevation Model Map sheet | Modelo Digital de la Sierra de Ávila | |
|--|--------------------------------------|------------|
| Position and Size | | |
| Left Lower Corner | East..... | 315500.00 |
| Extensión | North..... | 4486000.00 |
| | East..... | 455000.00 |
| | North..... | 35500.00 |
| Characteristics of the dem | | |
| Grid Widih | East..... | 500.000 |
| | North..... | 500.000 |
| Number of grid lines | East..... | 5 |
| | North..... | 5 |
| Number of interpolated computing units | | 432 |
| Number of stored grid points | | 10800 |
| Number of grid intersections | | 0 |
| Information abouth the interpolation | | |
| Linear prediction | | |
| Number of reference points given | | 6902 |
| Single points | | 6765 |
| Highs and lows | | 137 |
| Line Points | | 0 |
| Average filter values | | |
| Single points | | 0.003 |
| Highs and lows | | 0.008 |
| Line Points | | 0.000 |
| Maximun filter values | | |
| Single points | | 0.050 |
| Highs and lows | | 0.027 |
| Line Points | | 0.000 |
| Digital Elevation Model Map sheet | Modelo Digital de la Sierra de Ávila | |
| Position and Size | | |
| Left Lower Corner | East..... | 315500.00 |
| Extensión | North..... | 4486000.00 |
| | East..... | 455000.00 |
| | North..... | 35500.00 |
| Characteristics of the dem | | |
| Grid Widih | East..... | 250.000 |
| | North..... | 250.000 |
| Number of grid lines | East..... | 9 |
| | North..... | 9 |
| Number of interpolated computing units | | 432 |

| | | |
|--|-------|-------|
| Number of stored grid points | | 34992 |
| Number of grid intersections | | 0 |
| Information about the interpolation | | |
| Linear prediction | | |
| Number of reference points given | | 6902 |
| Single points | | 6765 |
| Highs and lows | | 137 |
| Line Points | | 0 |
| Average filter values | | |
| Single points | | 0.003 |
| Highs and lows | | 0.008 |
| Line Points | | 0.000 |
| Maximum filter values | | |
| Single points | | 0.050 |
| Highs and lows | | 0.027 |
| Line Points | | 0.000 |

Adaption of height differences between adjacent computing units

Average height differences between neighbouring computing units = 3.1762

Distribution of Height differences:

| Intervals | 0 | 4.00 | 8.00 | 16.00 | 32.00 | 64.00 |
|-----------------------------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| Difference-Group in percent | 98.54 | 0.91 | 0.36 | 0.16 | 0.03 | |

Dre 0.0 .003.DIR: ST;
END SCOP2

Title:

Mode

| | | |
|-------------------|--------------------|-------------------|
| Left Lower corner | East | 315500.000 |
| | Nort | 4486000.000 |
| Expansion East | | 46500.000 |
| Expansion North | | 35500.000 |
| Medium Slope: | 6.59 computed from | 27985 Grid points |

Distribution of slopes:

| Slope (%) | Number of grid points | Part per hundred |
|------------------|-----------------------|------------------|
| 0.00- 5.00 | 14428 | 51.6 |
| 5.00-10.00 | 8277 | 29.6 |
| 10.00-15.00 | 2867 | 10.2 |
| 15.00-20.00 | 1164 | 4.2 |
| 20.00-25.00 | 626 | 2.2 |
| More than 25.000 | 623 | 2.2 |

Medium curvature radius: Computed from 27245 Grid points

Distribution of curvatures:

| Radius | Number of grid points | Part per hundred |
|--------------|-----------------------|------------------|
| 0.00- 100.0 | 0 | 0.0 |
| 100.0- 200.0 | 0 | 0.0 |
| 200.0- 400.0 | 1 | 0.0 |

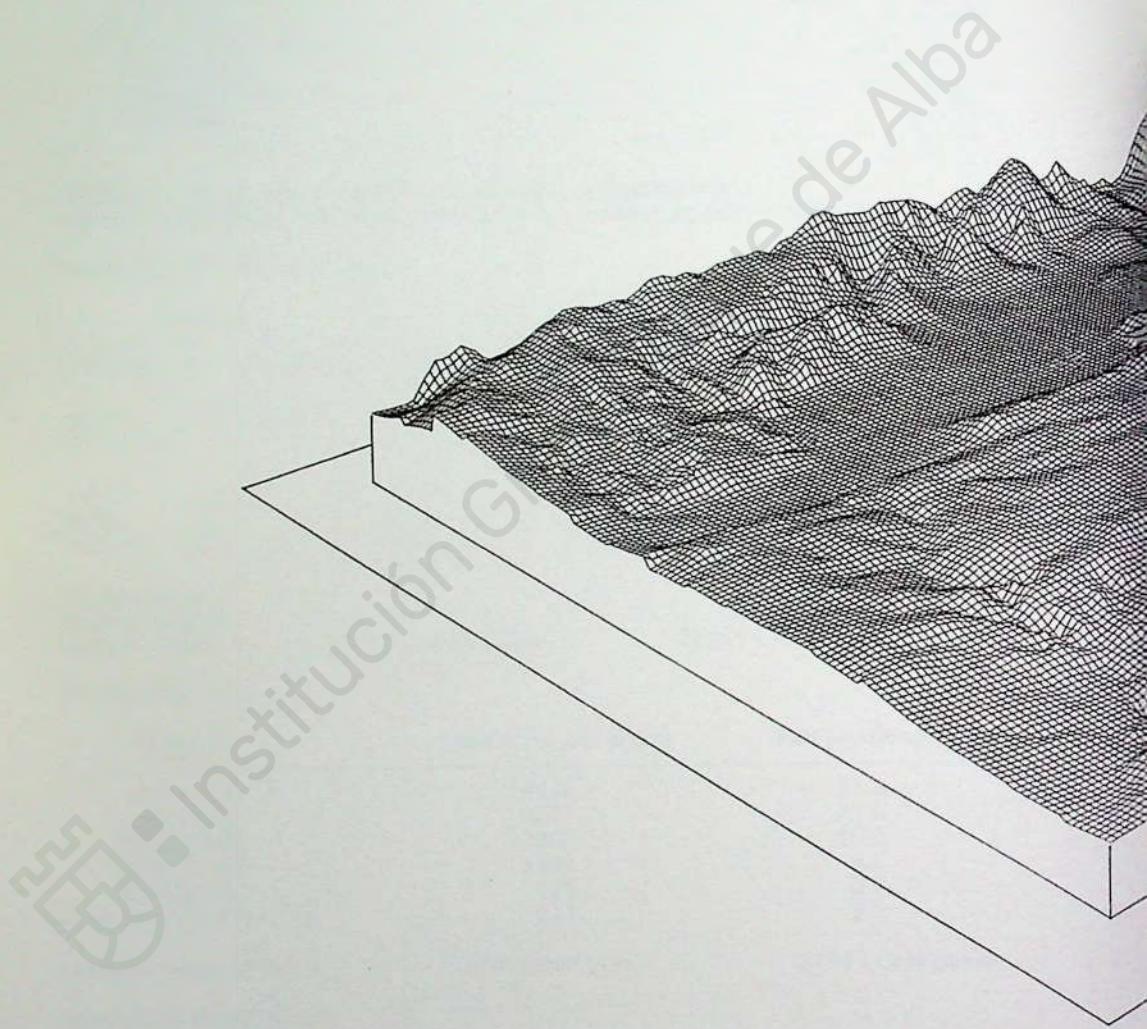
| | | |
|---------------|-------|------|
| 400.0- 800.0 | 70 | 0.3 |
| 800.0-1600.0 | 362 | 1.3 |
| 1600.0-3200.0 | 1299 | 4.8 |
| Over 3200.0 | 25513 | 93.6 |

DRE 0.0 .002.DIR: STOP;

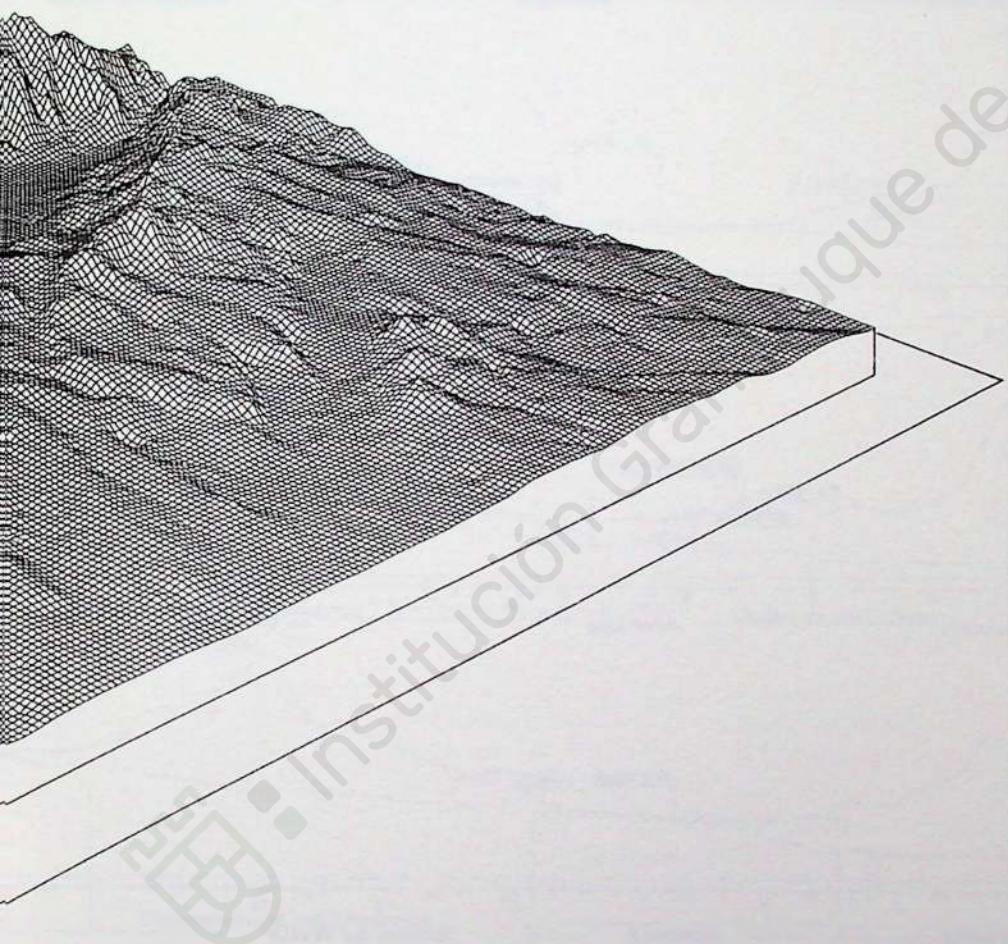
END SCOP4

Error Summary (Fortran77)
Error Number Error Count
132 002

MODELO PERSPECTIVO DE



RRENO. LA SIERRA DE AVILA



PERFILES LON

1.800
1.700 1730 Valdemerina

1.600
1.500 Umbria de Robledillo

RÍO ADAJA

1.400
1.300

LA TORRE

1.200
1.100

BALBARDÁ

1.000
900

I

Paramera

Amblés

Sierra de Ávila

1.800
1730 Valdemerina

1.700
1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Valdemerina

RÍO ADAJA

ROBLEDILLO

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Amblés

Canto C

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

Amblés

Sierra de Ávila

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

1.600

1.500

1.400

1.300

1.200

1.100

1.000

900

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18

Paramera

1.800

1.700

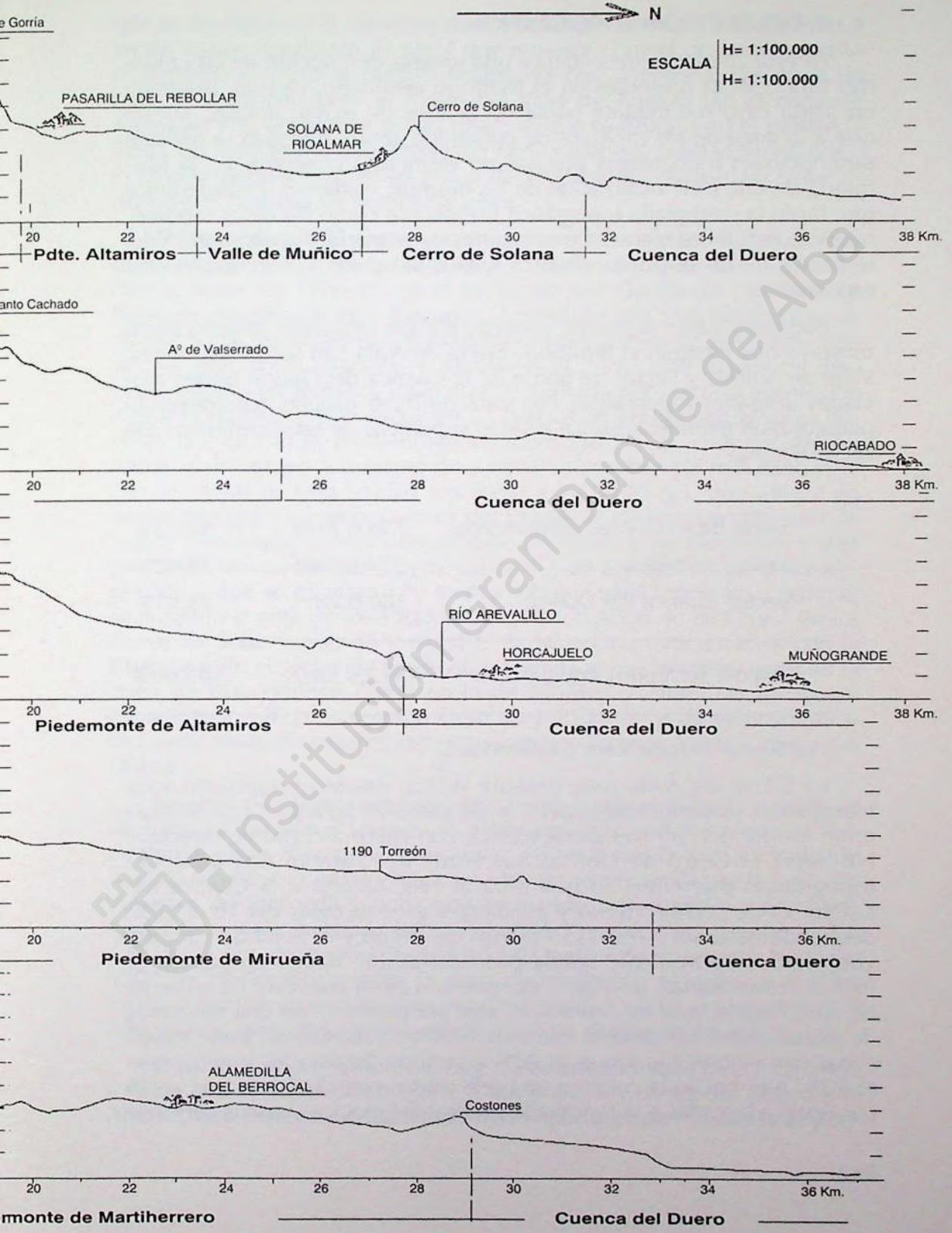
1.600

1.500

1.400

1.300

UDINALES



3. DESCRIPCIÓN TOPOGRÁFICA

En este apartado presentamos una somera descripción de las unidades topográficas presentes en el territorio estudiado, ya que, resultaría en algún caso redundante hacer un análisis de mayor detalle, puesto que a lo largo de los capítulos de contenido geomorfológico se realizan descripciones topográficas precisas de elementos concretos en la búsqueda de una fácil localización de los mismos; y además, consideramos que tanto la cartografía topográfica presentada como los datos topométricos muestran los elementos necesarios para una fácil comprensión del territorio desde el punto de vista locacional y de su reconocimiento topográfico.

Podemos decir de forma general que los conjuntos morfográficos mayores que integran el territorio –Sierra de Ávila con sus piedemontes, Valle de Amblés y Sector de Borde de la Cuenca del Duero- tienen asociadas unidades topográficas con características propias constituyendo paisajes bien diferenciados. La entidad superficial de estos conjuntos son las siguientes:

| | | |
|------------------------------------|--------------------------|---------|
| -Sierra de Ávila y sus piedemontes | 718,0 Km ² . | 48,77% |
| -Valle de Amblés | 374,0 Km ² . | 25,42% |
| -Sector Cuenca del Duero | 380,0 Km ² . | 25,81% |
| <hr/> | | |
| Total del Territorio cartografiado | 1472,0 Km ² . | 100,00% |

-La Sierra de Ávila y sus piedemontes.

La Sierra de Ávila propiamente dicha, desde el punto de vista topográfico, presenta una superficie de cumbres aplanada que se sitúa entre los 1600-1700 metros de altitud, con ligero ascenso en dirección NE hacia el Cerro de Gorría. Sus vertientes forman dos unidades topográficas diferentes, la que mira al NO, abierta a la Cuenca del Duero, es de perfil convexo y pendientes generalizadas del 10 al 20%; desciende hasta los 1400-1350 metros de altitud y el perfil de cumbres visto desde esta vertiente queda poco destacado, dando un paisaje de formas redondeadas, pesadas y siempre con perfil convexo. La vertiente SE, que mira al Valle de Amblés, es mas pendiente y con una diferencia de altitud mayor (situándose entre los 1600 y 1150 metros), presentando zonas con valores superiores al 20% y sectores localizados que superan el 40%; este hecho la confiere un perfil mixto, con alternancia de zonas convexas adaptadas a la topografía general del macizo y zonas cóncavas

que se localizan en la cabecera de los escarpes correspondiendo éstas a las de mayor pendiente. El perfil que muestra el nivel de cumbres visto desde esta vertiente se destaca netamente con diferencias de altura de hasta 500 metros sobre el fondo del Valle de Amblés (en la zona de Amavida) y es desde este punto desde el que se destaca en el paisaje la Sierra de Ávila como una formación con verdadera entidad montañosa. El enlace topográfico con las zonas de piedemonte tiene lugar generalmente con rupturas de pendiente netas.

El sector de piedemonte que enlaza con la vertiente NO, se extiende entre 5 y 16 Km. en esa dirección y desciende desde los 1400-1350 metros hasta los 1100 m. en el sector de San García de Ingelmox (al Norte de Mirueña de los Infanzones). Constituye una gran unidad formada por varios escalones diferenciados por sus cambios de pendiente con valores alternantes inferiores y superiores al 2,5%; este paisaje de descenso general escalonado, solamente es alterado por sectores lineales de mayor pendiente que constituyen las laderas de los pequeños valles fluviales que surcan el piedemonte en dirección Norte, como el del río Almar, el del arroyo Navazamprón y otros. Sobre el sector más llano y de menor altitud de esta unidad (en torno a los 1130 m.), que enlaza en enrarse topográfico con la Cuenca del Duero, se destaca un conjunto de cuatro cerros que hemos denominado de «Solana de Rioalmar» y que presentan laderas de ligero perfil cóncavo y de topografía aparentemente cónica, que se levantan 170 metros sobre el nivel topográfico general, alcanzando la cota de los 1300 metros. A excepción de esta zona de los cerros de Solana, que en torno a El Parral enrasa directamente con la Cuenca, todo el sector de borde que delimita al piedemonte, tanto en la zona de Blascomillán como en la de Muñico y Altamiros forma un escalón topográfico en escarpe entre 80 y 120 metros de salto que destaca netamente al conjunto del sector serrano respecto de la Cuenca del Duero.

El sector de piedemonte que se extiende hacia el Valle de Amblés es de menor extensión e incluso no existe en algún sector, ya que la vertiente SE de la Sierra de Ávila enlaza directamente con el Valle de Amblés en el tramo entre Villatoro y Múñez; se desarrolla por lo tanto en el sector de Balbarda-Sanchicorto formando una superficie de varios Km² ligeramente inclinada hacia el Amblés con pendientes entre el 2,5 y el 10,0% que desciende desde los 1440 metros de Navagorría hasta los 1200 de Muñogalindo; toda la zona de borde con el Valle de Amblés forma un sector en escarpe con pendientes del 12-20% y salto entre 80-150 metros, quedando así levantado respecto del fondo del Valle.

El sector comprendido de Oeste a Este entre el Valle de Sanchorreja y Ávila, que se extiende de Norte a Sur entre la Cuenca del Duero y el Amblés, que tiene como topónimo mas importante de referencia al pue-

blo de Martiherrero y como relieves mas significativos a Canto Cachado-Cerro Bajero, no forma en rigor una unidad de piedemonte de la Sierra de Ávila, ya que se encuentra desconectado de ésta por el Valle de Sanchorreja. En realidad se trata de una superficie topográfica que desciende a lo largo de 14 Km. desde la base del relieve de Canto Cachado a 1440 metros de altitud en las direcciones Norte, Noreste y Este, hasta la cota generalizada de los 1130-1140 metros. El sector central, que desciende hacia el Noreste (hasta Cardeñosa y Peñalba), forma una superficie en pendiente continua del 1,5 y 2,5% alternada por escalones significativos que aumentan su pendiente hasta el 5-7,0%, en la zona central de este sector se ubica Martiherrero. Su descenso en dirección Norte genera topografías de borde en resalte sobre el Valle de Sanchorreja y hasta Monsalupe, con relieves puntuales muy destacados como el de «Peña Aguda» con 1357 metros, y enlaza con una zona de escarpes (pendientes del 12-20% y salto de 80-120 metros) formando el borde límitrofe con la Cuenca del Duero desde Monsalupe hasta Zorita de los Molinos. El descenso hacia el Este, hasta la ciudad de Ávila, forma el sector de borde con el Valle de Amblés y constituye una sucesión de relieves en resalte que hemos denominado como la alineación de Ávila a Canto Cachado. Forma esta alineación un enjambre de serretas que en posiciones de relevo descienden escalonadamente desde Canto Cachado por la zona de Casasola-Duruelo-La Colilla hasta Ávila, y generan una unidad topográfica singular con siluetas afiladas en alineaciones y laderas de perfil cóncavo-convexo que destacan sobre una superficie general que desciende a impulsos o escalones de pendiente entre 2,5 y 7,0 % entre la base de Canto Cachado (1440 m.) y Ávila (1130 m.).

-El Valle de Amblés.

Con una extensión de 374 Km².(en la que se incluye el sector de contacto de la vertiente Norte de La Paramera) el Valle de Amblés constituye, casi sin excepción, una superficie de topografía rigurosamente plana; a lo largo de 42 Km. solamente desciende 115 metros en dirección ENE siguiendo el curso del río Adaja. No obstante, de esta planicie podemos destacar las zonas de borde que, con perfiles cóncavos y suavemente inclinados, enlazan los relieves en resalte circundantes con esa zona central casi absolutamente plana del Valle. Dentro de estas topografías de borde se puede generalizar que las que enlazan con la vertiente de Las Parameras son mas pendientes y de menor desarrollo, frente a las que enlazan con la Sierra de Ávila que son de menor pendiente y se extienden en ocasiones hasta el centro del Valle dando formas suavemente alomadas, siendo el sector mas significativo el de La Torre-Muñogalindo. Por otra parte, no existen rupturas abruptas de pendiente en el Valle; solamente podemos calificar de pequeños taludes topográficos.

cos con rupturas netas a zonas localizadas de los bordes dibujados por el tímido encajamiento del río Adaja en la zona de Baterna, y de la red de tributarios procedentes de Las Parameras.

-El Sector de Borde de La Cuenca del Duero.

Como ya se ha dicho, en la zona de borde de la Cuenca del Duero se distinguen claramente tres sectores topográficos. El más occidental, que se desarrolla al Norte de los Relieves de Solana, forma una superficie ligeramente inclinada hacia el NE que tiene lugar entre los 1100 y los 900 metros de altitud, y se adentra en la Cuenca a lo largo de 10 Km. Este gran plano inclinado está incidido por valles de dirección Norte y NO que forman a su vez unidades topográficas singulares de entidad menor pero muy significativas en el paisaje; presentan frente al plano de inclinación general, la alternancia de taludes topográficos con pendientes del 8 / 12 % y superficies planas correspondientes a los fondos de valle; este hecho tiene lugar a lo largo de los valles del río Zamprón, el Almar, el Trabancos y el Zapardiel.

El sector central corresponde a una zona deprimida, donde se ubican Morañuela y San Pedro del Arroyo; es de topografía plana, incluyendo zonas extensas de difícil drenaje junto a pequeños retazos que quedan en resalte sobre la depresión. El enlace con los otros sectores tiene lugar por una topografía alomada de formas suaves y con inclinación general hacia el interior de la Cuenca, siendo mas pendientes cuanto mas próximas al sector de piedemonte, del que quedan desconectadas topográficamente por el sector de borde de éste, que genera un escarpe entre 80 y 120 metros de salto sobre la superficie de la Cuenca.

El sector oriental tiene una posición mas alta respecto del anterior y una topografía alomada formando los interfluvios entre los cursos procedentes del piedemonte que asciende hacia Martiherrero y Ávila. La topografía del sector mas alto en contacto con el escarpe del piedemonte entre Peñalba de Ávila y Zorita de los Molinos tiene perfil cóncavo e importante pendiente realizando un enlace equilibrado entre la base de éste y la topografía tendida de los interfluvios en dirección a la Cuenca. El valle del río Adaja constituye una unidad bien diferenciada, dentro de este sector, trazando rupturas de pendiente que delinean el ancajamiento del río. Es un valle estrecho con vertientes entre 8 y 12% de pendiente que rompen la topografía suave de la superficie de la Cuenca.



III. ORGANIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL

1. FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS

1.1. Introducción

La formación de esta síntesis geológica, ceñida a los objetivos de nuestro trabajo, no ha precisado de estudios geológicos específicos. Se ha realizado, dentro de nuestra metodología, en la primera fase de fotointerpretación, con la consulta selectiva de la bibliografía y cartografía geológica existentes y con nuestras propias observaciones de campo.

Los criterios geológicos y cartográficos de la misma, se adecuan a las exigencias del método de cartografía geomorfológica aplicado.

El espacio objeto de estudio, desde el punto de vista geológico, corresponde a una porción de zócalo antiguo, localizado en el sector central del «Macizo Hespérico» (HERNANDEZ PACHECO, E. 1932). Constituye este macizo, el soporte geológico estructural de la Península Ibérica (Fig.8).

Autores como SOLE SABARIS, L. (1966) lo identificaron con el concepto de «Meseta» formada por el zócalo hespérico y por la cobertura moderna que le fosiliza en ambas submesetas. LAUTENSACH (1966) desarrolló en un contexto mas amplio el concepto de «Macizo Ibérico».

La división petrológica zonal de este Macizo Ibérico, fue realizada en primer lugar por LOTZE (1966), siendo redefinida posteriormente por JULIVERT et alt (1972). APARICIO YAGÜE, A. y GARCIA CACHO (1987) basándose en criterios petrogénéticos, proponen para el Macizo Hercínico Español la siguiente división en seis zonas: I (Asturiana); II (Gallego-leonesa); III (Castellana); IV (Castellana-manchega); V (Extremeña-andaluza) y VI (Sur Portuguesa).

El área de estudio se localiza dentro de la zona III (Castellana), en el Sistema Central Español, y constituye dentro del conjunto de Gredos, el sector al Norte de la alineación Serrota-Parameras.

SÍNTESIS GEOLÓGICA REGIONAL

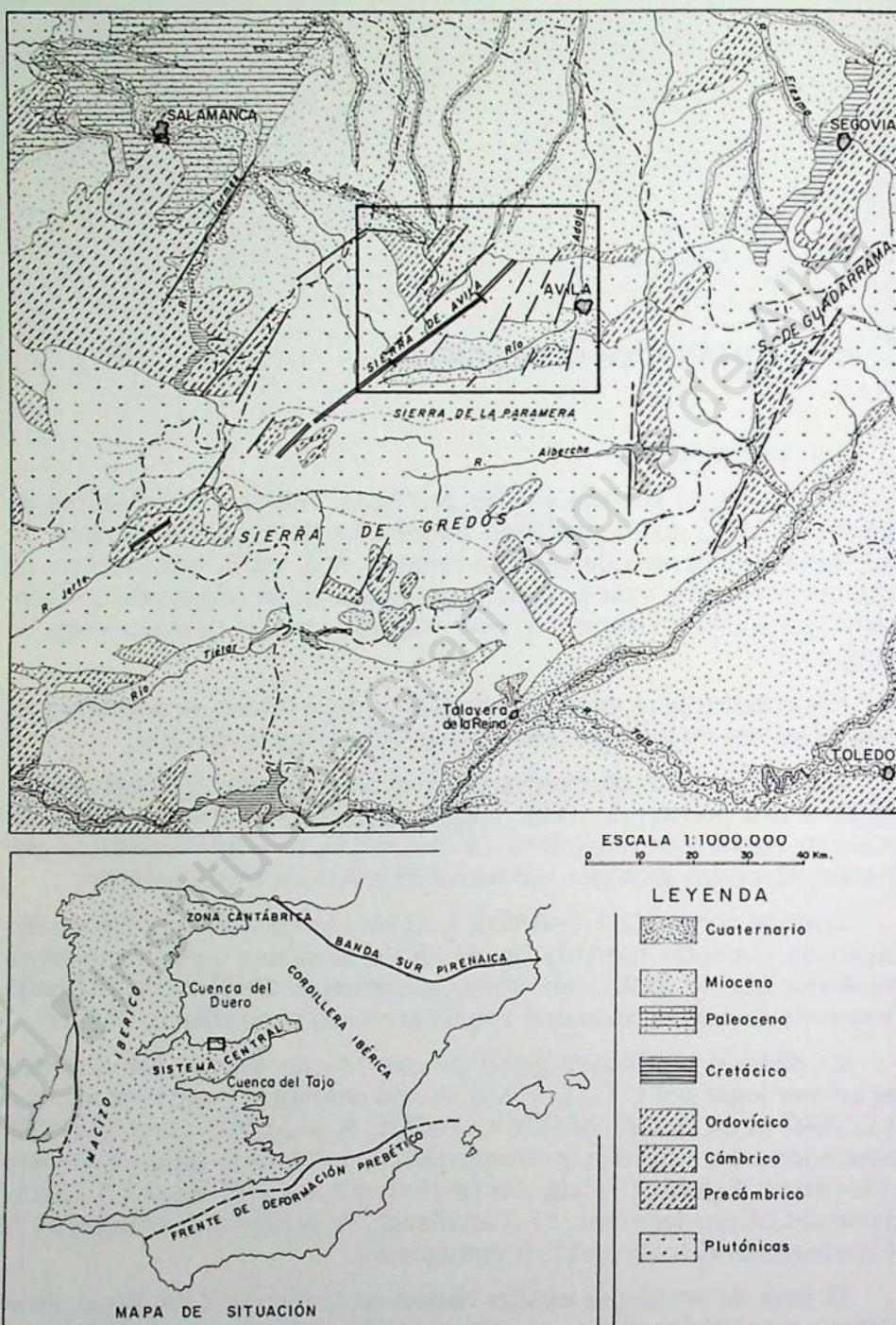


Fig. 8.— Mapa de situación y síntesis geológica.

Comprende, en una superficie de 1472 km², el Bloque Cristalino de Ávila en su sector occidental, la zona de contacto de éste con la Cuenca Sedimentaria del Duero y el Valle de Amblés.

El conjunto geológico está formado por dos dominios litológicos diferentes. Por una parte, rocas metamórficas y plutónicas del ciclo hercínico que constituyen el macizo cristalino y por otra, rocas sedimentarias del ciclo alpino que fosilizan a éste en el sector de la Cuenca del Duero y en el valle de Amblés.

Desde el punto de vista litológico, este espacio, dentro del Sistema Central, pertenece al dominio de las rocas plutónicas, constituyendo un mar de granito en el que «flotan» desconectados los afloramientos metamórficos (CAPOTE, R. et alt 1981).

Podemos distinguir en orden cronológico los siguientes conjuntos:

- Rocas metamórficas
- Rocas plutónicas
- Rocas filonianas
- Rocas sedimentarias

-Rocas metamórficas:

Este conjunto litológico aflora en varios puntos desconectados entre sí por el conjunto granítico que es mayoritario en el espacio estudiado y en todo el sector de Gredos.

Desde el siglo pasado, los autores mas antiguos que han trabajado sobre el Sistema Central, DEL PRADO, C. (1853, 1862); MARTIN DONAYRE, F. (1879); MACPHERSON (1879, 1901); CARANDELL (1914); MALLADA, L. (1927); incluyen referencias puntuales sobre afloramientos incluidos en nuestra zona de estudio, admitiendo niveles litológicos del «estrato cristalino» o «carcaico peninsular» procedentes de la orogenia del Precámbrico, movidos posteriormente por la orogenia hercínica junto a los materiales paleozoicos.

La evolución de los conocimientos hasta la idea de una influencia exclusiva de los procesos hercínicos en la formación del Sistema Central, hay que situarla mediado ya este siglo, LOZTE , F. (1929); SCHRÖDER (1930), que trabajan sobre la existencia de un único proceso metamórfico regional hercínico, sobre sedimentos paleozoicos, relacionados con otros de carácter metasomático y ligado a una intrusión sintectónica de magmas graníticos.

Los conocimientos actuales sobre estos afloramientos proceden de las investigaciones de las tres últimas décadas. LOTZE, F. (1961) incluye los afloramientos del área de Muñico dentro de la serie cámbrica; pero

son los autores actuales CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968), quienes determinan una serie cámbrico-ordovícica en la base de la columna estratigráfica, apoyada sobre un conjunto metamórfico que debe pertenecer, según los mismos autores, en parte ya al Precámbrico. APARICIO YAGÜE, A. y GARCIA CACHO, L. (1987) op. cit. incluyen a esta serie basal, junto con otros afloramientos para el Sistema Central, como Preordovícica.

Nuestra interpretación se apoya en nuestras propias observaciones y en los trabajos desarrollados por los autores CAPOTE, R. y VEGAS, R (1968) op. cit; CAPOTE, R. (1971,1973); CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971); y la cartografía oficial del ITGME a escala 1:200.000 hoja 44 y a escala 1:50.000 hojas 505 y 506.

-Rocas plutónicas:

El Bloque Cristalino de Ávila es «un mar de granito» salpicado por algunos enclaves metamórficos. «Mas bien que sierra parece la de Ávila una gran estepa de granito» MARTIN DONAYRE F. (1879).

La literatura científica sobre estas rocas y sobre el plutonismo en el Sistema Central ha sido abundante desde antiguo. A los trabajos de los autores citados en el apartado sobre estas rocas metamórficas hasta la década de 1920, hay que reseñar los de FUSTER, J. M. (1951); FUSTER, J. M. e IBARROLA, E (1951); y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1960).

En las dos últimas décadas han proliferado las publicaciones sobre aspectos petrográficos, petrogenéticos y estructurales, discutiéndose diversos planteamientos e hipótesis. Hay que destacar la clasificación genética y estructural de los materiales graníticos, incluyendo nuestra zona de estudio, de UBANELL, A. G. (1977a, 1977b) y los del Sistema Central en general de APARICIO YAGÜE, A. et al (1975a).

De los aspectos deformativos y estructurales, hay diversos trabajos que desarrollan la hipótesis de varias series deformativas hercínicas, correlacionando el metamorfismo y el plutonismo. CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971); CAPOTE, R. (1973); FUSTER, J. M. et alt. (1974); BABIN VICH, R. B. (1976,1977); UBANELL, A. G. (1977a,1977b) op cit; CAPOTE, R. et alt. (1981) y CAPOTE, R.; CASQUET, C; FERNANDEZ CASALS, M. J. (1982).

CAPDEVILLA et alt. (1973) establece, sobre la evolución plutónica en el Macizo Ibérico una división similar a las establecidas en otras áreas hercínicas europeas, en granitos tectónicos alcalinos y granitos calcoalcalinos posttectónicos.

APARICO YAGÜE, A. et alt. (1975a) op cit. indican que el conjunto plútónico del Sistema Central Español, corresponde a una serie calco-
calina única de edad hercínica con variedad litológica ácida-intermedia
y ausencia de rocas básicas. APARICO YAGÜE, A. et alt (1983) realizan
un estudio petrogenético de las series graníticas del Sistema Central
interpretando la evolución magmática cortical. En un último trabajo
APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1987), realizan la cartografía
geológica del Sistema Central, publicada a escala 1:100.000, presentan-
do una revisión petrogenética, estructural evolutiva del mismo, frente
a las hipótesis evolutivas que consideran distintas fases de esfuerzos, de
metamorfismo y de plutonismo.

Consideran estos autores un modelo evolutivo en el que el plutonismo
es sincinemático y sinmetamórfico, reconociendo la existencia de
una única fase deformativa hercínica de tipo progresivo, obedeciendo,
los diferentes caracteres pre, sin y postcinemáticos, que otros autores
encuentran en las mismas rocas, a circunstancias propias del proceso
intrusivo.

Nosotros no entramos en este punto en la discusión del tema, nues-
tro trabajo en este capítulo geológico, presenta una interpretación car-
tográfica que se apoya fundamentalmente en los elementos estructurales
del conjunto plutónico, en tanto que pueden ser mas condicionadores
de la génesis y distribución morfológica espacial.

-Rocas filonianas:

Existen en el Bloque Cristalino de Ávila, al igual que en otras áreas
próximas del Macizo de Gredos, afloramientos intrusivos de diques que
han sido tratados en sus aspectos petrológicos y estructurales, creemos
que suficientemente en los últimos trabajos.

La importancia de estas rocas, desde el punto de vista de este tra-
bajo es fundamental, puesto que aportan elementos petrogenéticos, defor-
mativos y geomorfológicos importantes para el conocimiento del conju-
nto plutónico en general.

El tratamiento dado a estos afloramientos, se enmarca dentro de los
objetivos definidos en la metodología, destacando los elementos petro-
genéticos, mineralógicos y estructurales mas diferenciados respecto del
conjunto litológico encajante. Su cartografía detallada ha permitido,
junto con otros elementos, la interpretación y el trazado del mapa tectó-
nico estructural.

En el aspecto bibliográfico, además de los trabajos reseñados para
las rocas plutónicas en general, en los que aparecen referencias a los

diques, hay que añadir los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et alt (1974) sobre los haces de diques en Extremadura y el dique de Alentejo Plasencia; los trabajos de ARENILLAS y ARRIBAS (1975) y UBANELL, A. G. (1976) sobre diques sieníticos; UBANELL, A. G. (1982) sobre la fracturación en este sector del Sistema Central y la cartografía geológica oficial del ITGME.

-Rocas sedimentarias:

El estudio geomorfológico de áreas de zócalo precisa cada vez más, del conocimiento de los depósitos correlativos próximos, puesto que aportan datos morfoestructurales, morfogenéticos y temporales sobre el área fuente. Así se pone de manifiesto la importancia que tiene en geomorfología la relación forma-depósito.

El área objeto de estudio, ubicada en el sector central del Macizo Hespérico, participa regionalmente de los procesos evolutivos y sedimentarios del conjunto del Macizo. En este sentido, tanto los procesos sedimentarios como las características de los depósitos pueden considerarse integrados en el contexto regional y por ello ser correlacionables con otros sectores del borde d la Cuenca.

En este sector del Macizo existe un vacío estratigráfico que abarca desde el Pérmico hasta el Paleógeno; este hecho motiva la falta de datos de su evolución morfogenética al menos durante todo el periodo de tiempo correspondiente al Mesozoico.

La base de la columna estratigráfica se sitúa en el Paleógeno con una serie siderolítica formada por conglomerados y areniscas microconglomeráticas. La edad paleógena de este tramo ha sido asignada por identidad de facies con las unidades de Salamanca descritas por JIMENEZ FUENTES, E. (1970,1974) y CORROCHANO, A. (1974,1977). En un principio le fue asignada una edad preluteciense por JIMENEZ, E. (1970) op cit; posteriormente este mismo autor junto con BLANCO, J. A. et alt (1982) le han atribuido una edad Paleocena.

El problema del tránsito Cretácico-Terciario, a propósito de esta zona, queda planteado por UBANELL et alt (1978); UBANELL (1982); ARENILLAS PARRA, M. (1976) en sus trabajos sobre los afloramientos del Valle de Amblés y los de el borde Sur de la Cuenca del Duero en este sector, próximos a Monsalupe, y por GARZON HEYD, G. et alt (1981) en la serie sedimentaria del Amblés.

Recientemente se asocian estos materiales siderolíticos con el Cretácico aflorante en otros puntos del Sistema Central señalándoles como policrónicos de edad paleocena o pre-paleocena, pero recalmando su estrecha relación con el mesozoico MOLINA, E. et alt (1989).

La unidad intermedia se sitúa discordantemente sobre la anterior, es atribuible en el borde de la Cuenca al Mioceno Inferior Medio, y en los afloramientos del Amblés incluso al Oligoceno. Está formada por arcosas beiges y tramos de areniscas con cemento carbonatado.

En la bibliografía sobre el Mioceno, además de los trabajos ya reseñados de UBANEL (1982) y GARZON HEYDT, G. et alt (1981) hay que añadir los de POL, C. et alt (1977) sobre las facies detríticas del Mioceno del Sector Sur de la Cuenca y los de JIMENEZ, E. (1971) y CORRALES, I. et alt (1978) que trabajaban sobre las facies miocenas, y las hojas geológicas del ITGME a escala 1:50.000 números 480, 481, 504, 505 y 506.

El tramo superior situado discordantemente sobre el anterior, es atribuible al Mioceno Superior; se le ha asignado una edad Vallesiense. Está formado por varias unidades identificadas por la nomenclatura local ya que obedecen a cambios laterales en el sentido distal y al contenido en materiales groseros en función del área de aporte. Su composición es arcólica de color rojo hasta el blanco rojizo con grandes diferencias en la proporción, litología y tamaño de los cantos.

A depósitos asociados a superficies de aplanamiento, sobre los niveles de arcosas, podemos atribuirles una edad Plio-Pleistocena. Son formaciones de regularización de vertientes en zonas proximales al bloque cristalino.

Los depósitos cuaternarios corresponden a formaciones que se apoyan fundamentalmente sobre los materiales Terciarios, y que están relacionados con la evolución reciente del relieve. Hemos distinguido formaciones asociadas a los cursos fluviales, formaciones generadas o transportadas por la dinámica de las vertientes y formaciones de evolución más compleja.

Antes de proceder a la descripción de las distintas unidades geológicas, podemos afirmar la correlación de la columna estratigráfica de nuestro sector en el borde Sur de la Cuenca del Duero con el modelo sintético general para el Terciario sinorogénico del Sector Occidental (zamorano) de MARTIN SERRANO, A. (1991). Este autor en base a los atributos heredados del área fuente, rasgos petrológicos, mineralógicos y geoquímicos más importantes, presenta la siguiente columna:

—Una serie siderolítica de carácter fluvial que fosiliza un manto de alteración caolinítico, de edad paleocena y prepaleocena.

—Unos sedimentos fluvio-lacustres (no siderolíticos) de características preferentemente arcósicas, cementados por carbonato y sílice de edad Eoceno medio-superior y Oligoceno.

MAPA GEOLÓGICO

LA SIERRA DE



Cartografía Miguel Herrero

ESCALA 1 : 100
1000 m
0 1 2 3 4
Base Topográfica del Mapa Topográfico Nacional

ESCALA 1:100.000

LEYENDA

Rocas Metamórficas

CAMBRICO

- Migmatitas y neises porfioblasticos
- Esquistos porfioblasticos
- a) Formación detritica de San Garcia
- b) Formación metagrauvaquica de Mirueña-Solana

ORDOVICICO

- Formación de conglomerados con cantos de cuarcita
- Formación de cuarcita
- Formación de esquistos

Rocas Plutónicas

Granito-leucocadmelitas

- Granito de 2 micas orientado y nebulítico
- Granito de 2 micas no orientado

Granodioritas-adamellites

- Granodioritas porfídicas con megacristales
- a) Facies común biotítica
- b) Facies con antíbol
- c) Facies con moscovita
- Granodioritas -homogéneas- de grado medio
- a) Facies con antíbol
- b) Facies común biotítica
- Granito aplítico
- Granito cataclástico

Rocas Filonianas

- Diques de pegmatito
- Diques sieníticos
- Dique diabásico
- Diques de cuarzo

Rocas Sedimentarias

PALEOCENO

- Conglomerados y areniscas
- microconglomeráticas silíceas

MIOCENO Inferior-Medio

- Arenosas microconglomeráticas cementadas por carbonatos

MIOCENO Superior

- Serie arcosica (Cuenca)
 - Brechas y paraconglomerados, proporción de cantos >50%
 - Fangos arcosos, proporción de cantos 15-50%
 - Arcosas con cantos dispersos <15% intercalaciones de arenosas telcopipáticas cementadas por carbonatos
 - Fangos arcosos, cantos muy aislados, porcentaje de arcillas superior al 50%

Serie arcosica (Ambles)

- Bloques y cantos empastados en matriz arcosica
- Niveles arcosos con intercalaciones de niveles de cantos y niveles arenosos
- Conjunto arcoso con alternancia de niveles arenosos y práctica ausencia de cantos
- Arenosas y arcillas (procesos de neoformentación hidromorfismo y procesos salobres)

PLIOCENO

- Conglomerado. Cantos con matriz arenoso-arcillosa

CUATERNARIO

- Depósitos fluviales. Cantos, gravas, arenas y limos

Contacto discordante

Contacto normal

Afloramiento de roca masiva

Madrid, 1992

-Unos depósitos rojos de granulometría generalmente gruesa, de edad Mioceno inferior, correspondientes a depósitos de abanicos aluviales o fluviales presentando encostramientos carbonatados en sus zonas distales.

-Unas series ocres atribuidas al Mioceno Superior-Plioceno que son facies proximales de la última etapa de relleno de muchas de las cuencas del macizo y por tanto contemporáneas con la elaboración final de la superficie fundamental de sus bordes.

-Los sedimentos Cuaternarios asociados a la red fluvial actual, posterior a los régimenes endorreicos de la Meseta. Son las terrazas fluviales.

La estructura geológica del territorio estudiado está formada por tres grandes unidades:

- El Bloque Cristalino de Ávila
- El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero
- La Cuenca Sedimentaria Interior del Valle de Amblés

1.2. El bloque cristalino de Ávila

Es la unidad geológica de mayor superficie con 718 Km² y representa el 48,77 % del total del trabajo. Sus límites son netos por el Norte, con la Cuenca Terciaria del Duero en contacto tectónico a través de fallas, trazando una línea sinuosa a lo largo de 43 Km. de Este a Oeste entre el río Adaja (en las proximidades de Zorita de los Molinos) y el río Zamprón (al Oeste de San García de Ingelmos). Por el Sur, con el Valle de Amblés, en contacto tectónico, trazando una línea quebrada adaptada a las dos direcciones principales de los sistemas de fracturas, desarrollándose de Este a Oeste entre la ciudad de Ávila y el Puerto de Villatoro. El límite oriental, dentro de nuestra cartografía, es convencional, le hemos fijado en el curso del río Adaja que cruza el bolque cristalino en su sector mas estrecho y de Sur a Norte (dirigido por fracturas) entre Ávila y Zorita de los Molinos. Este límite podría interpretarse desde el punto de vista estructural como la división del Bloque Cristalino de Ávila en dos sectores, el Occidental que tiene su núcleo central en la Sierra de Ávila y que se corresponde con el ámbito de nuestro estudio y el Oriental que desde Ávila hacia el Este, enlazaría con la Sierra de Malagón y la Cuerda de los Polvisos. El límite occidental le hemos situado cartográfico, trazado sobre el meridiano de Villanueva del Campillo; no obstante, podemos considerar muy cercano a esta línea, el límite estructural del Bloque de Ávila.

En efecto, Villanueva tiene una altitud de 1488 metros, es el núcleo mas alto y occidental del Bloque Cristalino de Ávila y está situado en el altiplano de la Sierra de Villanueva. Los límites SO y NO de este relieve

coinciden con los del bloque cristalino en este sector, el primero por falla con la fosa del Valle del Corneja y el segundo por la rampa que enlaza con la depresión de Alba de Tormes en el borde de la Cuenca del Duero.

El Bloque Cristalino es el soporte geológico de las siguientes unidades morfoestructurales: La Rampa de Martiherrero, La Depresión de Sanchorreja, El Bloque Basculado de Sanchicorto, El Horst de la Sierra de Ávila, La Rampa de Altamiros, El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña y Los Relieves de Solana.

El Bloque Cristalino de Ávila, en su sector occidental, es una unidad geológicamente compleja aunque constituida casi exclusivamente por rocas plutónicas. Forma parte del gran batolito del Sistema Central Español intruido durante la orogenia hercínica mediante un plutonismo cortical superficial, estableciéndose una serie calcoalcalina que varía de granodioritas a granitos. Sobre este mar de granito han sido inyectados magmas filonianos, formando alineaciones y haces de diques de gran importancia geológica y estructural. Existen también enclaves de rocas metamórficas del ciclo hercínico junto a materiales afectados por procesos de granitización en contacto con el batolito granítico.

La descripción de las distintas unidades geológicas se presenta ahora según un orden conforme a la importancia de afloramiento.

1.2.1. Rocas Plutónicas.

El conjunto plutónico es la formación geológica fundamental del Bloque Cristalino de Ávila. Dentro de este sector occidental aflora en una superficie de 606 Km² y se extiende de Este a Oeste a lo largo de 43 Km.; quedando al Norte la Cuenca Sedimentaria del Duero, y al Sur el Valle de Amblés.

El límite con la Cuenca solamente es en contacto directo con los materiales sedimentarios en dos sectores, uno al Oeste de San García de Ingelmos (en el límite occidental de la cartografía) en contacto por falla de dirección ENE y otro en la zona de Bularros (entre la fosa de Muñico y Marlín) igualmente en contacto por falla pero de dirección NO. El resto de su límite Norte se define por el contacto con los afloramientos metamórficos de Mirueña y del Norte de Cardeñosa que se interponen entre este conjunto plutónico y los materiales sedimentarios de la Cuenca.

En el límite por el Sur, con el Valle de Amblés, se distinguen dos sectores, uno occidental, de dirección NE entre el Puerto de Villatoro y la localidad de Múñez en el que, entre este conjunto plutónico y los mate-

riales sedimentarios de la fosa del Amblés se interpone el dique de la falla de Plasencia con una zona de trituración y metamorfismo de una anchura media de 1,5 Km.

El otro sector, centrooriental, está definido por contacto directo con los materiales sedimentarios de la fosa del Amblés, que se establece a través de fallas de dos direcciones, la E-O a ONO y la NNE. Ambos sistemas de fracturas generan este límite en forma de línea quebrada que se desarrolla desde Múñez hasta la ciudad de Ávila.

1.2.1.1. Unidades litológicas.

Se han diferenciado dos conjuntos litológicos de muy desigual extensión sobre el bloque cristalino, correspondiendo el mayor a un conjunto granodiorítico y el resto a uno granítico, ambos, correlacionables respectivamente, con las «granodioritas-adamellitas» y los «granitos -leucomelitas» de APARICIO et alt (1975, 1987) para otros sectores del Sistema Central. Existen además, dentro de los conjuntos mencionados, rocas asociadas a fracturas y diques muy alteradas texturalmente por cataclasis.

* Granito-leucomelitas.

Esta unidad aflora en el sector Norte de la Rampa de Mirueña desde Viñegra hasta el límite con los materiales de la Cuenca del Duero al NO de San García de Ingelmos. Se sitúa entre las granodioritas de la rampa, que forman su límite occidental y los materiales de la unidad metamórfica de Mirueña que la limitan por el Este. Está formada por un conjunto de granitos de 2 micas del que atendiendo a sus características estructurales podemos diferenciar tres subunidades:

-Granito de 2 micas orientado.

Es el que aflora en mayor superficie; su composición mineralógica está formada por feldespato k. (como microclina y ortosa en grandes cristales), cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita como elementos principales; y apatito, circón, turmalina, sillimanita y andalucita como accesorios. La textura es heterogranular hipidiomorfa de grano medio a grueso (a veces cataclástica). Es un granito leucocrático con tamaño de grano grueso y elevada tectonización con una marcada orientación fluidal de los megacristales generada durante el proceso petrogenético. Se le conoce en la comarca de Mirueña como «el bronco».

Hay que reseñar otro afloramiento con estas características aunque de menor entidad superficial, situado en el borde del conjunto metamórfico de Mingorría (al Norte de Cardeñosa), en el sector por donde el río Adaja sale del bloque cristalino hacia la Cuenca del Duero.

-Granito de 2 micas no orientado.

Este afloramiento forma como un enclave dentro del conjunto orientado y se localiza al Oeste de Mirueña y al Norte de Gallegos de Sobrinos. No tiene diferencias significativas en cuanto a mineralogía y textura con el conjunto orientado; su diferencia viene dada por una mayor compacidad en su estructura por estar menos afectado tectónicamente debido a su posición central dentro del afloramiento, y los megacristales no tienen signos de orientación fluidal.

-Granito de 2 micas nebulítico.

Este conjunto se sitúa de forma marginal en los granitos orientados formando el paso gradual de éstos a la unidad neísico migmatítica de Gallegos, en el sector próximo a esta localidad. Puede considerarse como una facies marginal del conjunto orientado, con una clara orientación tectónica que deriva a nebulítica. La composición mineralógica se corresponde con los otros conjuntos en cuanto a sus elementos principales, solamente hay que destacar distintos porcentajes en el orden de los minerales secundarios, configurándose la secuencia: sillimanita, cordierita, andalucita, apatito, rutilo y circón. La textura es heterogranular, hipidiomorfa de grano medio a fino.

* Granodioritas–adamellitas.

Al igual que en el resto del Sistema Central, la mayor superficie de rocas plutónicas del Bloque Cristalino de Ávila pertenece a este conjunto litológico. Las características mineralógicas y texturales de estos materiales permiten, dentro de una aparente complejidad, establecer criterios diferenciadores para una clasificación muy sintética y general. Mineralógicamente no existen cambios composicionales importantes, mas bien son debidos a elementos accesorios o por adición de algún elemento principal. Así, desde un punto de vista estrictamente mineralógico, puede definirse para este conjunto una facies común de granodioritas biotíticas, pero que pueden presentar variaciones mineralógicas por la adición en su composición de algún elemento principal.

Las verdaderas diferencias litológicas se deben mas a cambios texturales que a la existencia de distintas facies composicionales. En este sentido podemos distinguir dentro del conjunto dos variedades, una porfídica con megacristales y otra homogénea de grano medio. Tanto los cambios composicionales como los texturales se realizan de forma gradual dentro del volumen litológico, lo que dificulta enormemente el trazado cartográfico de sus límites. No obstante, se pueden definir algunas unidades suficientemente diferenciadas.

-*Granodioritas porfídicas con megacristales.*

Este conjunto porfídico es el mas abundante en todo el bloque cristalino, extendiéndose desde Martiherrero hasta el límite occidental del trabajo. Por su composición mineralógica se pueden definir tres facies aun cuando sus límites pueden considerarse solamente de una manera laxa.

a) *Facies común biotítica.* Son los materiales del Horst de la Sierra de Ávila y de las rampas de Altamiros, Sanchicorto y del sector suroccidental de la de Martiherrero. Representa el conjunto central granodiorítico del bloque cristalino aun cuando con tiene en la zona axial del horst un conjunto con cambio composicional a una facies con anfibol. Está formada por plagioclasa (que se presenta en cristales subidiomorfos), cuarzo (intersticial a veces en agregados de varios cristales), feldespato k (ortosa pertítica, alotriomorfa e intersticial), y biotita (en agregados laminationares), todos ellos como elementos principales y como accesorios pero constantes en todas las facies, circón y apatito. Los minerales de carácter secundario son estena, clinozoisita, rutilo, clorita, sericita y saussurita. La textura es heterogranular, hipidiomorfa, de grano medio. Los fenocristales, de feldespato, oscilan entre 5-8 cm. de eje máximo llegando en ocasiones a 15 cm. Estos cristales presentan ocasionalmente una cierta orientación en las zonas de borde del batolito próximas a las formaciones afectadas por procesos de granitización y metamorfismo de contacto. Se observan con frecuencia gabarros de tamaño decimétrico generalmente de composición tonalítica o cúmulos de biotitas. Este conjunto se prolonga al Sur del Valle de Amblés en el sector de La Paramera comprendido en nuestro trabajo.

b) *Facies con anfibol.* Se localiza dentro del conjunto de facies biotítica formando un afloramiento en la zona mas elevada del Horst de la Sierra de Ávila, que comprende el Macizo de las Fuentes, el de Cerro de Gorría y en la rampa de Altamiros el sector de Gallegos hasta el contacto con los granitos aplíticos de Bularros y con los materiales neógenos de la Cuenca. Al Este de la falla de Plasencia se extiende este afloramiento entre la Depresión de Sanchorreja y Martiherrero, limitado al Norte por los granitos aplíticos de la zona de Marlín y al Sur por los diques de Canto Cachado y las granodioritas biotíticas de Casasola. La composición mineralógica es análoga a la de la facies común diferenciándose únicamente en la presencia como fundamental o accesorio de un anfibol verde (hornblenda). En el sector mas próximo a la falla de Plasencia, tiene menor proporción de feldespato k. aumentando la biotita, dando una tendencia tonalítica algo mas oscura. La textura porfídica se encuentra en las zonas de contacto con las granodioritas biotíticas con megacristales, derivando hacia el centro del afloramiento a una facies «homogénea» sin megacristales, de forma gradual por disminución progresiva del tamaño y de la abundancia de los mismos.

c) *Facies con moscovita.* Constituye el sector granítico fundamental de la rampa de Mirueña, desde el contacto con el granito de dos micas al Norte hasta el altiplano de Villanueva del Campillo al Sur. Por el Este limita en la zona de Manjabálago-Gamonal con el conjunto porfioblastico de la rampa a través de la aureola de metamorfismo de contacto y por el paso gradual y progresivo al conjunto granodiorítico con megacristales de la facies común biotítica en la zona próxima a Vadillo de la Sierra. Los caracteres mineralógicos y texturales son análogos a los de la facies común, incorporando una mayor presencia de moscovita como elemento principal o en ocasiones accesorio, en láminas ligadas espacialmente a la biotita. Este carácter moscovítico se debe al relativo alto grado de alteración de las plagioclasas a sericitas con recristalización a moscovita.

—*Granodioritas «homogéneas» de grano medio.*

a) *Facies con anfibol.* Pertenece a este conjunto no porfídico el sector central de la facies hornbléndica que aflora en los macizos de Las Fuentes y de Cerro de Gorría, cuyos caracteres esenciales han sido ya tratados en el apartado anterior correspondiente. Su textura es homogénea de grano medio derivando progresivamente hacia los bordes a una textura porfídica en las zonas próximas al contacto con las facies con megacristales. Representa este conjunto, probablemente, zonas marginales o de cúpula del batolito.

b) *Facies común biotítica.* Es el soporte geológico fundamental de la rampa de Martiherrero desde el límite oriental de nuestro trabajo hasta la depresión de la falla de Plasencia en la zona de Marlín (en el sentido de los paralelos); y desde la ciudad de Ávila hasta el afloramiento metamórfico del Norte de Cardeñosa (en sentido meridiano). Contiene, salpicados, afloramientos de granitos aplíticos y cataclásticos que son tratados posteriormente. La composición mineralógica al igual que la facies con megacristales está formada por plagioclasa, cuarzo, feldespato k. (ortosa) y biotita como elementos principales y como accesorios constantes, circón y apatito. Los minerales secundarios están en relación con la alteración de las plagioclasas (sericitas, saussurita) y de la biotita (clorita y rutilo). La textura es homogénea con tamaño de grano medio y ausencia de megacristales, criterio éste, diferenciador estructural de la clasificación. El color gris típico, por su condición de biotíticas, se corresponde con el de otras zonas del Sistema Central y del sector occidental del Macizo Hercínico.

—*Granito aplítico.* Estos materiales se encuentran asociados a las granodioritas en zonas marginales del batolito. Constituyen éstas, la roca caja donde afloran los materiales aplíticos de forma salpicada, formando pequeños enclaves en contacto neto con las mismas. Podemos distinguir,

espacialmente dos subconjuntos: Uno, en torno al gran accidente tectónico de Plasencia, en la zona de Marlín, formado por varios afloramientos a ambos lados de la falla; en el sector al Oeste de la misma, hay que reseñar el afloramiento de Bularros y las pequeñas alineaciones E-O de Gallegos de Altamiros, que se asocian al borde del conjunto de facies anfibolítica; en el sector al Este de la gran fractura, los afloramientos de Marlín, con una disposición en sentido NE afectados por el dique diabásico intruido en la misma y asociados a los conjuntos de facies biotítica y anfibolítica de este sector. El otro, mas compacto, está formado por un afloramiento al Sur de Cardeñosa asociado al conjunto biotítico sin megacristales de este sector de la rampa de Martiherrero. La composición en sus elementos principales es de feldespato k. (ortosa pertítica), cuarzo de forma intersticial, plagioclase en cristales subidiomorfos maclados, moscovita y biotita. Como accesorios constantes apatito y circón y como secundarios clorita, rutilo, sericitia y epidota. El cuarzo se presenta en agrupación de cristales de bordes poligonales y las micas aparecen asociadas espacialmente. La textura es heterogranular, hipidiomorfa de grano fino.

-Granito cataclástico. Corresponden a rocas plutónicas alteradas por procesos cataclásticos. Estos afloramientos se encuentran asociados generalmente, y dentro del conjunto granodiorítico, a zonas de fractura con o sin intrusión de diques. En la rampa de Martiherrero se localizan varios afloramientos en torno a los diques de cuarzo intruidos en fracturas de dirección NNE en disposición de seudodiques. También existe un enclave mas significativo al SO de Narrillos de San Leonardo en el paraje conocido como «Peñarrubia». En la rampa de Mirueña, hay que reseñar el afloramiento adosado al dique de «Los Rondales» de dirección ENE que se encuentra asociado en el tramo mas occidental, al conjunto granodiorítico con moscovita y megacristales y en el mas oriental al de los granitos de dos micas orientado. Tienen una composición mineralógica semejante a la roca caja del entorno que tienen modificada su textura original por cataclasis mas o menos intensa, con formación de cuarzo y feldespato k. en mortero, opaquización, etc. La alteración consiste en una intensa cloritización de la biotita y la movilización de agregados finos de clorita-epidota (clinozoisita) etc. en las zonas mas cataclásticas. Los feldespatos sufren una pigmentación por óxidos de hierro que presentan colores rosados con mayor asiduidad en las zonas de fractura. El proceso petrogenético puede ser análogo al de sienitización de rocas intrusivas que puede haber actuado mas al Sur, en el haz de diques de Ávila.

1.2.2. Rocas metamórficas.

En este sector del Bloque cristalino de Ávila existen dos afloramientos de rocas metamórficas, el de mayor importancia geológica y morfoló-

gica es el de Muñico y se localiza en torno a Mirueña de los Infanzones, sobre una superficie de 97 km² y el de menor entidad(15 km²) es el de Mingorría y se sitúa al Norte de Cardenosa; ambos, adosados por un lado al conjunto plutónico y por otro en contacto con la Cuenca Sedimentaria del Duero. En el ángulo SE del trabajo se incluye otro afloramiento denominado Sierra de Yemas que se ubica en el bloque de la Sierra de la Paramera.

1.2.2.1. Afloramientos.

* Afloramiento de Muñico.

Ocupa el área Noroccidental del Bloque Cristalino. El límite con el complejo granítico tiene lugar en dos direcciones, una SO-NE desde San Juan del Olmo hasta las casas de Miranda y otra prácticamente N-S desde la latitud de San García de Ingelmos hasta Manjabálago. En ambos sectores la integración se realiza a través de una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a las diferentes formaciones geológicas aflorantes. El resto de los límites tienen lugar por accidentes tectónicos que ponen en contacto esta unidad metamórfica con los materiales terciarios de la Cuenca. Por el Norte con sedimentos paleógenos y neógenos desde San García al Oeste, hasta San Martín al Este; y por el SE con la fosa de Muñico. En efecto, en el sector Sureste de este afloramiento se instala la depresión de Muñico quedando fosilizado éste por materiales terciarios y cuaternarios en una superficie de 24 Km². Esta depresión de 2 Km. de ancho por 12 Km. de largo, genera un pasillo sedimentario que se extiende en dirección SO-NE entre Ortigosa de Rioalmar y Grandes, creando contactos tectónicos netos en el límite con los materiales metamórficos, a lo largo de las dos vertientes de la depresión.

Constituye el soporte geológico del sector metamórfico de la Rampa de Mirueña, el borde noroccidental de la Rampa de Altamiros y el de los relieves de Solana.

-Unidades litológicas y estratigráficas.

La descripción de las series litológicas y estratigráficas se realiza de muro a techo sintonizando el factor temporal con el sentido decreciente de los procesos de granitización y metamorfismo.

-*Migmatitas y neises porfiroblásticos.* Esta unidad está formada por el afloramiento neísico-migmatítico de Gallegos, que se extiende en una franja de unos 400 metros de ancho por 3 Km. de largo (en sentido meridiano) al Oeste y en las proximidades de Gallegos de Sobrinos, y algún enclave de menor entidad en los granitos orientados de dos micas.

Su litología, está formada por neises, migmatitas bandeadas con sillimanita y migmatitas nebulíticas con distena, sillimanita-feldespato k. (cordierita) y andalucita. Los materiales de la roca caja esencialmente pelíticos se pueden atribuir al Cámbrico Inferior en tanto que los procesos petrogenéticos y deformativos corresponden al Hercínico.

Hacia el Oeste limita con el granito de dos micas orientado, en paso gradual de nebulíticas a diatexitas consideradas estas últimas como una facies marginal del granito orientado que han sido descritas en el capítulo correspondiente, como granito de 2 micas nebulítico. El límite oriental se sitúa en el contacto con la unidad de esquistos porfiroblásticos (formación detrítica de San García).

Dentro de esta última formación existe un enclave neísico de 3,5 Km. de largo por 100-150 metros de ancho, denominado ortoneis de Gallegos, que se sitúa de forma submeridiana en la zona oriental de esta localidad, trazando una dirección paralela al contacto del conjunto metamórfico con el plutónico en este sector. Encaja en la formación detrítica de San García, tanto en su estructura interna como en el afloramiento, concordantemente con la esquistosidad principal de la roca caja (concordancia estructural, no litológica). La petrogénesis ha tenido lugar por magmatismo intrusivo y granitización dentro del proceso Hercínico. Tiene una textura neísico-cataclástica con una composición mineralógica de cuarzo, feldespato k. moscovita, turmalina, plagioclasa y biotita como elementos principales y opacos, circón y apatito como accesorios.

–Esquistos porfiroblásticos. Esta unidad está formada por el afloramiento esquisto-grauváquico denominado Capas de Rioalmar. Se sitúa sobre la unidad migmatítico-neísica porfiroblástica anterior teniendo a techo los materiales inferiores del Ordovícico. Cartográficamente se extiende de Oeste a Este desde el complejo granítico de la rampa de Mirueña hasta la formación de conglomerados del Ordovícico Inferior en la base de los Montes Isla.

Se distinguen dos formaciones litológicas, una inferior situada en contacto con los materiales plutónicos denominada Formación detrítica de San García y otra superior llamada Formación metagrauváquica de Mirueña-Solana:

a) *Formación detrítica de San García*. Está formada por una sucesión de esquistos cuarzo-biotíticos con intercalación frecuente de niveles metaareniscosos (cuarcitas moscovíticas o biotíticas a metaarcosas) de potencia variable entre centimétrica a métrica. Tiene textura profiroblástica con orientación preferencial de los elementos de cuarzo y feldespato potásico y menores proporciones de biotita o moscovita. Se ha gene-

rado a partir de una litología metalopelítica-arenosa de posible edad Cámbrico Inferior. Los procesos petrogenéticos generados por el metamorfismo hercínico, puede situarse en una secuencia paragenética próxima a la zona de la biotita.

Se sitúa en una franja casi meridiana desde San García de Ingelmos al Norte hasta San Juan del Olmo al Sur. El contacto occidental con las granodioritas y los granitos de dos micas se realiza a través de una banda de metamorfismo de contacto con un desarrollo horizontal entre 0,5 y 2 Km. y de intensidad mayor en el contacto que de forma gradual realiza con la formación metagrauváquica superior de Mirueña-Solana, en una línea que pasa desde San García (al Norte) por el Oeste de Mirueña hasta Ortigosa de Rioalmar al Sur.

b) *Formación metagrauváquica de Mirueña-Solana.* Está formada por una sucesión de esquistos grauváquicos finos, con escasas intercalaciones de niveles metaareniscosos, junto a niveles carbonatados y un nivel de porfiroides. La composición mineralógica generalizada es de cuarzo, sericitia y clorita, apareciendo la biotita como mineral de metamorfismo. Se ha generado a partir de una roca caja preferentemente de origen limolítico-grauváquico de posible edad Cámbrico Inferior-Medio. A medida que ascendemos en la columna estratigráfica existen intercalaciones de pequeños niveles carbonatados que han generado calizas microcristalinas de tonos verdosos y gris azulado a veces silicificadas que generan formas de interés morfológico, junto a escasos niveles metaareniscosos. Casi a techo existen unos delgados niveles de porfiroides de color grisáceo a rojizo. La composición mineralógica es de cuarzo, clorita-sericitia y opacos en los niveles mas ácidos y plagioclasa, óxidos ferruginosos, clorita y cuarzo para niveles mas básicos.

Se sitúa al Este de la formación detrítica de Gallegos, desde Mirueña hasta Solana de Rioalmar. El límite Norte se sitúa en la Cuenca Sedimentaria del Duero en la formación de arenas paleocenas del sector de Torneros, en contacto tectónico; por el Este limita con los materiales del Ordovícico a través de una discordancia erosiva, situada en el Cámbrico Superior, que puede definir la base de los relieves de Solana; y por el Sur, por falla inversa, con el pasillo sedimentario de la depresión de Muñico en su sector de la vertiente NE o de Solana.

Esta formación en el sector al Sur de la depresión de Muñico y en el contacto con las granodioritas de la rampa de Altamiros está afectada por un metamorfismo de contacto de grado alto generando pizarras nodulosas e incluso corneanas. Este sector adosado al complejo granítico, se extiende desde Ortigosa hasta Casas de Miranda en una longitud de 10 Km. y una anchura de 0,8-1,0 Km.

-Ordovícico.

Esta unidad está constituida por tres formaciones litológicas que estratigráficamente se sitúan en el Ordovícico Inferior y Medio. Aflora en una superficie de 20 Km², situándose, en discordancia erosiva sobre la formación metagrauváquica de Mirueña-Solana. Cartográficamente se localiza al Este de esta última formación en un contacto de 5 Km.; el resto de sus límites se trazan por discordancia angular sobre los materiales neógenos de la Cuenca (a lo largo de 16 Km.), situándose como a modo de una península paleozoica que se adentra 7 Km. en la Cuenca en dirección NE, desde el núcleo de Solana de Rioalmar hasta las proximidades de El Parral. Constituye el soporte geológico de los relieves de Solana o Montes Isla.

-Formación de conglomerados con cantos de cuarcita. Estos materiales se apoyan en discordancia estratigráfica sobre la serie esquistosa. En la base, en afloramientos esporádicos, está formada por metaconglomerados; cantos poligénicos, redondeados y en formas alargadas de 10 a 20 cm. de cuarcita, pórfidos y cuarzo filoniano y pizarras, empastados en una matriz areniscosa y con importante esquistosidad.

Sobre estos niveles inferiores o en cambio lateral de facies, se sitúan depósitos mas areniscosos y microconglomeráticos de color rojizo, con cantos de menor tamaño e intercalaciones de cuarcita blanca con una potencia de 150 metros. La textura es esquistosa detrítica, con granos de cuarzo y matriz fina de cuarzo y sericita. La edad de estas formaciones se sitúa en el Ordovícico Inferior atribuibles al Tremadoc-Skiddavienense, por correlación con otros niveles similares del Macizo Ibérico situados en la base de la cuarcita armoricana.

Sobre esta serie areniscosa se dispone una serie mas fina formada por pizarras y esquistos cuarzo-sericíticos de colores rojizos y verdosos con una potencia en torno a los 200 metros.

-Formación de cuarcita armoricana. Sobre los materiales esquistosos anteriores se sitúa, con potencia variable entre 15-50 m. un nivel de cuarcitas de color blanco de estructura homogénea, masiva, que aflora en bancos decimétricos a métricos, considerada como armoricana. La textura es granoblástica homogénea del orden de 0,06 mm. La clasificación petrológica es de ortocuarcitas, con una composición mineralógica de cuarzo, como mineral principal, y clorita, opacos, circón, rutilo y sericita como accesorios. La edad (Ordovícico Inferior-Medio) corresponde al Arenig, y es correlacionable con los niveles cuarcíticos armoricanos de otros sectores del Macizo.

—Formación de esquistos de Valtuerto. Sobre los niveles cuarcíticos se sitúa a techo de la unidad y en contacto bastante neto, una serie esquistosa fina, de color oscuro, con una potencia en torno a los 300 metros. La textura es muy fina y los minerales principales sericita y clorita con opacos ferruginosos y cuarzo en menor proporción. La mayor concentración de opacos confiere a la formación colores mas rojizos. Su edad se sitúa en el Ordovícico Medio, clasificándola dentro del ámbito regional como perteneciente al Llandeilo.

* Afloramiento de Mingorría.

Ocupa una banda de dirección E-O de 1 km. escaso de anchura situada en el borde Norte del bloque cristalino, limitada al Oeste por la falla de Monsalupe y extendiéndose hacia el Este hasta el límite de la zona de estudio, en las proximidades de Mingorría. Las localidades de referencia en sentido meridiano son al Sur Cardeñosa, en el complejo granítico, y al Norte Peñalba de Ávila sobre los materiales de la Cuenca. El contacto con las rocas graníticas se realiza a través de una aureola de alto metamorfismo y con la Cuenca Sedimentaria (materiales neógenos y cuaternarios) el contacto es tectónico, trazando dos direcciones, una NE por la falla de Monsalupe y otra E-O por la gran fractura del Norte de Mingorría. Geológicamente constituye el soporte del borde Norte de la rampa de Martiherrero en el sector de Cardeñosa.

—Unidades litológicas.

Se distingue una única unidad litológica, aunque en el borde próximo a los granitos aplíticos y a las granodioritas, situados al Sur, el metamorfismo de contacto genera una aureola con alteración mineralógica propia.

—Migmatitas y neises porfiroblásticos.

Esta unidad está formada por un afloramiento de esquistos bandeados cuarzo-biotíticos (micacitas de grano fino a medio de color oscuro), con intercalaciones de cuarcitas de color crema con potencias de hasta 5 metros (conocidas como corneanas de Mingorría) y con frecuencia, venas de cuarzo entre los planos de la esquistosidad, junto con algunas masas amigdaloides de aplitas. La petrogénesis, dentro del ciclo Hercínico, se ha producido por procesos de granitización y metamorfismo de contacto, por su posición límite con el complejo plutónico, sobre una roca caja de sedimentos pelíticos, posiblemente del Cámbrico Inferior.

El nivel de metamorfismo puede fijarse en la andalucita-cordierita (sillimanita-feldespato k.) para los sectores mas próximos a las grano-dioritas.

* Afloramiento de Sierra Yemas.

Esta unidad forma parte del bloque de la Paramera, y constituye un enclave metamórfico dentro del gran conjunto granítico. Se ubica en el extremo sureste de nuestro trabajo en contacto con la Fosa del Amblés. Tiene una superficie de 22 Km². El límite Norte con el Valle de Amblés, se sitúa en torno a la Aldea del Rey Niño es un límite por falla de dirección E-O, que pone en contacto los materiales neógenos del Valle con los de la base del Cámbrico del conjunto metamórfico. El límite Sur, con el complejo plutónico de la Sierra de la Paramera genera una aureola de metamorfismo de contacto a lo largo del Vallejo de Riofrío.

-*Unidades litológicas.*

Está formada por un conjunto de rocas de alto metamorfismo que se sitúan como una aureola que contiene un núcleo de granitización formado por leucogranitos y aplitas, considerando una sola unidad en su conjunto.

-*Migmatitas y neises porfiroblásticos.*

Se compone de un conjunto de esquistos micáceos oscuros y corneanas, a veces verdaderos neises que rodean a un conjunto de granitos de dos micas y aplíticos; la estructura de éstos, en los bordes, es pegmatítica concordante con la foliación de la aureola metamórfica. El replegamiento fluidal de todo el conjunto está decisivamente influido por los procesos de granitización en proximidad con el conjunto plutónico y recristalizado por el metamorfismo de contacto, dando lugar a las cornubianitas y a los esquistos nodulosos de los bordes.

Estratigráficamente estos materiales deben corresponderse con los esquistos y micacitas del afloramiento de Mingorría, situándose en la base del Cámbrico; aunque los procesos petrogenéticos corresponden al Hercínico.

1.2.3. *Rocas filonianas.*

Una de las características esenciales del Bloque Cristalino de Ávila desde la perspectiva estructural y geológica, es la existencia de diques y haces de diques que atraviesan el complejo plutónico en varias direcciones. El estudio de estos afloramientos en este capítulo se ha realizado

considerando los componentes estructurantes fundamentales como son la litología, la edad, la dirección y la importancia morfológica sobre el paisaje actual.

Del análisis de todos estos elementos se deduce que la importancia estructural y morfológica de los diques desde nuestro punto de vista, se organiza principalmente en orden a su dirección. Con este criterio se han definido cinco conjuntos que exponemos en orden cronológico:

- Diques de dirección E-O a ONO
- Diques de dirección N a NNE
- Diques de dirección NE
- Diques de dirección NNE a NE
- Diques de dirección ENE

1.2.3.1. Conjuntos de diques.

-Diques de dirección E-O a ONO.

En el Bloque Cristalino de Ávila el conjunto mas importante de esta dirección se presenta formando haces de diques que de forma continua da, en disposición de relevo, se extienden a lo largo de 30 km. desde la ciudad de Ávila en dirección Oeste hasta la Fosa de Muñico en las proximidades de Ortigosa de Rioalmar. La anchura del conjunto oscila entre 1 y 1,5 Km. y describe, en su recorrido, arqueamientos en sentido Norte-Sur, desplazamientos en la horizontal y numerosas interceptaciones por fracturas y diques.

Dentro del conjunto, podemos diferenciar por su emplazamiento, el haz de Ávila, que procede del sector oriental del bloque cristalino y que a partir de esta ciudad gira decididamente hacia Martiherrero en una dirección ONO, desconectándose así del haz principal situado en este punto (al Sur de Ávila) fosilizado por los materiales neógenos del Valle de Ambles. Este haz de Ávila tiene una longitud de 7 Km. y una anchura máxima de 1,5 Km. en el sector al Norte de Bascarrabal. Está diseccionado perpendicularmente a su dirección por el curso actual del río Adaja a su paso por la ciudad e interceptado por fracturas y algún dique de cuarzo de dirección NNE en un punto, cercano ya, a Martiherrero.

Por su parte el haz principal, que es el mas significativo de todos los afloramientos filonianos del bloque cristalino, se desarrolla desde La Colilla hasta su límite occidental en Ortigosa a lo largo de 23,5 Km. Se encuentra interceptado, en el sector oriental (o de Duruelo) por fracturas y diques de dirección NNE; y por fracturas del sistema conjugado de la gran falla de Alentejo-Plasencia en el tramo central o sector de Canto

Cachado. El sector mas occidental correspondiente al Macizo de Cerro Gorría está afectado y deformado por los movimientos en dirección de las fallas de Plasencia por un lado (que lo limita por el Este) y la de Muñico por otro, que lo fosiliza por el Oeste.

La sección de los diques oscila entre 2-4 metros y 50 m. En la zona de Duruelo próxima al borde del bloque cristalino con el Valle de Amblés buzan subverticalmente hacia el Norte.

La roca caja son las granodioritas del complejo plutónico de la Rampa de Martiherrero y del Macizo de Cerro Gorría (dentro del Horst de la Sierra de Ávila). Generalmente el contacto entre ambos conjuntos geológicos (granodioritas y diques) es neto aunque también existen sectores donde son observables zonas cataclásicas. Están formados por pórpidos y en ocasiones lamprópidos asociados. En el haz de Ávila también existen episienitas de característico color rosado y textura fina.

La mineralogía se compone de cuarzo, feldespatos, clorita y sericitina en la matriz; incluyendo fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclásas y biotita. La textura es porfídica en el centro de los diques pasando a mas afanítica en los bordes (FUSTER E IBARROLA, 1953) op cit.

La gran coherencia textural de estas rocas y su mayor resistencia ante los agentes morfogenéticos, hacen que este conjunto posea características geomorfológicas específicas formando alineaciones de relieves destacados sobre la superficie mas o menos peneplanizada de las granodioritas circundantes. Cronológicamente son los mas antiguos, ya que este conjunto está afectado por los otros diques y fracturas, incluyendo el gran accidente del dique de Plasencia.

En la rampa de Mirueña, en el sector occidental del trabajo, existen varios diques de esta dirección pero desconectados morfológicamente de los haces descritos y que han intruido en las granodioritas al Oeste del Gamonal. Afloran de forma intermitente y en posiciones de relevo, creando así, alineaciones de algunos kilómetros a pesar de su escasa potencia.

Están formados por rocas básicas de textura diabásica de grano fino y su composición mineralógica es de plagioclasa y anfibol como componentes principales y piroxeno y cuarzo como accesorios. Se presentan en superficie muy alterados, configurando con ello una morfología sin formas destacadas notables, pero pueden observarse con un modelado en bolas por disyunción de los materiales muy fisurados e intensamente alterados.

-Diques de dirección N a NNE.

Dentro de la zona de estudio existe un dique importante de esta dirección, el conocido como «Dique de las Fuentes», que ha sido estudiada-

do en primer lugar por ARENILLAS Y ARRIBAS (1975) op cit. Se dirige visiblemente desde Amavida, en el borde occidental del Valle de Amblés, hasta las proximidades de Ortigosa de Rioalmar. En su recorrido, en esta dirección Sur-Norte pasa ligeramente al Oeste del collado de las Fuentes, y por la ermita del mismo nombre y se dirige a Ortigosa pasando a 1,0 Km. al Este de San Juan del Olmo. Queda interrumpido al Este de Ortigosa en su contacto con la unidad metamórfica de Mirueña, en la formación de esquistos porfiroblásticos del borde de la fosa de Muñico.

Dentro del bloque cristalino de Ávila tiene una longitud de 20 Km.; su anchura es de 4 a 6 metros y se encaja en contacto neto dentro de las granodioritas. Es una roca sienítica de textura porfídica de grano fino, con escasos fenocristales de feldespato y biotita muy alterados. Los minerales accesorios son topacio, circonio y cuarzo. El color es rojo rosado debido a su contenido en óxido de hierro. El modo de intrusión es magmático a favor de una falla tardihercínica.

La edad de este dique ha sido interpretada como precoz dentro de los movimientos tardihercínicos y fijada posteriormente como tardihercínica «sensu stricto» por UBANEL, A.G. (1976) op cit. De nuestra cartografía y de las observaciones de campo realizadas, se deduce que el dique sienítico es desplazado por el de Plasencia en la zona de Amavida (en el extremo Sur del dique, dentro del bloque cristalino); que a su vez en su extremo Norte (al Este de Ortigosa de Rioalmar) intercepta con los diques de pórfito de la dirección E-O a ONO procedentes de Cerro de Gorría, y que a lo largo de su recorrido tiene desplazamientos y discontinuidades producidas por el rejuego de otras fracturas. A modo de conclusión podemos determinar que el dique sienítico intruye en una fractura de dirección Norte que ha sido desplazada hacia el NE por un movimiento sinestral de la falla de Plasencia en el sector de Amavida y que ha sido afectada posteriormente por el rejuego de la red de fracturas secundaria del bloque de Ávila, produciéndola desplazamientos y discontinuidades en todo el sector del macizo de las Fuentes. El tramo Norte que intercepta a los diques de pórfito no sufre desplazamientos siendo visible la continuidad de la fractura norteada atravesando los diques y los afloramientos de granodioritas entre ellos pero no haciéndose visible el filón sienítico intruido en la fractura. Hay que señalar además, que en algún tramo presenta un accidente geomorfológico reseñable conocido como «la risca» pero en su conjunto mas bien aporta datos de tipo petrogenético y cronológicos como ha quedado de manifiesto.

-Diques de dirección NE.

El mas importante es el dique asociado a la gran falla de Alentejo-Plasencia, GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. et alt. (1974). Dentro del ámbi-

to de nuestro trabajo, en este sector occidental del bloque cristalino de Ávila, se localiza el tramo final de este accidente tectónico de primera magnitud a lo largo de 43 Km. entre el Puerto de Villatoro (en el ángulo SO del trabajo) y las proximidades del núcleo de Monsalupe en el contacto de la Cuenca del Duero con el borde Norte del bloque cristalino. Tiene una dirección Norte 57º a 60º Este. Ha sido reconocido desde este extremo Norte y a lo largo de 500 Km. en dirección SO hasta la región surportuguesa del Alentejo.

La potencia del dique oscila entre los 200-300 metros y existe en él, una zonación litológica en sentido transversal desde los bordes hasta el núcleo. Es un dique básico, formado por un núcleo gabroide derivando hacia los bordes a una diabasa generalmente muy alterada. La composición mineralógica de los gabros es de plagioclasas, clinopiroxenos, cuarzo y feldespato K. como minerales principales y ortopiroxeno, anfibol, biotita, apatito y opacos como accesorios. La textura es heterogranular de grano medio, pasando hacia los bordes a una textura porfídica holocrystalina, ofítica con una asociación mineralógica similar a la gabroide pero con mayor proporción de ortopiroxeno (broncita) y menores proporciones de cuarzo.

El dique intruye en una edad posthercínica, en el Triásico Medio o Jurásico, a través de una falla anterior tardihercínica, de dimensión cortical, y representaría un posible protorift abortado (GARCIA DE FIGUEROA et alt. 1974).

La morfología actual del dique cuando está asociada y vinculada a la gran fractura, forma zonas lineales deprimidas por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales triturados y alterados del dique, dejando pequeños resalte para la zona central, más coherente del mismo. Cuando queda desplazado del rejuego posterior de la falla, forma resaltos topográficos destacados en el paisaje, que quedan desconectados en los bordes de la depresión tectónica que lleva generalmente asociada la gran fractura. Este es el caso del afloramiento del dique al Oeste de Sanchorreja, que forma una serreta a lo largo de 5 Km. ligeramente desplazada de la depresión tectónica.

Otro dique muy importante desde el punto de vista petrogenético y geomorfológico es el intruido en la falla de San Juan del Olmo-Vadillo de la Sierra, continuación de la de Muñico. Es un dique de cuarzo lechososo de 4 a 6 metros de ancho que aflora intermitentemente a lo largo de la fractura generando dentro de la depresión asociada a la misma, relieves en serreta muy significativos.

-Diques de dirección NNE a NE.

Los diques correspondientes a esta dirección afloran en toda la superficie de la Rampa de Martiherrero, marcándose su límite por el Sur

en el contacto del bloque cristalino con el valle Amblés y por el Norte en el contacto del complejo plutónico con la formación metamórfica de Mingorria al Norte de Cardeñosa. Es una formación de diques en paralelo con distancias entre ellos de 2 a 3 Km. intruidos a favor de fracturas tardihercínicas que han rejugado posteriormente.

En el sector al Sur de Martiherrero, la dirección es NNE interceptando perpendicularmente (por los propios diques o por fractura) al haz de diques principal de dirección E-O en la zona de Casasola, Duruelo y La Colilla e incluso al haz de Ávila en una situación próxima a Martiherrero. En el sector al Norte de esta localidad giran a una dirección NE. hasta la zona de Cardeñosa.

Su composición es de cuarzo lechoso en frecuentes concentraciones de minerales de hierro que, en ocasiones, han sido reconocidas mediante calicatas. Su espesor es normalmente de 4 a 8 metros y presentan a veces sectores con brechificación acusada.

Su expresión morfológica es de resaltes topográficos mas o menos discontinuos sobre el paisaje. El más significativo desde este punto de vista, aflora desde las proximidades de Duruelo hasta Cardeñosa a lo largo de 12 Km. Los materiales encajante son graniodoritas, existiendo en torno a los diques, zonas de granitos alterados texturalmente por cataclasis, de composición semejante a éstas, pero que han experimentado una cloritización intensa de la biotita.

Desde el punto de vista estructural los diques de cuarzo, como señalan CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971) op cit, se intruyen en fracturas de tensión producidas por los movimientos horizontales del bloque por el empuje de las fallas de dirección regional NE. como la de Plasencia. Cronológicamente son los mas modernos junto con los de dirección ENE.

-Diques de dirección ENE.

En el sector granítico de la Rampa de Mirueña afloran algunos diques intruidos a través de fracturas tardihercínicas de esta dirección. En su mayoría no presentan interés geomorfológico a excepción del dique de «Los Rondales» que se extiende al Oeste de Mirueña y tiene entidad morfológica destacada sobre la topografía. La composición de esta formación es de cuarzo de la variedad lechosa con importantes concentraciones de minerales de hierro. Su espesor varía de 2 a 8 metros y los mas importantes presentan brechificación acusada.

El dique de «Los Rondales» tiene una longitud de 12,5 Km. aunque dentro de la zona de estudio se extiende a lo largo de 5 Km; y tiene una potencia de 8 metros. Encaja sobre los granitos de dos micas del Oeste

de Mirueña y sobre las granodioritas, a través de una franja de granitos cataclásticos por alteración textural de éstas. La expresión morfológica es lineal formando una serreta de dirección ENE.

1.3. Cuenca terciaria del Duero

El sector de la Cuenca incluido en nuestro trabajo tiene una superficie de 380 Km² correspondiente a la zona de borde en el contacto con el bloque cristalino de Ávila. Se extiende de Este a Oeste entre el curso del Adaja y el del río Zamprón; en el paso de este último a la provincia de Salamanca. El límite Norte lo hemos situado cartográficamente por el ámbito de las hojas del Mapa Topográfico Nacional y el límite Sur tiene lugar con los materiales plutónicos y metamórficos del bloque cristalino, trazando una línea estructural sinuosa dirigida por las distintas fallas que generan el contacto.

1.3.1. Paleoceno.

Regionalmente los afloramientos mas importantes de este periodo se sitúan mas al Oeste, en el sector occidental de la Cuenca, en la región Salmantino-Zamorana y en la Fosa de Ciudad Rodrigo identificadas como series siderolíticas. En la zona de estudio se presenta en retazos aislados adosados a los bordes del zócalo en contacto tectónico y discordante con los materiales graníticos y metamórficos. En el borde de la Cuenca y de Este a Oeste existe un retazo al Sur de Monsalupe que se encuentra pinzado por la falla inversa que cabalga sobre la Cuenca. En la fosa de Muñico en el borde SE se localizan tres manchas, situadas respectivamente en las «Casas de Arevalillo», «Dehesa de Miranda» y al NE de Ortigosa de Rioalmar, siempre en contacto tectónico; y en el borde NO se localizan dos retazos, uno en las proximidades de Solana de Rioalmar y el otro en la zona de Valtuerto.

El afloramiento mas importante, de 8 Km² de superficie, que en la cartografía oficial se identifica como «Unidad Torneros» se localiza al Sur de Blascomillán y al Este de San García de Ingelmos en contacto discordante con la formación esquistograuváquica de Mirueña-Solana. En la falla al Norte de San García, existen otros dos retazos colgados sobre los materiales cristalinos, de reducidas proporciones.

Está formada por conglomerados y areniscas microconglomeráticas silíceas. Es la unidad estratigráfica inferior del Terciario dentro del área de estudio; aflora como se ha indicado adosada al propio zócalo, directamente sobre él en contacto tectónico generalmente. En la estratificación aparece un tramo basal con una potencia de 15 a 20 metros de

arcillas, arenas y areniscas microconglomeráticas silíceas, con cantos subredondeados de cuarzo y cuarcita que presentan manchas provocadas por la concentración de óxidos de hierro produciendo en esos puntos mayor compactación de la roca. El aspecto es tigreado y ruiniforme. Sobre el tramo basal aparecen areniscas de tonos blanquecinos en capas de 2 metros y una potencia total del depósito en torno a 70 metros. Los niveles de areniscas corresponden a depósitos de canales con gran extensión lateral y laminación cruzada, conteniendo mayor concentración de cantos dentro del canal. Es constante la ausencia de carbonatos. Se trata en suma de sublitarenitas, cuarzarenitas y subarcosas principalmente con el 50-95% de cuarzo y feldespastos (casi exclusivamente potásico) inferior al 25%. Los cantos son de cuarcitas y areniscas en un porcentaje inferior al 30%; las gravas pueden alcanzar el 25%. La fracción arena está entre 40-75% mayoritariamente de morfología subangulosa. Los finos pueden alcanzar el 25% de proporción, las arcillas están compuestas por clorita y caolinita y minoritariamente la illita. Los minerales pesados son la turmalina, en torno al 75% y cantidades muy inferiores de circón y rutilo.

1.3.2. Mioceno Inferior-Medio.

Esta unidad estratigráfica está poco representada en el ámbito de la zona de estudio. Solamente se han identificado dos pequeños afloramientos al Sur de Blascomillán, uno al Oeste del arroyo de la Miruñuela y el segundo al Este del río Almar en el paraje de Valleheraldo, en contacto discordante sobre la serie siderolítica paleocena del afloramiento de «Torneros»; y un tercero al Este del río Adaja, en las proximidades del núcleo de Pozanco, del que ha tomado el nombre para su identificación local.

Estos depósitos han sido asignados a este periodo geológico sin datos paleontológicos que lo confirmen; su datación estratigráfica relativa se basa en su posición discordante entre la serie basal paleocena y la superior miocena «Vallesiense».

Está formada por un conjunto de niveles de areniscas microconglomeráticas con cantos dispersos angulosos y subangulosos de 4 cm. de eje medio, cementados por carbonatos, intercaladas por niveles de arenas feldespáticas fangosas, mal clasificadas que contienen cantos dispersos poligénicos (principalmente de granito alterado, cuarzo y cuarcitas). Los tonos son blanquecinos a beiges y la potencia de la unidad en torno a 120 metros. Los niveles cementados presentan geometría de canal, con base erosiva y estratificación cruzada hacia el techo, siempre con cemento carbonatado. Los niveles arcósticos están escasamente organizados y contienen abundantes cantos. La propor-

ción mineralógica es de 30-60% de cuarzo; 30-50% de feldespatos generalmente potásicos y en cantidades inferiores al 25% de cantos. La proporción de finos, (limos y arcillas) es inferior al 25%. Los materiales pesados en proporciones muy desiguales entre el 40 y el 5% son turmalina, andalucita, granate y zoisita.

Esta unidad se puede interpretar que mayoritariamente procede de coladas densas de granos, mas o menos canalizadas, probablemente en un medio de abanico aluvial.

1.3.3. Mioceno Superior.

Mas del 95% de los sedimentos terciarios aflorantes en este sector de la Cuenca, correponden a este periodo. Se les ha asignado a todos una edad Vallesiense en correspondencia con otros sectores mas inferiores de la Cuenca. Se caracterizan por constituir una serie de materiales depositados en régimen torrencial y fluvio torrencial, en los que pueden identificarse distintas unidades superficiales con características litológicas locales específicas.

En su conjunto puede definirse como una serie de composición arcósica con fracción gruesa que presenta grandes diferencias en la proporción, litología y tamaño de los cantos. La dinámica en los cambios laterales de facies se produce en sentido distal y en función de los componentes petrográficos del área de aporte. Se pueden definir cuatro unidades que se identifican por la nomenclatura local:

-Unidad Calzadilla.

Se localiza, siempre en contacto tectónico con el bloque cristalino, en el sector entre Bularros y Mingorría. Se han cartografiado tres afloramientos, el mas accidental muy próximo al tramo final de la falla de Plasencia en contacto con el granito aplítico de Bularros, otro en la zona de Monsalupe que queda afectado por la falla del mismo nombre y el tercero en torno a Zorita de los Molinos por donde sale a la Cuenca el río Adaja. La superficie aflorante no es muy significativa dentro del contexto sedimentario, ya que se presenta en pequeños islotes adosados al zócalo.

Está formado por un nivel de brechas y paraconglomerados de matriz arcósica. La proporción de cantes es superior al 50% y su litología principalmente plutónica. Su característica fundamental es, la gran proporción de elementos groseros, cantes y bloques, con mínimo índice de desgaste que ocasionalmente se presentan formando conglomerados cementados por una matriz arcósica.

En el afloramiento próximo a Monsalupe, el tamaño medio de los cantos de 26 cm.; la litología plutónica, con el 80% de granodioritas, el 8% de rocas metamórficas (mayoritariamente cuarcitas) y el resto de granitos aplíticos y pórfitos y cuarzos filonianos. En el afloramiento de Zorita de los Molinos la proporción de materiales plutónicos disminuye con un 65% de granodioritas, en tanto que las metamórficas aumentan al 35%. Esta circunstancia es debida al cambio litológico en las áreas de aporte.

Su génesis es torrencial y a pesar de desarrollarse en un área proximal, el tamaño de los cantos disminuye con la distancia hasta situarse en 8-9 cm. de diámetro medio en las zonas más distales del afloramiento.

-Unidad Peñalba.

Esta unidad viene a ser un cambio lateral de facies de la anterior (Unidad Calzadilla) considerándola igualmente como un depósito torrencial aunque con algunas particularidades. Está formada por fangos arcósicos de color beige a rojo englobando cantos en una proporción entre 15-50% de litología principalmente plutónica. Presenta ocasionalmente niveles cementados por carbonatos en un conjunto generalmente desorganizado. Se supone de zona proximal media en un ambiente sedimentario de abanico aluvial con régimen torrencial de flujo alto o en un sistema de corrientes traxtivas poco profundas, lo que podría explicar la desorganización del depósito.

Se extiende por las zonas proximales del interfluviio situado entre el río Villaflor y el Bujera y en el comprendido entre éste y el río Berlana (adentrándose en la Cuenca hasta 2 Km. al Norte de Monsalupe). En el sector de Peñalba de Ávila aflora discontinuamente, en grandes retazos, encontrándose fosilizado en su mayor parte por depósitos coluvionares de vertiente de posible edad cuaternaria.

-Unidad Villaflor.

Este conjunto de materiales podemos considerarlos como de zonas medias de aporte, situándose por cambio lateral de fáces entre la unidad con mayor porcentaje de cantos de la zona de aporte proximal de Peñalba y Monsalupe (situada inmediatamente al Sur) y la fáces distal de fangos arcósicos que se adentra hacia el Norte en la Cuenca. Se extiende en contacto con el macizo cristalino en tres sectores, uno que corresponde a la fosa de Muñico (fosilizado en su parte más occidental por las formaciones cuaternarias); otro que se extiende en torno a los relieves ordovícicos de Solana de Rioalmar describiendo un gran abanico desde El Parral al NO hasta Grandes al SE con un desarrollo de 4 Km. hacia la Cuenca; y el tercero en el interfluviio entre el río Arevalillo y el Villaflor, desde el contacto con

las granodioritas en Casas de Arevalillo hasta Horcajuelo y Villaflor en una longitud hacia la Cuenca de unos 4 Km. En contacto con la unidad Peñalba se extiende (hacia el Norte de ésta) por los interfluvios entre el río Villaflor y el Bujera hasta 3 Km. al Norte de Aveinte y en el del Villaflor-La Berlana hasta los relieves en en pequeñas motas del Sur de Riocabado.

Está formado por un depósito de arcosas blanco rojizas con cantos dispersos en una proporción inferior al 15% e intercalaciones de niveles de areniscas feldespáticas cementadas ocasionalmente por carbonatos. El tamaño de los cantos es centimétrico variando de litología plutónica a metamórfica por la proximidad a las zonas de aporte. La matriz arcósica es de cuarzo y feldespatos (potásico en mayor proporción). La génesis es fluvio torrencial en abanico con estructura desorganizada.

-Unidad San Pedro del Arroyo.

Se extiende por toda la zona Norte del sector de la Cuenca incluido en nuestro trabajo. Podemos distinguir por su posición topográfica dos sectores: Uno occidental entre el límite de la provincia de Salamanca y Muñogrande, y otro oriental entre esta localidad y Gotarrendura. El primero se sitúa topográficamente en la zona mas alta de la Cuenca, en contacto con el bloque cristalino, generando así los límites Norte de la Rampa de Mirueña y de los relieves ordovícicos de Solana de Rioalmar.

Este nivel arcósico aflora de Oeste a Este en las vertientes de los valles del Zamprón, Almar, arroyo de Jabán y del Zapardiel donde se ubican respectivamente Mancera de Arriba, Blascomillán, Herreros de Suso y Vita. Las superficies planas culminantes de los interfluvios, trazadas en la dirección NO de la red hidrográfica, están fosilizadas por depósitos Plio-Cuaternarios.

El sector oriental se establece en la zona mas deprimida de nuestro trabajo, en contacto con las facies de la unidad Villaflor. Este sector gira en torno a San Pedro del Arroyo, en una topografía plana por donde discurren los ríos de Muñogrande, Arevalillo y Villaflor dejando en sus interfluvios zonas deprimidas semiendorreicas donde se depositan materiales fangosos con arcillas y sales solubles. Se destacan las de Morañuela (al Sur de San Pedro del Arroyo), la de «La Reguera» al SE de Muñogrande y las de San Juan de la Encinilla y Riocabado, al Norte de S. Pedro.

Está formada por fangos arcósicos de color beige rojizo. La fracción arenas es de grano grueso a microconglomerático en una proporción superior al 45% con cantos muy aislados en su mayoría de

litología plutónica. La fracción arcillas en proporción superior al 50% está formada por clorita y caolinita.

La génesis de estos niveles corresponde a posibles corrientes tractivas de abanico aluvial, en régimen de flujo alto, poco profundas y sin estratificación cruzada, correspondiente a una facies distal.

1.4. La Cuenca sedimentaria interior del Valle Amblés

Esta unidad geológica corresponde al relleno sedimentario de la fosa del Amblés que se desarrolló durante el Terciario en este sector deprimido del Bloque Cristalino de Ávila.

Forma una cuenca sedimentaria intramontañosa, quedando al Norte de la misma el sector aflorante del Bloque Cristalino de Ávila y al Sur los materiales plutónicos de la alineación montañosa de Las Parameras. El contacto con ambos conjuntos es tectónico, por fallas de dirección NE, NNE y E-O con el bloque cristalino y de dirección E-O a ONO con La Paramera. Tiene una superficie de 220 Km² y una disposición ENE a lo largo de 40 Km. desde Ávila hasta Villatoro, con una anchura mínima de 3 Km. al Sur de Ávila, y una anchura máxima de 10 Km. sobre el meridiano de Niharra en el centro del Valle.

Las series sedimentarias son correlacionables con las del sector de la Cuenca del Duero al Norte del bloque cristalino, aun cuando para su localización las hemos asignado una nomenclatura local.

1.4.1. Paleoceno.

Estos materiales, al igual que en el sector estudiado de la Cuenca del Duero, corresponden al nivel basal de la columna estratigráfica. Se presentan en pequeños afloramientos dispersos o retazos adosados a la línea de falla del Sur de Ávila. Están formados por areniscas silíceas de grano grueso y conglomerados de cantos pequeños fundamentalmente de cuarzo empastados en una matriz arcillo ferruginosa. Presentan una clara estratificación en la base, derivando a techo hacia una sedimentación peor organizada, con materiales incluso de disgregación de los granitos prácticamente autóctonos. Es una formación de gran cohesión y dureza y presenta unas características manchas de colores ocres y violáceos que afectan también a los materiales graníticos del en torno. Se les atribuye esta edad paleocena por correlación con los afloramientos de similar posición y características litológicas del borde Sur de la Cuenca del Duero, principalmente en el sector de Salamanca.

1.4.2. Mioceno Inferior-Oligoceno?

Existen algunos afloramientos de este nivel en el borde Norte del Amblés en contacto con el complejo granítico del bloque de Ávila. El de mayor superficie, aflora al Norte de Pediernos y se apoya directamente sobre el bloque granítico hundido de la fosa tectónica presentando un ligero buzamiento en dirección SE hacia el interior de la Cuenca. Está formado por un conjunto de areniscas groseras y conglomerados heterométricos con cantos de cuarzo, granito y pórfidos dentro de una matriz arcósica. Presenta una fuerte cementación de calcita que en el afloramiento reseñado constituye una auténtica costra calcárea de varios metros de potencia. El color es blanquecino al igual que los materiales del saprolito en la base del afloramiento. La morfología sedimentaria es de canal de corrientes efímeras, incluso presenta procesos edáficos asociados a encarcamientos temporales con generación de calizas palustres en la estratificación. Esta formación se sitúa en la base de la serie arcósica del Valle, en una posición correlacionable con la formación «Pozanco» para el sector estudiado de la Cuenca del Duero.

1.4.3. Mioceno Medio-Superior.

Este conjunto representa prácticamente la totalidad de los materiales sedimentarios del Valle de Amblés. Se trata de un conjunto arcósico de gran potencia sedimentaria, formado por coladas de derrubios y lodo en depósitos de geometría planoparalela con ausencia de estructuras sedimentarias, que han sido depositadas en un ambiente sedimentario de tipo abanico aluvial. Dentro de la aparente monotonía de esta facies arcósica podemos diferenciar unidades que presentan distinta presencia de cantos y niveles arenosos con marcadas diferencias en el porcentaje de finos, arcillas y limos.

-Unidad «Baterna»

Se sitúa sobre los materiales graníticos del sector de La Paramera al Oeste de Solosancho, formando un gran cono que se extiende de Sur a Norte, desde Robledillo hasta Baterna, quedando además un retazo, en relieve de mesa, al Norte del curso actual del río Adaja en el centro del Valle. Está formado por un depósito de bloques y cantos empastados en una matriz arcósica; la litología de los mismos es de cuarzo y fragmentos de rocas granodioríticas. Corresponde a un depósito de facies proximal no acusándose cambio en el tamaño de los bloques en el afloramiento en mesa más distante del área fuente. Existe otro depósito de estas características al Oeste de Muñotello, en contacto sobre los materiales graníticos de La Serrota.

-Unidad «Aldea del Rey»

Este conjunto se extiende por todo el sector de la cuenca intramontañosa al Sur del río Adaja desde la Aldea del Rey hasta Pradosegar, y al Norte del mismo en las zonas proximales al bloque cristalino de Ávila correspondientes a La Colilla, Muñochas, Muñogalindo y La Torre.

Está formado en la base por un conjunto de niveles arcósicos tintados con características manchas rojas y grises de origen probablemente hidromórfico, con intercalaciones de niveles de cantos de cuarzo, graníticos y metamórficos y niveles arenosos con alternancia rítmica de niveles con distintas proporciones en su contenido de arcillas. Son depósitos proximales, observándose menor proporción de cantos, dentro de los niveles correspondientes, en las zonas mas distales. Se observan pequeños canales con estratificación cruzada y fenómenos de relleno y erosión, que pueden interpretarse como canales dentro del modelo sedimentario general de abanico aluvial.

-Unidad «Santa María del Arroyo»

Se extiende al Norte del río Adaja en el sector occidental del Valle, desde Santa María del Arroyo hasta Muñana. Está formada por un conjunto arcósico con alternancia de niveles arenosos diferenciados por distintos porcentajes en el contenido de arcillas, montmorillonita, illita y caolinita, siendo más abundantes los niveles limoarcillosos a techo del afloramiento. Hay que destacar la práctica ausencia de cantos, encontrándose algunos de pequeño tamaño en áreas alejadas del borde con los materiales cristalinos del zócalo. Existen pequeñas intercalaciones de hiladas arenosas carbonatadas en sectores próximos al área fuente.

-Unidad «Salobral»

Esta unidad se extiende al Norte del río Adaja por todo el sector central del Valle de Amblés formando un continuo de zonas deprimidas semiendorreicas entre Salobralejo y Salobral paralelas y al Norte del curso actual del Adaja.

Está formada por un conjunto de niveles alternantes de arenas y arcillas (montmorillonita y caolinita) con procesos de neoformación en cambio lateral de la facies proximal, con formación de suelos hidromorfos y procesos salobres en las zonas endorreicas. En torno a Niharra, este nivel arcósico queda fosilizado por los materiales cuaternarios del Adaja.

2. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS

2.1. Introducción

La preocupación por el conocimiento morfoestructural de la Península Ibérica se puso de manifiesto ya en el siglo XIX con los autores naturalistas como EZQUERRA DEL BAYO (1856) y CALDERON ARANA, S. (1885) el cual detecta ya cierto dominio de líneas de fractura para el Sistema Central «Cordillera Carpeto-Vetónica» así como las grandes direcciones estructurales del Ebro y del Guadalquivir. SOLE SABARIS, L. (1966) presenta una exhaustiva relación de los trabajos de investigación realizados sobre la «Meseta» hasta esa fecha de los que destacamos los trabajos de MACPHERSON, J. (1879, 1901) que realiza una recopilación de los conocimientos naturalistas decimonónicos además de aportar para el conocimiento de la «Cordillera» (Guadarrama) la existencia de una gran bóveda que soporta el sistema, detectando además fallas longitudinales paralelas a la cordillera y que cruzan las rocas graníticas; FISCHER, Th. (1894, 1906 y 1908) resalta las penillanuras labradas sobre el hercínico y la orientación de los macizos interiores, destacando ya el papel de las fallas alpinas; los de DANTIN CERECEDA, J. (1912, 1913 y 1922) sobre su interpretación fisiográfica y sistemática de las comarcas naturales de la Península Ibérica y que atribuye a fallas verticales el origen del Sistema Central; los de HERNANDEZ PACHECO, E. (1924, 1929, 1932 y 1934) que en su síntesis fisiográfica y geológica de España, diseña un esquema sobre la morfoestructura peninsular atribuyendo al Sistema Central «Carpetánidas» una zona de fracturación de la corteza terrestre, mas o menos señalada en el frente meridional de la cordillera, fracturación iniciada en el límite entre el Paleozoico y Mesozoico; es así el primer autor que asigna a esta fracturación del Sistema Central una edad que puede interpretarse como tardihercínica. Antes de la síntesis fisiográfica de Hernández Pacheco, E. hay que reseñar algunos autores con trabajos y referencias a aspectos más concretos sobre fallas, fracturas, diaclasado, movimientos en la vertical, etc. que han actuado en la construcción del Sistema Central, como GOMEZ DE LLARENA, FERNANDEZ NAVARRO, L. (1915, 1921), SCHMIEDER, O. (1915) y CARANDELL, J. (1928).

Es destacable la aportación de los investigadores alemanes en la década de los treinta en el avance del conocimiento morfoestructural para el conjunto de la «Meseta». OEHME (1936, 1942) sobre la geomorfología de la región extremeña; LAUTENSACH (1932) que trabaja por estos años en la región portuguesa; y SCHWENZNER, J.E. (1937) que propone un modelo evolutivo para la Cordillera Central española basado en el proceso policíclico que empleara Baulig para el estudio sobre el Macizo Central Francés. Su hipótesis parte de una superficie de erosión de edad premiocena, correspondiendo al Mioceno Superior el inicio de la fase de formación mas

importante con elevación y hundimiento lento y progresivo de bloques. Opone a los períodos de elevación intra mioceno y Pliocenos períodos de estabilidad que permiten el desarrollo de superficies de erosión (M3) (M2) (M1). Estas superficies «pedimentos» elevadas por los bloques tectónicos se conservan en las cumbres (dando culminaciones pandas); en las rampas formando peanas de las sierras y en las cuencas sedimentarias, superficies de arrasamiento sobre las calizas de los páramos.

Ya en la década de los cuarenta, VIDAL BOX (1937, 1942) resalta la importancia geoestructural de la línea morfotectónica del Sur del Sistema Central (siguiendo la línea de investigación de Schwenzner). ALIA MEDINA, M. (1960, 1972, 1976) que en una línea de investigación continuada, articula el problema morfotectónico de la región central ibérica entre los relieves interiores del Sistema Central, Montes de Toledo y Cordillera Ibérica. HERNANDEZ PACHECO, F. (1932, 1934, 1957) que ha trabajado en todo el marco del Macizo Hespérico sobre problemas fisiográficos y geomorfológicos.

Hay que destacar el interés de la escuela francesa por los problemas geomorfológicos de la Península. BIROT, P. es el autor más significativo; ha trabajado sobre toda la Península, pero su principal esfuerzo lo centra en el Sistema Central Español (1937, 1945, 1954). En colaboración con SOLE SABARIS (1954) realizan las Investigaciones Geomorfológicas sobre el Sistema Central, presentando en contra de las ideas policíclicas de Schwenzner, la evolución del relieve mediante movimiento de bloques fallados y basculados y desarrollando varias hipótesis de la génesis general para todo el Sistema. SOLE marca en la década de los cincuenta las investigaciones geomorfológicas más significativas, dentro de los autores españoles, a nivel de todo el macizo acuña el concepto de «Meseta»; y en colaboración con TERAN, M. publican la Geografía de España y Portugal (1966).

A partir de la década de los setenta las investigaciones sobre la tectónica y geomorfológica en el Macizo Hespérico en general y sobre el Sistema Central en particular, han sido muy prolíficas existiendo gran cantidad de trabajos que han tratado el tema desde diversas perspectivas, permitiendo el avance en el conocimiento de los mismos. Para el conjunto del Macizo la tectónica de fracturación ha sido tratada de modo particular; destacamos en este caso los trabajos de PARGA (1969), GARCIA DE FIGUEROLA Y PARGA (1971), GARCIA DE FIGUEROLA, et al. (1974), VEGAS (1974, 1986) ARTHAUD Y MATTE (1975, 1977), LORENZ Y NICHOLLS (1976), CADAVID (1977) y CAPOTE (1983).

La tectónica de fractura en el Sistema Central ha sido tratada por UBANEZ, A.G. (1981). De los estudios geomorfológicos destacamos los de PEDRAZA, J. (1978, 1981) sobre el sector de transición entre Gredos y Guadarrama; a GARZON, G. (1972, 1980) que trabaja sobre una transversal en el Sistema Central; VAUDOUR (1977); SANZ DONAIRE,

J.(1979) sobre el sector de la Sierra de Béjar; MARTINEZ DE PISON, E. y MUÑOZ, J. (1972) sobre el Macizo de Gredos; SANZ HERRAIZ, C. (1985) y BULLON MATA, T.(1985) ambas sobre la Sierra del Guadarrama; VEGAS et al (1974,86); PORTERO Y AZNAR (1984); en áreas del Macizo Hespérico próximas al Sistema Central MUÑOZ JIMENEZ, J.(1976) sobre Los Montes de Toledo; MOLINA, E. (1975, 1991); y MARTIN SERRANO, A. (1985,1991) sobre la geomorfología del Macizo Hespérico en la región zamorana.

Esta reseña bibliográfica al igual que la del capítulo geológico no pretende ser exhaustiva ni completa, nos hemos limitado a presentar a modo de síntesis, algunos de los autores y trabajos mas significativos, que nos han permitido situar el estado de los conocimientos, y nos han servido en algunos casos, de argumento y apoyo a nuestra investigación y en otros, de punto de partida para abordar nuestro trabajo.

2.2. Descripción Morfotectónica: Las Fracturas

El ámbito morfotectónico de nuestro trabajo se ciñe, dentro del contexto regional, a un área bien concreta del Sistema Central que hemos definido como el sector occidental del Bloque Cristalino de Ávila, y la zona de contacto correspondiente de la Cuenca Sedimentaria del Duero, así como la fosa interior del Valle de Amblés.

La utilización de la mas avanzada tecnología en el tratamiento informático de imágenes digitales, (aspectos técnicos desarrollados en el capítulo correspondiente) ha permitido la formación de una cartografía precisa de la red de fracturas y afloramientos filonianos, que junto con una adecuada jerarquización y su valoración geomorfológica, constituyen la base de nuestra información morfoestructural.

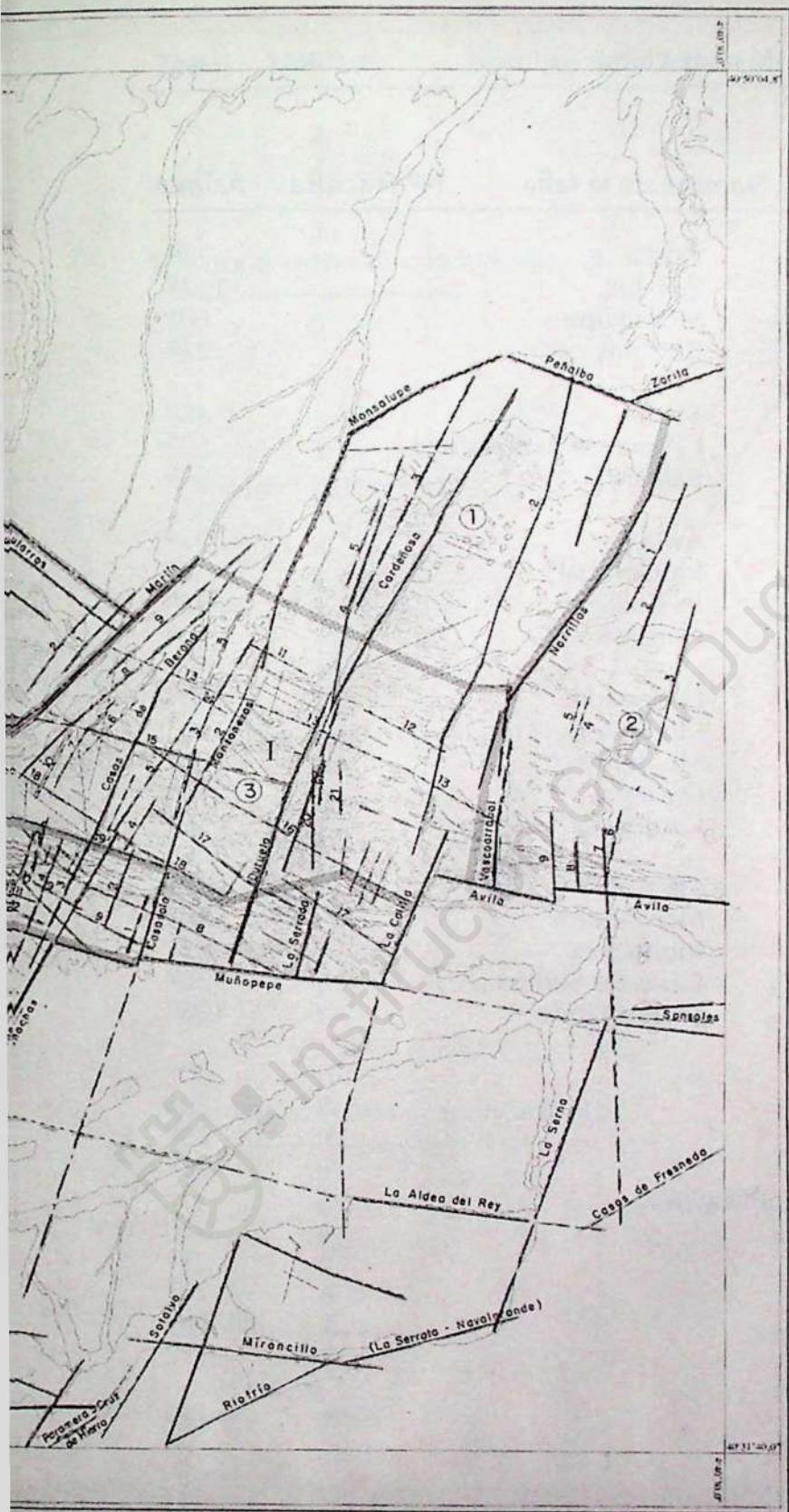
Partiendo de los antecedentes bibliográficos, el trabajo de este capítulo ha consistido en la realización de un análisis integrado de los datos morfotectónicos, morfológicos y evolutivos derivados de nuestra propia información, lo que ha permitido extraer algunas consideraciones explicativas de la génesis y evolución morfoestructural del sector considerado.

MAPA DE FRACTURAS

LA SIERRA DE

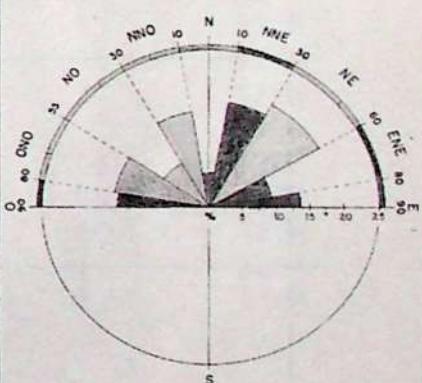


ESCALA 1:100.000



LEYENDA

- Sistema de dirección NE (30°-60° Este)
 - Sistema de dirección ENE (60°-90° Este)
 - Sistema de dirección NNE (10°-30° Este)
 - Sistema de dirección ONO (55°-80° Oeste)
 - Sistema de dirección E-O (80°-100° E)
 - Sistema de dirección NNO a NO (10°-50° Oeste)
 - Sistema de dirección N-S (10° Oeste a 10° Este)
-
- Falla y fractura de primer orden
 - Fractura de segundo orden
 - Fractura de tercer orden



Cuadro estadístico de las fracturas

| Zona | Unidad | Nombre de la falla | Nº Fractura | Azimut |
|------|-------------------------------------|-----------------------|-------------|--------|
| | | Zorita | | 72º |
| | | Peñalba | | 112º |
| | | Monsalupe | | 60º |
| | | Berlanas | | 23º |
| | | | | |
| | | Marlín | | 45º |
| | I | Plasencia Sanchorreja | | 52º |
| | | Balbarda | | 57º |
| | | | | |
| | | Ávila E | | 95º |
| | | Bascarrabal | | 8º |
| | | La Colilla | | 23º |
| | | Narillos | | 40º |
| | | | | |
| | | La Serrada | | 18º |
| | | Muñopepe | | 98º |
| | | Montefrio | | 106º |
| | | Duruelo | | 18º |
| | | Cardeñosa | | 30º |
| | | | | |
| | | Casasola | | 17º |
| | | Manzaneros | | 30º |
| | | Muñochas | | 32º |
| | | Casas de Berona | | 38º |
| | | Muñogalindo | | 105º |
| | | | | |
| | | 1 | | 1 |
| | | 1 | | 2 |
| | | 1 | | 3 |
| | | 1 | | 4 |
| | | | | |
| | (Fracturas menores cuantificadas 3) | | | |
| | | | | |
| | | 2 | | 1 |
| | | 2 | | 2 |
| | | 2 | | 3 |
| | | 2 | | 4 |
| | | | | |
| | | 2 | | 5 |
| | | | | |

| Zona | Unidad | Nombre de la falla | Nº Fractura | Azimut |
|------|--------|--------------------|-------------|--------|
|------|--------|--------------------|-------------|--------|

| | | | | |
|--|---|--|---|------|
| | 2 | | 6 | 12° |
| | 2 | | 7 | 353° |
| | 2 | | 8 | 356° |
| | 2 | | 9 | 357° |

(Fracturas menores cuantificadas 2)

| | | | | |
|--|---|--|---|-----|
| | 3 | | 1 | 17° |
| | 3 | | 2 | 28° |
| | 3 | | 3 | 25° |
| | 3 | | 4 | 32° |
| | 3 | | 5 | 33° |

| | | | | |
|--|---|--|----|------|
| | 3 | | 6 | 47° |
| | 3 | | 7 | 30° |
| | 3 | | 8 | 50° |
| | 3 | | 9 | 50° |
| | 3 | | 10 | 30° |
| | 3 | | 11 | 120° |
| | 3 | | 12 | 120° |

| | | | | |
|--|---|--|----|------|
| | 3 | | 13 | 120° |
| | 3 | | 14 | 120° |
| | 3 | | 15 | 115° |
| | 3 | | 16 | 128° |
| | 3 | | 17 | 130° |

| | | | | |
|--|---|--|----|------|
| | 3 | | 18 | 120° |
| | 3 | | 19 | 107° |
| | 3 | | 20 | 360° |
| | 3 | | 21 | 360° |
| | 3 | | 22 | 6° |

(Fracturas menores cuantificadas 16)

| | | | | |
|--|---|--|---|-----|
| | 4 | | 1 | 18° |
| | 4 | | 2 | 18° |
| | 4 | | 3 | 28° |
| | 4 | | 4 | 24° |
| | 4 | | 5 | 15° |

| | | | | |
|--|---|--|---|------|
| | 4 | | 6 | 25° |
| | 4 | | 7 | 30° |
| | 4 | | 8 | 115° |

| Zona | Unidad | Nombre de la falla | Nº Fractura | Azimut |
|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------|--------|
| | 4 | | 9 | 120º |
| | 4 | | 10 | 135º |
| <hr/> | | | | |
| | 4 | | 11 | 110º |
| | 4 | | 12 | 113º |
| | 4 | | 13 | 345º |
| | 4 | | 14 | 345º |
| (Fracturas menores cuantificadas 13) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| | 5 | | 1 | 65º |
| | 5 | | 2 | 68º |
| | 5 | | 3 | 72º |
| | 5 | | 4 | 85º |
| <hr/> | | | | |
| | 5 | | 5 | 100º |
| | 5 | | 6 | 349º |
| | 5 | | 7 | 350º |
| (Fracturas menores cuantificadas 17) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| II | | Bularros | | 127º |
| II | | Miranda | | 28º |
| II | | Muñico | | 47º |
| II | | Marlín | | 45º |
| II | | Plasencia Sanchorreja | | 52º |
| <hr/> | | | | |
| II | | Plasencia Balbarda | | 57º |
| II | | Villatoro | | 60º |
| II | | Guareña | | 70º |
| II | | Amavida-Poveda-Muñana | | 64º |
| II | | Muñico | | 45º |
| <hr/> | | | | |
| II | | Vadillo-San Juan | | 55º |
| II | | El Rincón | | 42º |
| II | | Las Fuentes | | 55º |
| II | | Tres Rayas | | 58º |
| II | | Villanueva | | 45º |
| <hr/> | | | | |
| II | 1 | | 1 | 45º |
| II | 1 | | 2 | 45º |
| (Fracturas menores cuantificadas 12) | | | | |
| <hr/> | | | | |

| Zona | Unidad | Nombre de la falla | Nº Fractura | Azimut |
|--------------------------------------|--------|--------------------|-------------|--------|
| II | 2 | | 1 | 25º |
| II | 2 | | 2 | 45º |
| II | 2 | | 3 | 40º |
| II | 2 | | 4 | 123º |
| II | 2 | | 5 | 115º |
| <hr/> | | | | |
| II | 2 | | 6 | 112º |
| II | 2 | | 7 | 110º |
| II | 2 | | 8 | 108º |
| II | 2 | | 9 | 115º |
| II | 2 | | 10 | 120º |
| (Fracturas menores cuantificadas 14) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| II | 3 | | 1 | 62º |
| II | 3 | | 2 | 52º |
| II | 3 | | 3 | 20º |
| II | 3 | | 4 | 32º |
| II | 3 | | 5 | 35º |
| <hr/> | | | | |
| II | 3 | | 6 | 85º |
| II | 3 | | 7 | 112º |
| II | 3 | | 8 | 124º |
| II | 3 | | 9 | 120º |
| II | 3 | | 10 | 160º |
| <hr/> | | | | |
| II | 3 | | 11 | 145º |
| II | 3 | | 12 | 167º |
| II | 3 | | 13 | 166º |
| II | 3 | | 14 | 164º |
| II | 3 | | 15 | 180º |
| <hr/> | | | | |
| II | 3 | | 16 | 177º |
| II | 3 | | 17 | 180º |
| (Fracturas menores cuantificadas 19) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| II | 4 | | 1 | 33º |
| II | 4 | | 2 | 30º |
| II | 4 | | 3 | 60º |
| II | 4 | | 4 | 75º |
| II | 4 | | 5 | 113º |
| II | 4 | | 6 | 110º |
| II | 4 | | 7 | 110º |

| Zona | Unidad | Nombre de la falla | Nº Fractura | Azimut |
|--------------------------------------|--------|---------------------------|-------------|--------|
| II | 4 | | 8 | 100º |
| II | 4 | | 9 | 80º |
| II | 4 | | 10 | 140º |
| <hr/> | | | | |
| II | 4 | | 11 | 165º |
| II | 4 | | 12 | 180º |
| II | 4 | | 13 | 180º |
| II | 4 | | 14 | 165º |
| II | 4 | | 15 | 5º |
| (Fracturas menores cuantificadas 32) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| II | 5 | | 1 | 18º |
| II | 5 | | 2 | 10º |
| (Fracturas menores cuantificadas 8) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| III | | Solana | | 42º |
| III | | Ortigosa | | 90º |
| III | | Gamonal | | 123º |
| III | | Villanueva-Vadillo-S.Juan | | 55º |
| III | | Hurtumpascual | | 75º |
| <hr/> | | | | |
| III | | Los Rondales | | 75º |
| III | | Mirueña | | 80º |
| III | | San García | | 75º |
| III | | San García | | 130º |
| <hr/> | | | | |
| III | 1 | | 1 | 70º |
| III | 1 | | 2 | 70º |
| III | 1 | | 3 | 70º |
| III | 1 | | 4 | 70º |
| III | 1 | | 5 | 64º |
| <hr/> | | | | |
| III | 1 | | 6 | 177º |
| III | 1 | | 7 | 2º |
| III | 1 | | 8 | 2º |
| (Fracturas menores cuantificadas 38) | | | | |
| <hr/> | | | | |
| III | 2 | | 1 | 20º |
| III | 2 | | 2 | 65º |
| III | 2 | | 3 | 10º |
| III | 2 | | 4 | 70º |

| Zona | Unidad | Nombre de la falla | Nº Fractura | Azimut |
|------|--------|--------------------|-------------|--------|
| III | 2 | | 5 | 70° |
| III | 2 | | 6 | 49° |
| III | 2 | | 7 | 95° |
| III | 2 | | 8 | 45° |

(Fracturas menores cuantificadas 31)

| | | |
|----|-------------------------------|-----|
| IV | Pradosegar-Muñotello | 98° |
| IV | Narros del Puerto | 45° |
| IV | La Hija de Dios | 96° |
| IV | Villaviciosa | 88° |
| IV | La Paramera-Cruz de Hierro | 60° |
| IV | Sotalvo | 30° |
| IV | Mironcillo | 98° |
| IV | Riofrío (La Serr.-Navalgran.) | 76° |
| IV | La Aldea del Rey | 98° |
| IV | Casas de Fresneda | 59° |
| IV | La Serna | 20° |
| IV | Sonsoles | 96° |

El conjunto de fracturas comprendidas en el área de estudio está formado por accidentes tectónicos de desigual importancia morfotectónica y significación geomorfológica; presentándose en superficie en un amplio abanico de direcciones, con una distribución espacial muy compleja y con efectos morfológicos de muy desigual entidad.

En orden a su importancia morfotectónica y adaptando la nomenclatura que en el sentido de magnitud, utiliza UBANEL op cit (1981) para la fracturación de un segmento del Sistema Central, hemos diferenciado tres categorías de fallas:

- 1 Fallas corticales
- 2 Fallas de primer orden
- 3 Fallas de segundo orden

Para una adecuada comprensión del texto, destacamos la acepción que hemos hecho del término «fractura», en la búsqueda de una mejor explicitación del contenido morfoestructural. En este sentido, hemos definido como tales, en sentido amplio, a todos los accidentes que no hemos descrito como fallas, aunque morfológicamente se puedan interpretar con pequeños desplazamientos (MATTAUER op. cit 1976), evidenciar escalones tectónicos, o haber dirigido importantes líneas de ero-

sión diferencial. En su virtud, en la descripción de los elementos morfo-tectónicos, utilizaremos los términos «fractura, fracturación», en general, para todos los elementos de fracturación en su conjunto; y el mismo término en particular, para señalar líneas morfoestructurales que no hayan sido descritas como fallas, aun cuando puedan representar accidentes de importancia geomorfológica. En orden a una mayor jerarquización de todos los elementos, hemos diferenciado dos categorías:

- 1 Fracturas de trascendencia geomorfológica mayor
- 2 Fracturas de trascendencia geomorfológica menor

En este sentido de magnitud no hemos incluido descripciones del diaclasado, que tendrá lugar en el apartado de la morfología granítica, limitándonos en el texto a destacar exclusivamente, algunas citas concretas; aun cuando se incluya la interpretación de su génesis, densidad, direcciones, etc. dentro del contexto estructural.

En el mapa morfoestructural realizado, se ha hecho una interpretación cartográfica de los elementos de fracturación y de los afloramientos masivos de la zona de estudio, cuya semiología gráfica responde a las diferentes formas de significación geomorfológica en el paisaje actual, considerando en primer lugar, formas generadas directamente por las propias fallas o por su dinámica; en segundo lugar, formas estructurales asociadas con fracturas y con zonas de intenso diaclasado; en tercer lugar formas estructurales asociadas a diques y afloramientos masivos; y por último, se ha realizado la interpretación geomorfológica apoyada, no solamente en los factores constructivos tectónicos, sino también en la acción de los agentes morfogénéticos modeladores del relieve, que han actuado ininterrumpidamente a lo largo del tiempo.

La leyenda del mapa está formada por los siguientes elementos o tipos de formas:

- 1 Formas estructurales asociadas con fallas
 - Escarpe original de falla (en falla normal)
 - Escarpe original de falla (en falla inversa)
 - Escarpe de línea de falla (en falla normal)
 - Escarpe de línea de falla (en falla inversa)
 - Depresión tectónica (en línea de falla)
 - Escalón tectónico (en falla normal)
 - Escalón tectónico (en falla inversa)
 - Zona de trituración
- 2 Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica mayor
 - Pasillos de arenización en línea de fractura
 - Escalón tectónico en línea de fractura
 - Valle de fractura

3 Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor

- Líneas de entalladura y organización de afloramientos masivos
- Escalón estructural sobre línea de fractura
- Zona deprimida (nava) favorecida por fracturas

4 Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos

- Serreta sobre dique
- Barra rocosa sobre dique
- Afloramientos masivos y pasillos de arenización

5 La información del mapa morfoestructural se completa con la siguiente simbología de carácter exclusivamente tectónico

- Falla en dirección
- Falla supuesta
- Buzamiento

En orden a su dirección hacemos notar que para los valores angulares se han medido los azimutes de su posición actual, no habiendo sido consideradas ni reconstruidas las posiciones relativas a su origen dentro de la Cadena Hercínica ni a la evolución de la Placa Ibérica a partir de la apertura del Atlántico.

Se han definido así los siguientes conjuntos que interpretamos como sistemas en virtud de su dirección, y que exponemos aquí en orden a su importancia morfoestructural dentro del espacio estudiado; dejando la interpretación cronológica para el capítulo evolutivo:

- 1-Sistema de dirección NE (30º- 60º Este)
- 2-Sistema de dirección ENE (60º-80º Este)
- 3-Sistema de dirección NNE (10º-30º Este)
- 4-Sistema de dirección ONO (55º-80º Oeste)
- 5-Sistema de dirección E-O (80º-100º E)
- 6-Sistema de dirección NNO a NO (10º-55º Oeste)
- 7-Sistema de dirección N-S (10º Oeste a 10º Este)

La distribución espacial hay que justificarla a través de la geocronología de los diferentes conjuntos considerando la génesis y su evolución posterior; teniendo en cuenta los sucesivos campos de esfuerzos que han actuado en los episodios orogénicos y la diferente respuesta ante éstos, de los distintos tipos de rocas afectadas en función de su posición a nivel estructural.

2.2.1. Sistema de dirección NE.

—Fallas corticales. La falla de Plasencia.

La zona de estudio es atravesada en dirección NE por un accidente tectónico de primera magnitud a escala del Macizo Ibérico, que podemos considerar como articulador de la fracturación y de las unidades morfoestructurales de este sector occidental del Bloque Cristalino de Ávila. Se trata de la falla de Alentejo-Plasencia (Plasencia-Messejana) en su extremo nororiental, en una lineación entre el Puerto de Villatoro y Monsalupe.

Podemos decir inequívocamente que se trata de la fractura tardihercínica de dirección NE más importante de la Península Ibérica. Su límite suroccidental se sitúa en la costa Atlántica en la región surportuguesa del Alentejo y tiene un recorrido conocido de 550 Km. hasta su extremo noroccidental en Monsalupe, donde se sumerge bajo los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Dentro de la tectónica de desgarres tardihercínica, la falla de Alentejo-Plasencia forma parte del conjunto de fallas de dirección principal NE, que es el más numeroso e importante del Macizo Ibérico, y que cruzan o desplazan transversalmente a las estructuras de la Cadena Hercínica. Son fallas de profundidad cortical con desplazamientos en dirección que oscilan entre centenares de metros y varios kilómetros. Dentro del Sistema Central, aun cuando quedan fuera del ámbito de estudio, hay que reseñar dentro de este conjunto NE la falla Meridional del Sistema Central y la falla de Ciudad Rodrigo, además de considerar como una bifurcación de la de Plasencia a la falla de Béjar-Alba.

La falla de Plasencia a lo largo de su recorrido presenta desplazamientos de 3 a 4 Km., aun cuando en la zona de estudio en el sector correspondiente al bloque de Ávila (en la depresión de Sanchorreja) el desplazamiento horizontal es de 700 metros y el movimiento de desgarre sinistral. A lo largo de esta falla o en sus proximidades intruye el dique básico del mismo nombre, cuya edad es muy posterior (Jurásico Inferior o Medio).

A escala peninsular, este accidente, que deja de ser visible a partir del bloque cristalino de Ávila, al quedar oculto por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero, se prolonga con toda probabilidad bajo estos materiales, en dirección a Madrigal de las Altas Torres y Santa María la Real de Nieva, para dirigirse hacia las Sierras de Cameros y de La Demanda.

El tramo comprendido en el Bloque de Ávila, formando la lineación Puerto de Villatoro-Monsalupe tiene una longitud de 43 Km. presentando el perfil de la figura 9. Conforma en su trazado un accidente depr

mido del que pueden identificarse tramos con diferente significado estructural.

—PERFIL SOBRE LA FALLA DE PLASENCIA—

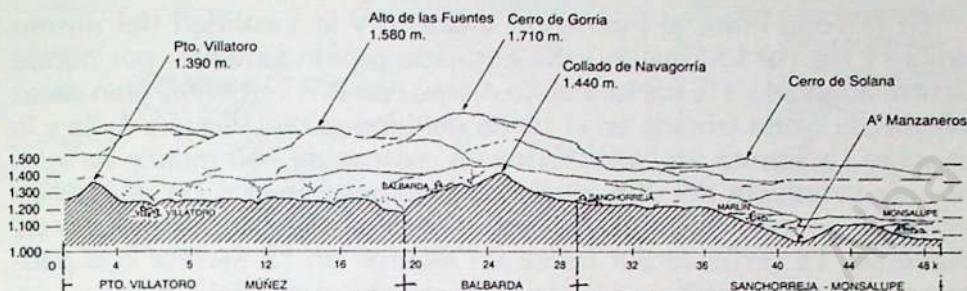


Fig. 9.- Corte estructural.

En sentido SO-NE podemos distinguir tres tramos:

- Puerto de Villatoro-Múñez
- Central o de Balbarda
- Sanchorreja-Monsalupe

a) Tramo Puerto de Villatoro-Múñez. La falla tiene su entrada en nuestro trabajo desde el valle del Corneja con una dirección de 60° Este configurando una morfología deprimida a 1390 m. de altitud entre el relieve de La Serrota (cerro Pelado 1986 m.) y el altiplano de Villanueva del Campillo (Peña Bermeja 1550 m.), formando el Puerto de Villatoro. Desde este punto y hasta Múñez (16 Km.) mantiene una dirección NE entre 60°-58° Este.

El movimiento sinistral en este tramo se ha estimado en 500-650 metros cuantificados en el desplazamiento sufrido por el dique sienítico de Las Fuentes en el sector de Amavida. La falla en todo este sector ha sufrido esfuerzos tectónicos posteriores a través de fracturas de dirección ONO y NNE visibles en diferentes desplazamientos del dique diabásico intruido en la misma.

En los propios materiales del dique y en las granodioritas adyacentes se ha generado una zona de trituración a lo largo de la falla que desarrolla en torno a los 1000 m. de ancho dando una forma lineal deprimida que rompe morfológicamente los escarpes y las rampas del bloque cristalino. Dentro de esta zona deprimida destacan en forma de serreta o resalte muy degradados, algunos afloramientos del núcleo central gáboroide (mas coherente) del dique. Por todo ello conviene destacar en este sector, en términos morfológicos, por una parte, la zona deprimida ya descrita labrada por la degradación de los pro-

pios materiales del dique diabásico y granitos afectados por la falla, y por otra, los escarpes generados en el bloque cristalino por el rejuego vertical de esta falla durante el Alpino y que limitan este sector occidental de la fosa del Amblés.

En la zona entre el Puerto de Villatoro y la localidad del mismo nombre (Fig. 10) forma un valle encajado profundamente, por donde discurre adaptado a la fractura el río Adaja, con dos vertientes bien desarrolladas, la Norte labrada en el borde del bloque cristalino de Ávila y la Sur sobre La Serrota. La Norte forma un escarpe de 400 metros de salto con una pendiente del 20% situándose la línea superior de ruptura de pendiente a 1600 m. de altitud sobre la línea de escarpe de falla de Villanueva. La vertiente Sur forma un escarpe en La Serrota con pendientes de hasta el 40% y una diferencia de altitud de 500 metros.

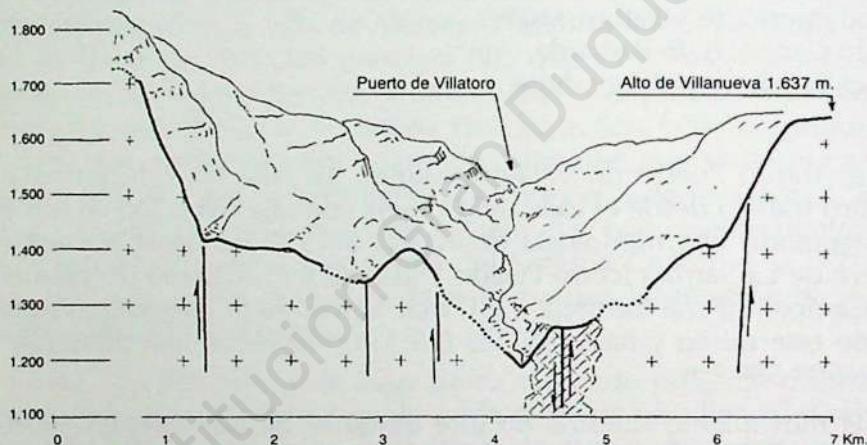


Fig. 10.- Falla de Plasencia. Corte morfoestructural en Villatoro.

En la zona del Macizo de Las Fuentes (cerro de las Tres Rayas), entre Villatoro y Múñez, la zona de trituración se sitúa en la base de la vertiente produciendo una entalladura morfológica, quedando hacia la Fosa del Amblés unos relieves en culminación plana entre la falla y la fosa tectónica, situados a 1250-1300 metros de altitud; y hacia la línea de cumbres un fuerte desnivel topográfico entre los 1250 m. y los 1680 m. de altitud cuyo perfil asciende en graderío y en el que podemos definir dos tramos distintos (Fig. 11), el inferior tendido suavemente hasta los 1440 metros con una pendiente del 11 % y el tramo superior con un escarpe de hasta el 40% de pendiente, ambos tramos escalonados por fracturas.

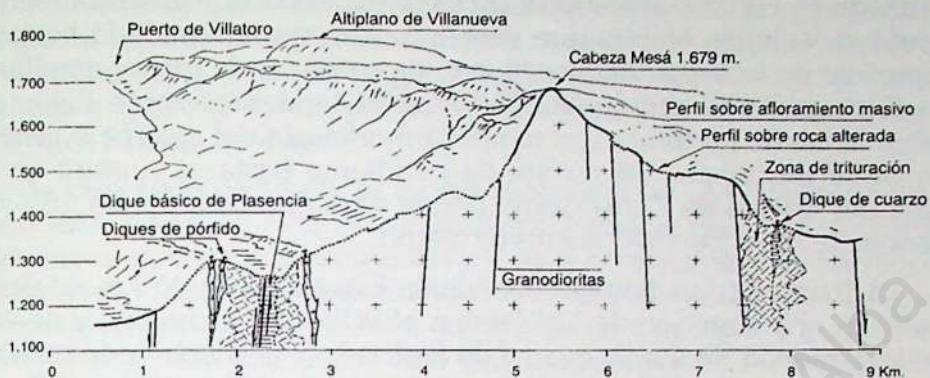


Fig. 11.- Corte morfoestructural en Amavida. Falla de Plasencia

b) Tramo central o de Balbarda. En este tramo (7 Km.) entre Múñez y el collado de Navagorría, la dirección es de 57° y genera una banda de trituración entre los 500 y 800 metros de anchura. En su trayectoria asciende desde los 1200 m. al Norte de Múñez, hasta los 1430 del collado de Navagorría, formando una zona deprimida que sirve de enlace entre el bloque basculado de Sanchicorto-Bezojimeno y el Macizo de Cerro Gorria.

Al SO de Balbarda el dique diabásico está desplazado por varias fracturas de dirección NNO que han servido de vías de debilidad para los agentes morfogenéticos que han desarrollado valles encajados a los que se han adaptado los barrancos de la vertiente hacia el Ambles. El

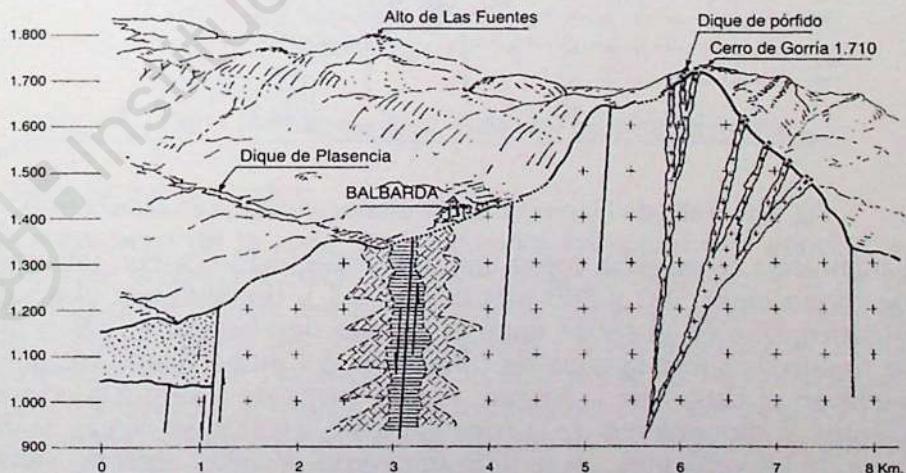


Fig. 12.- Corte morfoestructural en Balbarda. Falla de Plasencia.

corte de la Fig. 12 muestra el ascenso escalonado estructuralmente desde el Valle de Amblés que genera un escarpe en graderío hasta la superficie de la rampa de Sanchicorto en su sector de menor amplitud, en Oco; con una altitud de 1380 metros. La depresión de Balbarda sobre la banda de trituración rompe la morfología del escarpe y genera un perfil en rampa con un 9% de pendiente hasta su ruptura en la base del macizo de Cerro Gorria donde forma un escarpe del 28% de pendiente hasta los 1640 metros de altitud.

c) Tramo de Sanchorreja-Monsalupe. Este tramo de 20 Km. se desarrolla en una dirección de 52° Este en el Valle de Sanchorreja y de 45° en la depresión de Marlín quedando fosilizada la falla entre este punto y Monsalupe, aun cuando se puede seguir a través del escarpe de falla en el borde del Bloque Cristalino. El movimiento en dirección sinestral de la falla en la zona de Sanchorreja es de 700 metros cuantificado en el desplazamiento de los diques de pórfito de dirección E-O del haz de Canto Cachado en dirección a Cerro Gorria.

En esta misma zona la falla ha sido afectada transversalmente por fracturas de los sistemas E-O a ONO, NO y NNO que han desplazado el dique diabásico, desconectándole del rejuego posterior de la falla durante el Alpino. Así la morfología generada por la falla en esta zona de

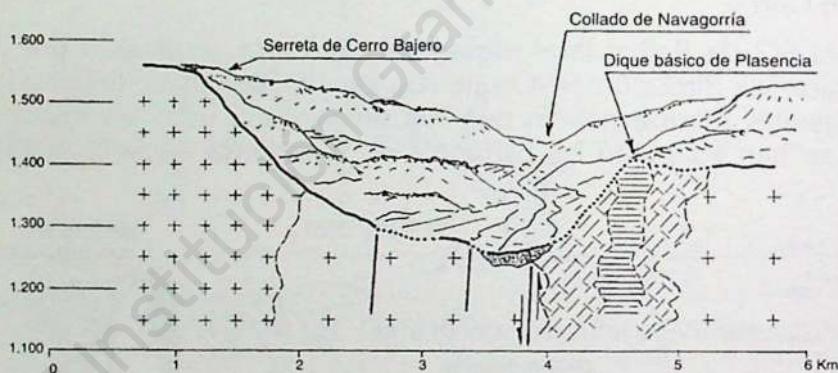


Fig. 13.- Falla de Plasencia. Corte morfoestructural en Sanchorreja.

Sanchorreja se muestra como una depresión tectónica con una anchura de fondo entre 500 y 700 metros (Fig. 13), drenada por el arroyo de Bularros, que en el sector entre el collado de Navagorría y Sanchorreja se desarrolla sobre la zona de trituración del dique diabásico, que presenta en el centro de la misma, alguna forma de resistencia correspondientes al afloramiento de la zona gabroide, central del dique; la morfología de las vertientes, en sentido transversal al valle, presenta serretas y formas de resistencia correspondientes a los diques de porfido que han sido desplazados por la falla.

Al Norte de Sanchorreja (en la zona de Valserrado) la depresión se adapta al rejuego posterior de la fractura quedando el dique diabásico desplazado hacia el Noroeste que forma un resalte de 120 a 150 metros de altura sobre el fondo del valle, formando la serreta de Berroco Palomo a lo largo de 4 Km.

La depresión de Marlín se define al Norte de la zona de Valserrado, zona ésta, donde la falla es afectada por fracturas de dirección ONO que interrumpen la gran depresión y a las que se adaptan los barrancos de Bularros y Valserrado organizando el drenaje de la salida del valle, en dirección perpendicular a la falla. Así la depresión de Marlín, al Norte de Valserrado, se desconecta del valle de Sanchorreja y forma una entalladura o zona deprimida desarrollada de nuevo sobre la banda de trituración que rompe la continuidad morfológica de la rampa granítica en ese sector de borde del bloque cristalino (Fig.14), este corte morfoestructural presenta un escalonamiento en graderío, a través de fracturas paralelas a la propia falla que hemos considerado que forman la zona de discontinuidad entre la rampa de Martiherrero y la de Altamiros. Entre Marlín y Monsalupe el gran accidente tectónico queda fosilizado, a 1050 metros de altitud, por los sedimentos terciarios, quedando visible el escarpe de falla de Monsalupe con 140 m. de desnivel y pendiente del 35% que forma el borde del Bloque Cristalino de Ávila con la Cuenca del Duero.

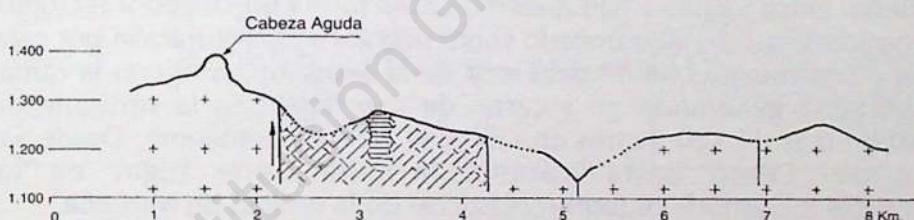


Fig. 14.- Corte morfoestructural. Falla de Plasencia en Marlín.

-Fallas de primer orden.

Se reconocen en la zona de estudio dos fallas con esta entidad, la de Vadillo de la Sierra-Muñico (al Oeste de la de Plasencia) y la de La Paramera-Cruz de Hierro. Son accidentes de primera magnitud pero de ámbito regional dentro del Sistema Central y posiblemente de menor profundidad que la de Plasencia, por lo cual no se las ha considerado corticales. Perteneцен al mismo conjunto tectónico de dirección NE que la de Plasencia, y forman con ésta los límites de los bloques tectónicos tardihercínicos de nuestro sector. Podemos distinguir tres bloques tectónicos que se desarrollan en el sentido NE, siguiendo la dirección de las fallas limitantes: El Noroccidental limitado por las fallas de Alba de

Tormes (fuera de la zona de estudio) y la falla de Vadillo-Muñico del que forma parte dentro de nuestro trabajo la Rampa de Mirueña; el bloque central que constituye el sector de la Sierra de Ávila propiamente dicha, limitado por las fallas de Vadillo-Muñico y la de Plasencia; y el bloque Suroccidental limitado por la de Plasencia y la falla de La Paramera, donde se sitúa el Valle de Amblés y el sector correspondiente del bloque cristalino de Ávila. Todas ellas han rejugado en los tiempos alpinos enmascarando así las grandes líneas tardihercénicas.

—Falla de Vadillo-Muñico.

Es visible a lo largo de 28,5 Km. desde el Oeste de Vadillo hasta el escarpe de las Casas de Miranda. Tiene una dirección de 55º Este entre Vadillo y San Juan del Olmo girando a 35º E. en Ortigosa situándose en la depresión de Muñico entre 45º y 53º E.

Al Oeste de Vadillo la falla no es posible identificarla por estrias de falla o desplazamientos horizontales, sí aporta en cambio elementos morfológicos inherentes a una gran fractura como es el cambio morfológico en los afloramientos masivos de granodioritas, y una entalladura con un cambio de pendiente generalizado en una alineación Vadillo-Villanueva que interpretamos como el rejuego posterior de la falla y que limita estructuralmente el Horst de la Sierra de Ávila en el sector de Villanueva del Campillo, con el bloque basculado de la rampa de Mirueña. Entre Vadillo y San Juan del Olmo forma un corredor tectónico deprimido (Fig. 15) desarrollado sobre una zona de trituración por cataclasis y constituye el límite del Horst de la Sierra de Ávila con la rampa de Mirueña generando un escarpe de canchales (en la vertiente del horst) de mas de 120 metros de salto y el 20% de pendiente. Desde San Juan del Olmo hasta Miranda, la falla tiene lugar en los materiales metamórficos (porfiroblásticos) de la unidad de Mirueña.

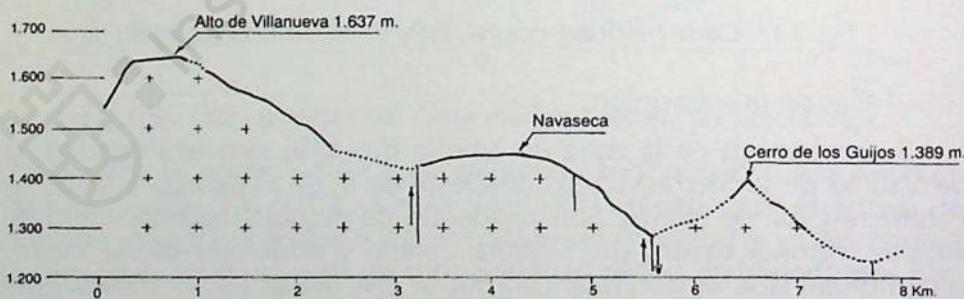


Fig. 15.—Corte morfoestructural. Falla de Valdillo de la Sierra.

Desde San Juan a Ortigosa aprovechando la línea de falla, se ha encajado un barranco profundo en el contacto entre las granodioritas

del Horst y los esquistos porfiroblásticos de la rampa de Mirueña por donde discurre encajado el río Almar en su tramo por el horst serrano.

En el sector de Muñico, la falla ha sufrido pequeños movimientos de desgarre solidarios con la de Plasencia y ha sido interceptada por fracturas posteriores de dirección NO y ONO, creando discontinuidades en la falla que han facilitado la evolución posterior dentro del rejuego de todo el conjunto en el ciclo Alpino, que concluye con la formación de la fosa tectónica de Muñico. Presenta esta fosa un pasillo sedimentario de 2,5 Km. de ancho limitado por dos escarpes de falla (Fig. 16) el Noroccidental que limita el sector metamórfico de Mirueña y los relieves de Solana, al Oeste de Muñico, desarrollado sobre la falla inversa con buzamiento NO de 45°; y el Suroriental que sirve de límite al sector correspondiente de la rampa de Altamiros, sobre falla normal y 45°-50° de buzamiento NO. El cierre de la fosa por el SO presenta un escarpe de línea de falla en Ortigosa de Rioalmar generado sobre una fractura de dirección E-O proveniente del sector de diques de Valdecasa y Cerro Gorría, y de difícil identificación a lo largo de las rocas metamórficas.

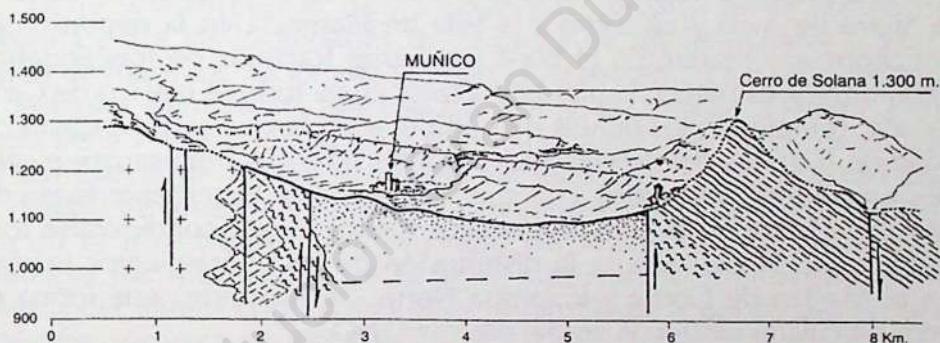


Fig. 16.— Corte morfoestructural. Fosa de Muñico.

—Falla de La Paramera-Cruz de Hierro.

En el ámbito de estudio solamente se sigue este accidente en las proximidades de Sotalvo y Mironcillo a lo largo de 4,5 Km. en el límite de La Paramera con el Valle de Amblés.

Es una falla reconocida desde Navarredonda de la Sierra (al SO de la zona de estudio en el Macizo de Gredos) hasta Mironcillo donde desaparece fosilizada por los sedimentos terciarios del Valle de Amblés dentro del ámbito de nuestro trabajo. Es una falla de cizalla con movimiento sinestral a lo largo de La Paramera, intruida en nuestra zona (el tramo al SE de Sotalvo) por un dique de cuarzo, que queda en resalte al igual que el intruido en la misma fractura en el sector de Navarredonda. En los tiempos Alpinos ha rejugado en la vertical junto con otras frac-

turas de menor magnitud que han originado una morfología asociada a esta estructura, en este tramo de Sotalvo, con la formación de una zona deprimida adaptada a la dirección de 60º, donde se ha encajado el río Picuezo en su tránsito por los materiales graníticos de La Paramera y un escarpe de falla al SE de Sotalvo que forma la vertiente situada entre esta localidad y Mironcillo. El tramo de esta falla a partir del límite oriental del Valle de Amblés (fuera de nuestro trabajo) denominado de la Cruz de Hierro fue asociado a la misma por UBANEL (1977). Ciertamente su continuidad no es reconocible a través del Valle de Amblés ni de los accidentes alpinos de sus bordes, no obstante podría considerarse como tal a una fractura visible con una dirección de 59º Este que pasa por las Casas de Fresneda al Este de Sierra de Yemas y que podría haber sido desplazada en la zona de Casas de Gormaz por la fractura de dirección ONO, generadora en el rejuego alpino, del escarpe de Aldea del Rey.

-Fracturas.

El ámbito de fracturas en esta dirección NE se restringe al Horst de la Sierra de Ávila y en torno a la falla de Plasencia en la depresión de Sanchorreja y Marlín. En el horst hay varias fracturas de trascendencia geomorfológica mayor, la más importante cruza todo el macizo de Cerro Gorría, rompiendo los diques de pórfido, y en la que se ha encajado el valle de Narrillos del Rebollar; las restantes fracturas representan escalones en graderío adaptados a las curvas de nivel de la vertiente Norte del Macizo. De trascendencia morfológica menor puede considerarse toda la fracturación que genera la distribución de los afloramientos masivos en el Macizo de Gorría y la rampa Norte (de Altamiros) que forma un gran reticulado junto con las del sistema ONO.

Las fracturas menores y el diaclasado es muy denso, condicionando y dirigiendo la morfología granítica prácticamente de todo el bloque cristalino. En la depresión de Sanchorreja-Marlín, a ambos lados de la falla de Plasencia existen fracturas que entallan escalones tectónicos en ambas vertientes que ascienden hasta el nivel de las rampas de Martiherrero y de Altamiros.

2.2.2. Sistema de dirección ENE.

-Fallas de segundo orden.

Son fallas de indudable significado estructural (aunque no hayan tenido movimientos de desgarre) puesto que han polarizado esfuerzos distensivos con la intrusión de diques, y en el alpino, han rejugado con movimientos en la vertical, constituyendo semihorst a lo largo de los bloques tectónicos. Son fallas de menor profundidad como lo demuestra la

litología de los diques intruidos, no configuran además bloques tectónicos individualizados aunque son reconocibles a lo largo de decenas de kilómetros. Se localizan de forma intermitente siguiendo líneas de dirección entre los 60º y los 80º Este. Podemos identificarlas como fallas del sistema NE-SO de 75º de UBANELL (1981) para el sector estudiado. Nuestra interpretación en dirección, las sitúa en un sistema ENE coincidente con la línea de debilidad cortical que ha generado las fosas intramontañosas en este sector del Sistema Central, incluyendo obviamente la del Valle de Amblés.

Reconocemos dentro de este sistema cuatro unidades:

- Falla de los Rondales
- Falla de Hurtumpascual
- Falla de Villatoro-Guareña
- Falla de Riofrío

-Falla de los Rondales.

Tiene una dirección de 75º Este y se localiza en la rampa de Mirueña entre las localidades de Mirueña de los Infanzones y Santa García de Ingelmos. La longitud puede estimarse en 20 Km. observándose de forma intermitente fuera ya del ámbito de estudio. El tramo estudiado tiene 7 Km. y afecta a las granodioritas y al granito de dos micas de San García de Ingelmos; intruye un dique de cuarzo creando una morfología de serreta característica en el paisaje. Esta falla puede alinearse con la que hemos denominado de Mirueña y que pone en contacto los materiales de la serie siderolítica paleocena de la Cuenca del Duero con los esquistos porfiroblásticos del zócalo en una dirección cercana a los 80º Este.

-Falla de Hurtumpascual.

Tiene una dirección de 75º Este, y afecta al conjunto grano diorítico de la rampa de Mirueña, situándose a 500 metros al Sur de Hurtumpascual en una longitud de 8 Km. En esta zona genera una entalladura en la base de un escalón estructural que se sitúa a 1280 metros de altitud y que forma el primer semihorst importante en el ascenso de esta rampa en graderío hasta el Horst de la Sierra de Ávila. En su sector mas occidental intruye un dique de cuarzo con forfología en serreta. No ha sido reconocida a través de los materiales metamórficos de la unidad de Muñico.

-Falla de Villatoro-Guareña.

El contacto de los materiales arcósicos de la fosa del Amblés con el bloque cristalino, en la base del horst de la Sierra de Ávila, tiene lugar a

través de una falla con una dirección de 64º Este (70º Este en la zona de Guaireña) que ha rejugado en la vertical en los tiempos alpinos y ha generado un escarpe de falla normal a lo largo de 16 Km. En la zona de Guaireña el escarpe puede interpretarse como de línea de falla que se disipa y conecta con una fractura de 65º Este del bloque basculado de Sanchicorto-Bezojimeno, que presenta un escalón tectónico de más de 20 metros en el ascenso en graderío hacia el Macizo de Cerro Gorria (Fig.17)

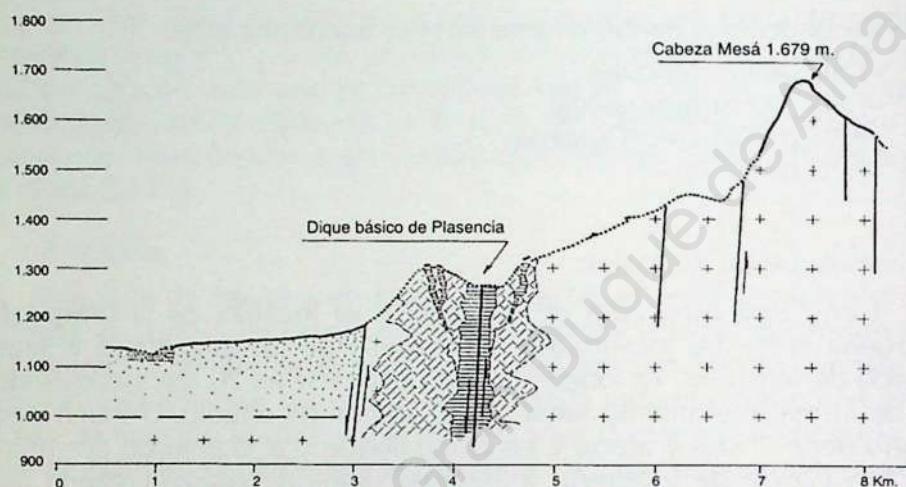


Fig. 17.- Corte morfoestructural. Sector de Balbarda.

-Falla de Riofrío.

Se ha identificado como tal a un tramo de 8 Km. desconectado de la falla de La Serrota-Becerril, en la zona de Riofrío, dentro de La Paramera. Tiene una dirección entre 61º y 76º Este siguiendo una línea diagonal a través del valle de Riofrío. No hemos observado indicios de movimientos tanto verticales como horizontales aun cuando en este sector podemos asociarla a la génesis del valle de Riofrío y del collado de Cabañas que forma el límite de la Sierra de Yemas con la rampa hacia La Paramera, (Fig. 18).

-Fracturas.

Se localizan principalmente en el bloque tectónico correspondiente a la rampa de Mirueña y ocasionalmente se identifican dos fracturas en la rampa de Sanchicorto en el bloque tectónico de Ávila. Las fracturas de

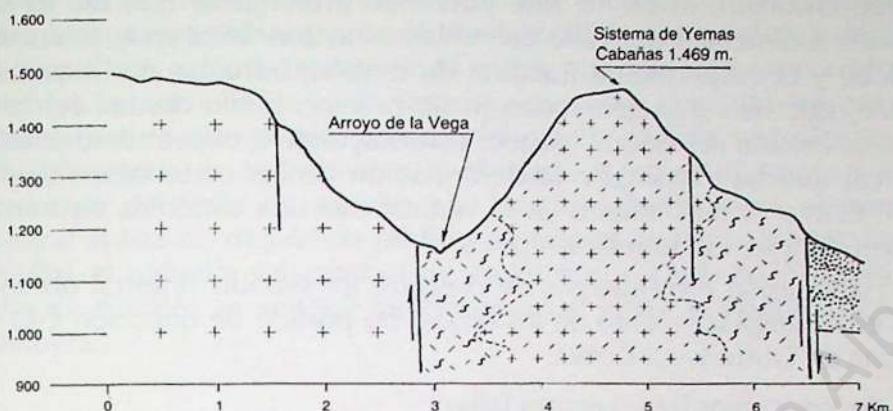


Fig. 18.- Corte morfoestructural. Valle de Riofrío.

la rampa de Mirueña estructuran el ascenso de la misma hasta el altiplano de Villanueva del Campillo (en el horst de la Sierra), con escalones tectónicos progresivos a través de las de trascendencia morfológica mayor, correspondiendo las de mayor entidad a las mas próximas a la falla de Vadillo (del sistema NE), es decir de mayor magnitud cuanto mas cerca del horst principal de la Sierra. El resto de las fracturas son de trascendencia geomorfológica menor, restringido a grandes conjuntos de afloramientos masivos pero de muy poca influencia en la morfología local, puesto que la estructura general de los granitos es de dirección NE. Hay que destacar que a esta dirección tampoco se ha adaptado la red hidrográfica cuaternaria que vierte al Tormes.

En la rampa de Sanchicorto-Bezojimeno se han identificado dos fracturas de trascendencia mayor que pueden alinearse con la falla de Villatoro-Guareña y que escalonan la rampa hacia el collado de los Riscos de Montefrío en una dirección sesgada respecto a la de los afloramientos masivos que se definen por los sistemas NE y ONO.

2.2.3. Sistema de dirección NNE.

-Fallas de segundo orden.

Son fallas de gran importancia estructural dentro del bloque cristalino de Ávila aunque su desarrollo (en el sector estudiado) se limita al bloque tardihercínico limitado por la falla de Plasencia y la de La Paramera-Cruz de Hierro. Son un conjunto de fallas comprendidas en una dirección entre los 10º y 30º Este que atraviesan el bloque cristalino en el sector entre Ávila y la falla de Plasencia (rampa de Martiherrero) y que en algunos casos continúan bajo los sedimentos terciarios de la fosa del Amblés. La longitud visible observada en estas fallas, a lo largo del

bloque cristalino, es de 15 Km. pudiendo prolongarse mas de 10 Km bajo los sedimentos del valle de Amblés. No son fallas muy profundas (siáticas) y corresponden a fracturas de tensión, intruidas por diques de cuarzo, que han sido generadas en un proceso tardío dentro del movimiento sinestral de todo el bloque, constituyendo las líneas de debilidad cortical que han facilitado la deformación de los materiales situados entre ellas y el movimiento en la vertical con una tectónica de horst y graben durante los esfuerzos Alpinos.

Han sufrido movimientos de desgarre en sentido sinestral observables en el desplazamiento de los diques de pórfido de dirección E-O de la zona de Duruelo-La Colilla.

Reconocemos las siguientes fallas:

- Muñochas-Casas de Berona
- Casasola-Manzaneros
- Duruelo-Cardeñosa
- La Serrada
- La Colilla-Narrillos

-Falla de Muñochas-Casas de Berona.

Este accidente puede observarse a lo largo de 14 Km. desde las proximidades de Muñogalindo en el Valle de Amblés hasta Marlín en las proximidades de la Cuenca del Duero, atravesando todo el bloque cristalino. A través de la morfología que presenta a su paso, se distinguen tres tramos que van asociados a la propia historia geoestructural de este sector del bloque correspondiente a la Rampa de Martiherrero. El tramo Norte entre Casas de Berona y Los Cerrillos de Jardomingo presenta una fractura intruida por un dique de cuarzo que forma un relieve de resistencia que se sitúa entre los 1390-1382 metros de altitud y forma la alineación altitudinal que limita por el Oeste la Rampa de Martiherrero. El tramo central atraviesa el macizo de Canto Cachado formando el collado de Adijos a 1410 metros desplazando en sentido sinestral a los diques de pórfido de dirección E-O que ascienden a Canto Cachado. El tramo Sur, forma el escarpe de falla de Muñochas (ruptura de pendiente superior a 1280 metros) con un salto de 130 metros limitando bruscamente el ascenso en graderío de la rampa hacia Bezojimeno. A partir del escarpe de Muñogalindo (hacia el Sur) es fosilizada por los sedimentos del Valle de Amblés en la dirección de Salobralejo y Baterna.

-Falla de Casasola-Manzaneros.

Se puede identificar desde el escarpe de Muñopepe (en el Valle de Amblés) hasta las proximidades del escarpe de la falla de Monsalupe a

través de 11,5 Km. Se diferencian dos tramos, el de Casasola a Manzaneros que presenta una fractura, intruida por un dique de cuarzo, que aflora exclusivamente en el sector mas alto de su recorrido por la rampa (en torno a los 1300 metros) y que lleva asociadas en paralelo alguna fractura que genera una morfología deprimida encajándose en ella el barranco de Manzaneros; y el tramo al Sur de Casasola y hasta el escarpe del Valle de Amblés que desplaza ligeramente en sentido sinestral al haz de diques de pórfido del sector de Duruelo, entallando en ellos el collado del camino de Padiernos a 1325 m. A través del Valle de Amblés se supone su continuidad hasta el contacto con la Paramera.

-Falla de Duruelo-Cardeñosa.

Desde el Este de Muñopepe (en el escarpe de falla del Valle de Amblés) hasta el Oeste de Cardeñosa se identifica esta fractura a lo largo de 15 Km. En el sector de Duruelo ha sufrido movimientos sinestrales desplazando el enjambre de diques E-O y entallando un escalón tectónico a los 1280 metros de altitud en el ascenso en graderío hacia Canto Cachado.

Intruye un dique de cuarzo que desde el Norte de Duruelo y hasta Cardeñosa es el de mayor entidad de todo este sistema de fallas, destacando morfológicamente como relieve de resistencia que define además topográficamente el perfil mas alto de la rampa de Martiherrero en su sector central, sirviendo de divisoria de aguas hacia el Este a los tributarios del Adaja y hacia el Oeste a los del Berlanas.

-Falla de La Serrada.

Tiene la menor entidad y significado morfoestructural de todo el sistema, localizándose desde el borde del bloque cristalino en La Serrada hasta el enjambre de diques de pórfido a los que desplaza sinestralmente. Continúa hacia Martiherrero a través de una fractura que entalla un escalón estructural a los 1250 metros de altitud en el ascenso del enjambre de diques hacia el Oeste.

-Falla de La Colilla-Narrillos.

En su totalidad tiene 15 Km. desde el escarpe de la Venta de Pinilla (en el Valle de Amblés) hasta el afloramiento metamórfico de Mingorría. Hay que distinguir dos sectores, el de La Colilla, al Sur, y el de Narrillos al Norte, ambos desconectados por el afloramiento de granito cataclástico del encla-

ve de Peñarrubia. El tramo de La Colilla se ha movido horizontalmente en sentido sinextral, desplazando el haz de diques de pórfito, y verticalmente en los tiempos alpinos generando un escarpe de falla en parte fosilizado y enmascarado por los sedimentos terciarios del Amblés que interpretamos con entidad de escalón tectónico, el primero y mas oriental en el ascenso en graderío de la rampa (y del haz de diques de porfido) hacia Canto Cachado. Al Norte de La Colilla intruye un dique de cuarzo que genera unos resalte morfológicos interrumpidos por los diques del haz de Ávila. El tramo de Narrillos se incurva hasta revasar ligeramente los 30º Este e intruye a lo largo de la fractura, un dique de cuarzo que genera una morfología de resistencia en resalte, que perfila y delimita la vertiente, propiamente dicha, del valle del Adaja en esta rampa de Martiherrero a lo largo de su paso por el bloque cristalino de Ávila.

-Fracturas.

La mayor densidad en este sistema NNE se da en la fracturación de trascendencia geomorfológica mayor sobre la rampa de Martiherrero y (al Oeste de la falla de Plasencia) en la de Altamiros. En la rampa de Martiherrero las fracturas mas importantes se localizan en torno a la falla de Muñochas en el ascenso a Canto Cachado y los Riscos de Montefrío, dirigiendo los peldaños mas significativos transversales a la dirección de los diques de porfido. El ascenso escalonado hacia el Oeste, hasta el dique de Berona, se realiza igualmente a través de escalones tectónicos dirigidos por este sistema que junto con el formado por las fracturas del ONO hace que la rampa de Martiherrero no tenga un ascenso simplemente hacia el Oeste, sino en graderío hacia el SO, con su punto mas bajo a 1030 metros de altitud al Norte de Cardeñosa y el mas alto en Canto Cachado a 1554 metros.

Las fracturas de trascendencia geomorfológica menor en la rampa de Martiherrero organizan grandes afloramientos masivos cortando la estructura granítica de dirección NE y la organización morfoestructural principal de dirección ONO. En la rampa de Altamiros esta fracturación solamente puede identificarse (y con cierto desorden) en un sector próximo a la falla de Plasencia hasta Gallegos de Altamiros pasando progresivamente hacia el Oeste a una posición NE en dirección concordante con la estructura geológica.

2.2.4 Sistema de dirección ONO.

-Fallas de segundo orden.

Los umbrales de dirección para este sistema, se han fijado entre los 55º y los 80º Oeste. Para el conjunto del Macizo Hespérico esta direc-

ción incluye grandes estructuras tanto en la zona Asturiana como en la Extremeño-Andaluza, no así en el Sistema Central cuyos accidentes no adquieren dimensiones corticales. No obstante lo anterior en la zona de estudio está muy bien representado este sistema a través de fallas que han rejugado en el Alpino propiciando accidentes morfológicos de primera magnitud en ambos bordes del bloque de Ávila. En un estadio posterior y en esta misma dirección se generó una densa red de fracturas y diaclasas que constituyen a todas las escalas morfológicas la de mayor trascendencia en la estructura y en el modelado del conjunto granítico. Son por un lado fallas con probabilidad poco profundas que han tenido su actividad en un nivel no muy lejos de la superficie en un periodo de reajuste isostático o de levantamiento generalizado de todo el plutón, y por otro un sistema muy denso de fracturación y diaclasado que debe de haberse formado en un nivel próximo a la superficie por el propio efecto de descompresión vertical del batolito probablemente en tiempos muy tardíos, o incluso ya en el Alpino.

Las fallas de mayor longitud tienen 19 Km. entre la depresión de Muñico y las cercanías de Ávila, sufriendo un ligero cambio de dirección en la rampa de Martiherrero al Este de la falla de Plasencia.

Podemos distinguir las siguientes fallas en orden Norte-Sur:

- Falla de Peñalba
- Falla de Bularros
- Falla de Altamiros
- Falla de Ortigosa
- Falla de Montefrío
- Falla de Muñogalindo

-Falla de Peñalba.

Se localiza a lo largo de 4,5 Km. en el extremo NE de la zona de estudio en el borde Norte del bloque cristalino de Ávila, constituyendo el contacto con la Cuenca Sedimentaria del Duero. Es una falla inversa con movimiento en la vertical durante la Orogenia Alpina donde se ha generado un escarpe que consideramos de línea de falla encontrándose fosilizado y enmascarado por sedimentos terciarios y cuaternarios (Fig. 19).

-Falla de Bularros.

Denominamos así a una fractura que limita el bloque de la Sierra de Ávila desde Casas de Arevalillo hasta la depresión de Marlín, generando el escarpe escalonado de Bularros y que continúa al Este de la falla de

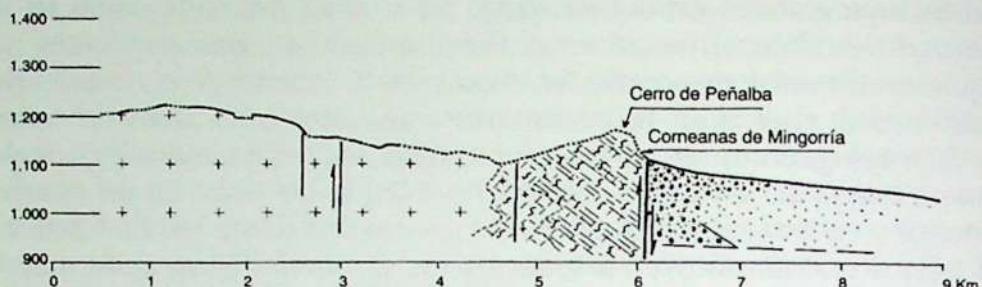


Fig. 19.- Corte morfoestructural. Falla de Peñalba.

Plasencia cruzando la rampa de Martiherrero hasta las cercanías de Ávila. Tiene 19 Km. de recorrido en total y muy distinto significado geomorfológico en ambos tramos. El de Bularros forma el límite del bloque de Ávila con la Cuenca del Duero entre las fallas de Muñico y Plasencia, forma un escarpe suave que asciende a través de escalones tectónicos formados por las fracturas del propio sistema (Fig. 20).

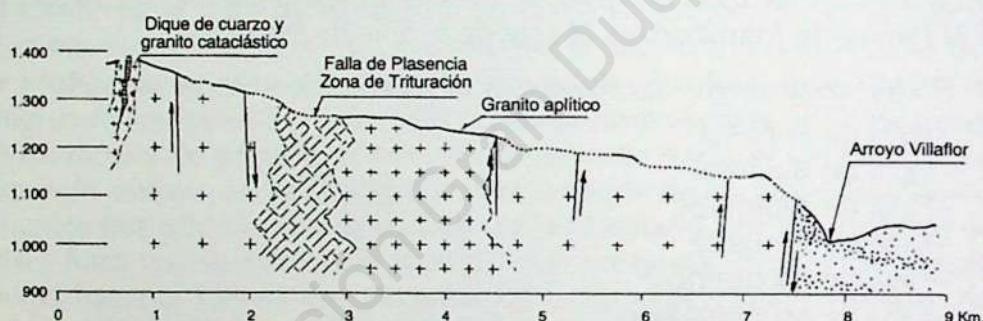


Fig. 20.- Corte morfoestructural. Falla de Bularros.

Puede interpretarse en este sector como una falla con movimiento vertical en el Alpino que podemos definir como inversa dado el cobijo de sedimentos terciarios en el contacto. En el sector de la Rampa de Martiherrero genera un escalón estructural entre Peña Aguda y el arroyo de la Rosa para formar mas al Este una zona deprimida aprovechada por el arroyo del Obispo que se encaja en su dirección hacia el Adaja; además corta a los diques de cuarzo intruidos en el sistema de fallas NNE observándose en éstas una flexión hacia el Este que afecta a todas las del sistema.

-Falla de Altamiros.

Este accidente puede seguirse desde la depresión de Muñico (en las casas de Miranda) hasta Martiherrero y La Colilla (al Oeste de Ávila) que-

dando solamente interrumpido por la falla de Plasencia. El tramo sobre la rampa de Altamiros (en el bloque tectónico de la Sierra de Ávila) genera una zona deprimida que podemos considerar como una forma de transición entre la rampa y el horst de Cerro de Gorría, marcando escalones estructurales adaptados a la fracturación general de los afloramientos graníticos al Sur de Altamiros. El tramo por la rampa de Martiherrero (al Este de la falla de Plasencia) la fractura entalla el collado mas alto de toda la zona, en su cruce con el dique de cuarzo NNE de la falla de Berona, (corredor que aprovecha la carretera de Ávila a Muñico), para desde ese punto hacia el Este seguir en dos trayectorias, una por Martiherrero alineada con el haz de diques procedentes de Ávila y otra que toma una dirección mas SE hasta La Colilla por donde se ha encajado la depresión entre Martiherrero y Duruelo que drena el arroyo de La Colilla.

Este sistema de fracturas no es desplazado por el sistema NNE en este sector de Ávila.

—Falla de Ortigosa.

Hemos denominado así a la fractura que cierra, por medio de un escarpe de línea de falla, la depresión de Muñico por el SO. Este accidente puede suponerse a través de los materiales metamórficos al Norte de Gamonal alineándose con la estructura de los granitos aflorantes en la zona de Hurtumpascual al Oeste del afloramiento metamórfico.

—Falla de Montefrío.

Se sitúa, con 7 Km. de recorrido, desde la falla de Plasencia (en la depresión de Sanchorreja) hasta la falla NNE de Casasola en el Valle de Amblés. Esta fractura genera una depresión que crea el límite entre la rampa de Sanchicorto y el cerro de Canto Cachado en la base de la vertiente Sur de Cerro Bajero. Entalla un collado a 1430 metros en los Riscos de Montefrío que sirve de divisoria de aguas entre la cuenca alta del Adaja (Valle de Amblés) y el valle de Sanchorreja, resolviéndose en este punto el desplazamiento de la línea axial de Canto Cachado motivado por el hundimiento de los diques de pórfido en la depresión de Sanchorreja por efecto de la falla de Plasencia. Es una falla que ha sido afectada por el movimiento sinestral de la de Plasencia, además de sostener un comportamiento distensivo en el reajuste isostático del bloque y permanecer solidaria con todo el bloque cristalino en el movimiento vertical en el Alpino, cuando se generó la fosa del Amblés y basculó el bloque de Sanchicorto. Morfológicamente presenta la zona de Montefrío con un valle encajado, de fractura, con ambas vertientes

estructuradas en graderío, (Fig. 21) a través de fracturas secundarias de este mismo sistema la vertiente Norte hacia Cerro Bajero, y la vertiente Sur hacia los Riscos de Montefrío; generando un escarpe de falla hacia la zona de Adijos (entre las fallas NNE de Muñochas y Casasola), limitando la fosa del Amblés en este sector al Norte de Padiernos.

-Falla de Muñogalindo.

En el bloque cristalino de Ávila podemos seguir la falla a lo largo de 14 Km. desde Muñogalindo en el borde del Valle de Amblés hasta la falla de Vadillo-San Juan por el collado de las Cárcavas, aun cuando queda desplazada en sentido sinistral a su paso por la falla de Plasencia al SO de Balbarda, y ha rejugado en la vertical de forma importante en el Alpino. El sector del horst de la Sierra de Ávila atravesado por la fractura es el mas estrecho (con solo 4,5 Km.), en su trayectoria forma una zona deprimida transversal a la línea de cumbres entallando el collado de las Cárcavas que sirve de división estructural entre el macizo de Cerro Gorria y el sector de Las Fuentes.

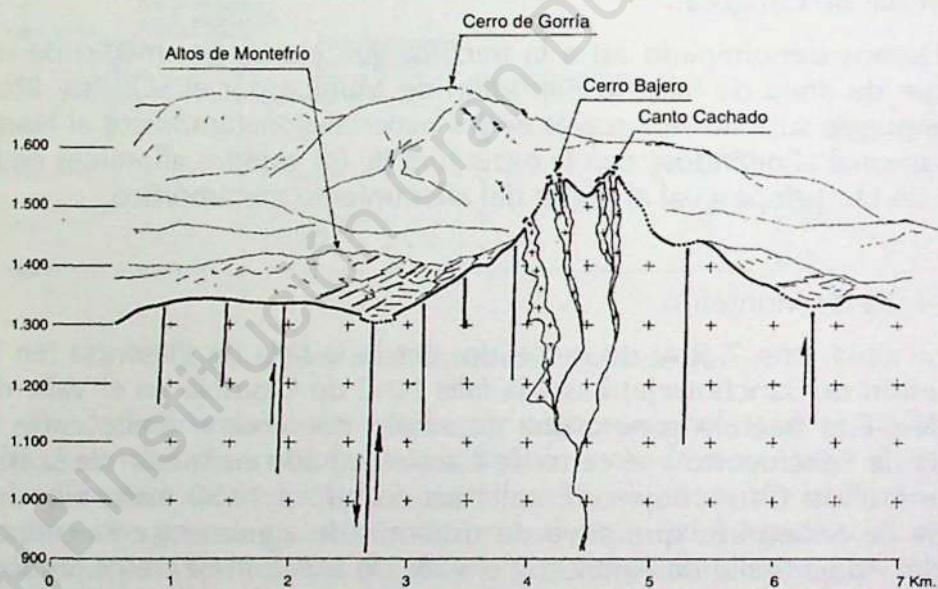


Fig. 21.- Corte morfoestructural. Falla de Montefrío.

En la vertiente hacia el Valle de Amblés al Este de la falla de Plasencia forma un escalón estructural al Sur de Oco, para definirse, en el contacto con los sedimentos terciarios del Amblés, por un escarpe de falla de hasta 160 metros de salto visible y a lo largo de 5,5 Km. hasta Muñogalindo, resolviéndose así el límite del bloque basculado de Sanchicorto con el Valle de Amblés (Fig. 22).

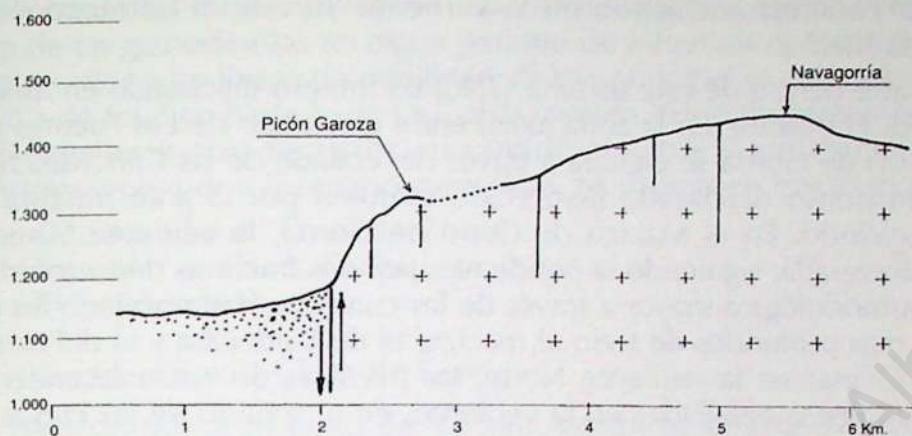


Fig. 22.- Falla de Muñogalindo. Corte morfoestructural.

Esta falla al Este de Muñogalindo desaparece bajo los sedimentos de la Cuenca del Amblés, configurando un bloque hundido de la fosa; pero puede seguirse su alineación hasta el otro extremo del Valle (en el sector SE) generando el escarpe de falla de la Aldea del Rey sobre los materiales metamórficos de la vertiente Norte de la Sierra de Yemas.

-Fracturas.

El conjunto de fracturas de este sistema ONO engloba unidades de todas las magnitudes, considerando que existen relaciones de rango de magnitud y densidad de la fracturación en función de la litología, de su posición a lo largo de la evolución del plutón granítico en profundidad y mayor o menor significado geomorfológico en función de los factores estructurales ya citados además del comportamiento de todos ellos ante los agentes morfogenéticos. Así en el horst de la Sierra de Ávila se pueden diferenciar por rangos las fracturas de cada uno de los sectores de la misma que hemos definido como sigue: En el Altiplano de Villanueva del Campillo solamente existen fracturas de trascendencia geomorfológica menor y diaclasas que junto con las del sistema NNE han favorecido el desarrollo de zonas deprimidas configurando una morfología típica del sector en navas con abundantes fuentes y humedales. En el Macizo de Las Fuentes, la vertiente Norte de Cabeza Mesá, asciende en graderío a través de escalones generados por líneas de fractura de trascendencia geomorfológica mayor que también han favorecido el encajamiento de barrancos a favor de la pendiente que rompen la vertiente Noroeste como el del arroyo Gamonal y el del río Almar o de Las Fuentes que además en este último caso entalla el collado del mismo nombre a 1495 metros; otra fractura de iguales características genera el collado de Navallanos (al NE

de Las Fuentes) encajando en la vertiente Sureste el barranco de la Cañada Media.

Existe dentro de este sistema ONO un intenso diaclasado en todo el Macizo. El tránsito, en la zona axial, entre el Macizo de Las Fuentes y el de Cerro de Gorría se efectúa a través del collado de las Cárcavas, zona con un denso diaclasado favorecido también por la gran fractura de Muñogalindo. En el Macizo de Cerro de Gorría, la vertiente Suroeste está atravesada, siguiendo la pendiente, por dos fracturas de trascendencia geomorfológica mayor a través de las cuales se han encajado los dos valles mas profundos de todo el macizo, el de Valdecasa y el del Arroyo de la Ocina; en la vertiente Norte, las fracturas de esta trascendencia generan líneas entalladas en la vertiente, en el sentido de las curvas de nivel, que marcan las bases de escalones tectónicos adaptados a la morfología de las lanchares aflorantes, y en las que se encajan los barrancos que rompen la vertiente transversalmente; hay que destacar como el accidente asociado mas espectacular al vallejo de fractura «en cañón» de Pasarilla del Rebollar. Las fracturas menores y el diaclasado siguen las directrices de este sistema en todo el macizo organizándose los afloramientos masivos en una cierta retícula formada por esta dirección y las NE y NNE.

En la rampa de Altamiros las fracturas son de trascendencia geomorfológica menor y denso diaclasado organizándose todos los afloramientos masivos a través de estas líneas de fractura que cruzadas por las del sistema NE generan un cierto reticulado que solamente pasa a mas anárquico en la zona de Gallegos de Altamiros donde existen intrusiones de granitos aplíticos de dirección Noroeste.

2.2.5. Sistemas de dirección E-O.

En la zona estudiada hay que diferenciar claramente, en este caso, dos sistemas que siguen esta misma dirección pero que no tienen ninguna otra vinculación ni en el tiempo ni en el espacio. Existe a) un sistema antiguo (el primero de la fracturación tardihercínica y b) un sistema alpino.

a) Sistema antiguo E-O.

Está constituido por las fracturas que intruyen los diques de pórfido y episienitas que cruzan el bloque cristalino de Ávila formando haces de diques que hemos denominado de Ávila y de Canto Cachado, y que presentan una dirección tendente a ONO. Son las fracturas mas antiguas del bloque cristalino, debiendo corresponderse con la última fase de consolidación del plutón granítico. Son fracturas poco profundas que

han intruido los diques en niveles superficiales del proceso de consolidación de las granodioritas en algún periodo de esfuerzos distensivos (N-S) transversales a las líneas de debilidad. El haz principal se extiende desde la falla de Muñico hasta la de La Colilla, presentando desplazamientos y desconexiones por desgarres en sentido sinestral y arqueamientos y deformaciones por esfuerzos compresivos. Se distinguen tres tramos:

- Occidental o de Cerro de Gorría
 - Central o de Canto Cachado
 - Oriental o de Duruelo
- Occidental o de Cerro de Gorría.

Se extiende a lo largo de 10 Km. desde la falla de Muñico (en Ortigosa) hasta la falla de Plasencia en Sanchorreja describiendo un arqueamiento en paralelo y deformación por esfuerzos compresivos E-O a la vez que se encuentran desconectados del sector central por el desgarre de la falla de Plasencia cuantificado en mas de 700 metros (Fig. 23).

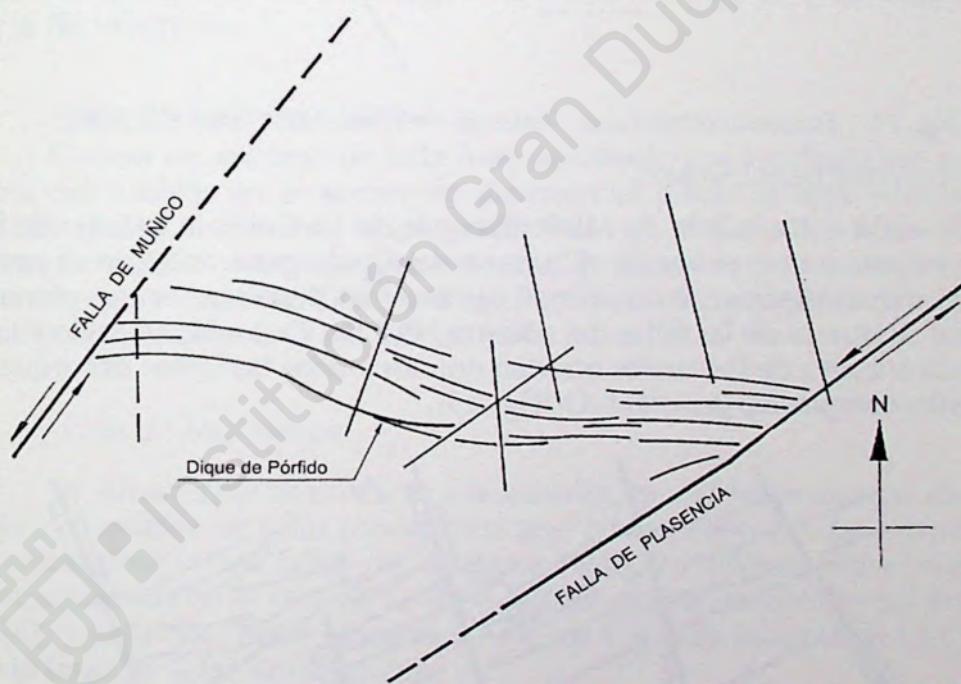


Fig. 23.- Esquema estructural. Sistemas de fracturas. Cerro de Gorría.

- Central o de Canto Cachado.

Se extiende sobre 5 Km. desde la falla de Plasencia hasta la de Muñochas (del sistema NNE). Se encuentran desplazados sinestralmente y arqueados por las fuerzas compresivas E-O y por el efecto de cizalla de

la falla NNE, además de presentar una flexión en forma de ballesta dentro del propio haz de diques para albergar una intrusión granítica que constituye la originalidad morfoestructural de este cerro de Canto Cachado (Fig. 24).

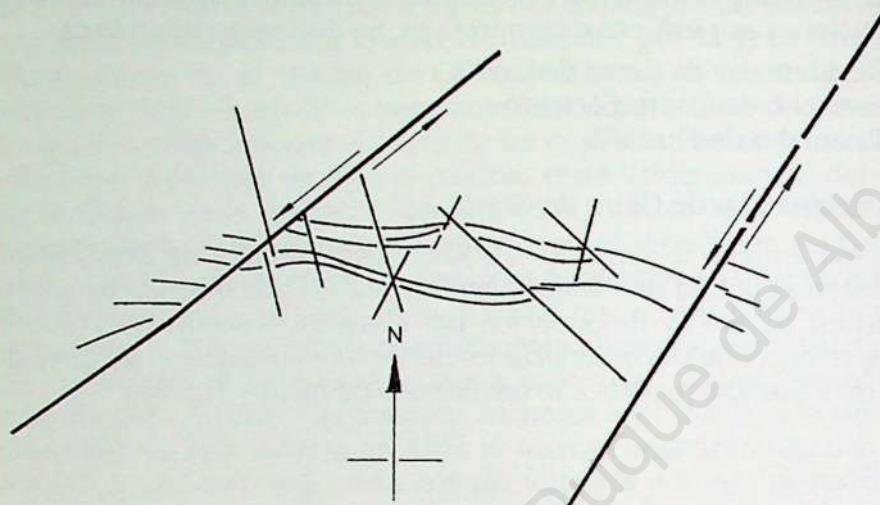


Fig. 24.- Esquema estructural. Sistemas de Fracturas. Canto Cachado.

-Oriental o de Duruelo.

Se sitúa entre la falla de Muñochas y la de La Colilla a lo largo de 8 Km.; en este tramo el haz de diques se desdibuja generando un enjambre de diques desconectados donde se observan desplazamientos menores por desgarres de las fallas del sistema NNE de Casasola, Duruelo y La Serrada a través de los cuales quedan enmascaradas las líneas del arqueamiento compresivo general E-O (Fig. 25).

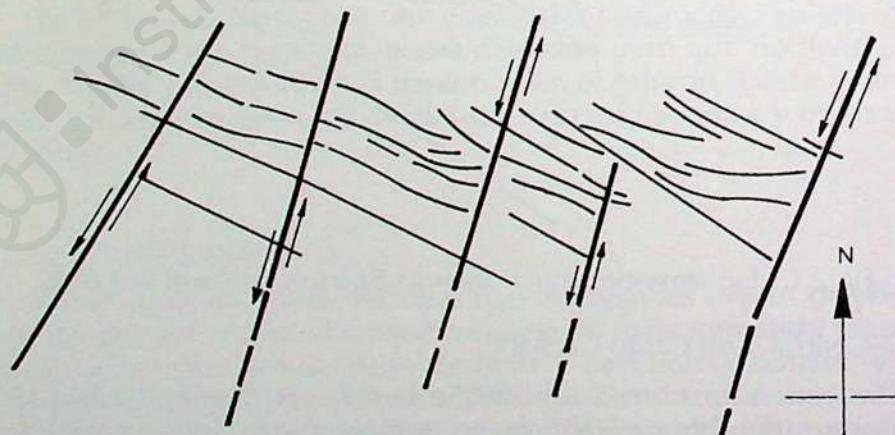


Fig. 25.- Esquema estructural. Sistemas de fracturas. Duruelo.

El haz de Ávila presenta una deformación de esfuerzos compresivos muy distendida, presentando una dirección tendente al ONO. En el cruce con la fractura NNE de La Colilla, el haz de diques se dispersa quedando alineado el dique central con la fractura ONO denominada de Altamiros.

b) Sistema del Ciclo Alpino.

Denominamos así al conjunto de fallas de dirección E-O limitantes de la fosa del Valle de Amblés que no se han identificado como derivadas del rejuego de fracturas tardihercínicas. Son fallas de segundo orden de salto normal derivadas de la tectónica de bloques durante la orogenia Alpina que cortan las estructuras tardihercínicas en todas sus magnitudes, aun cuando podrían alinearse con algunas del sistema ONO, a excepción de las del sistema NE que quedan constreñidas dentro del horst de la Sierra de Ávila. En el borde Norte de la fosa del Amblés distinguimos la de Ávila-Bascarrabal y la de Muñopepe; y en el borde Sur y de Este a Oeste la de Pradosegar-Muñotello, La Hija de Dios-Villaviciosa y la de Mironcillo.

-Falla de Ávila-Bascarrabal.

Genera un escarpe de falla muy suavizado por los depósitos arcósicos del Amblés en el sector de Bascarrabal desde la falla NNE de La Colilla hasta el extremo oriental del Valle en el Gansino, fuera ya del área de estudio. Corta sesgadamente a los afloramientos masivos estructurados en el sistema ONO y a las fracturas NS conjugadas del sistema antiguo de diques E-O del haz de Ávila.

-Falla de Muñopepe.

De características similares a la anterior, es visible un escarpe de falla de 120 metros de salto topográfico que corta netamente las estructuras tardihercínicas, las fallas de desgarre NNE, los afloramientos masivos estructurados en el sistema ONO e incluso diques de pórfito del sistema E-O, y todo ello desde la fractura NNE de Casasola hasta la de La Colilla a lo largo de 6,00 Km (Fig. 26).

En este escarpe hacia la base del talud se suaviza la pendiente tapiizada ya por los depósitos oligocenos y las series arcósicas miocenas. Este accidente puede seguirse como supuesto bajo los sedimentos del Amblés alineándole con la falla de Sonsoles que genera un escarpe de línea de falla que asciende en graderío, formando ya parte del límite Sur del Valle en las estribaciones de La Paramera a través del cerro de Sonsoles.

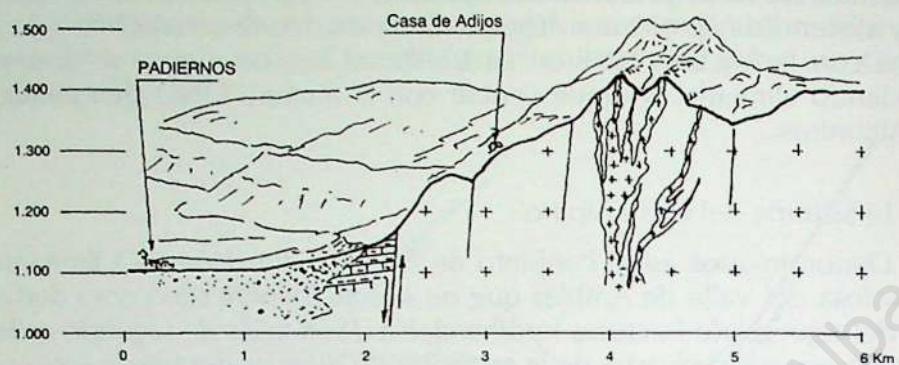


Fig. 26.- Escarpe de falla en Padiernos. Corte morfoestructural.

-Falla de Pradosegar-Muñotello.

Esta gran falla limita el Macizo de La Serrota con el Valle de Amblés a lo largo de 13 Km. desde Villatoro hasta el corredor de Narros del Puerto. Puede seguirse su alineación por la vertiente Norte del Valle del Corneja al Oeste del Puerto de Villatoro. Corta netamente las estructuras tardihercínicas de los sistemas N y NE. Genera una ascensión en graderío por la vertiente Norte de La Serrota a través de escarpes de línea de falla y escalones estructurales (Fig. 27). El contacto con los sedimentos terciarios del Valle de Amblés es brusco, sobre series arcósicas y depósitos de bloques de facies proximal.

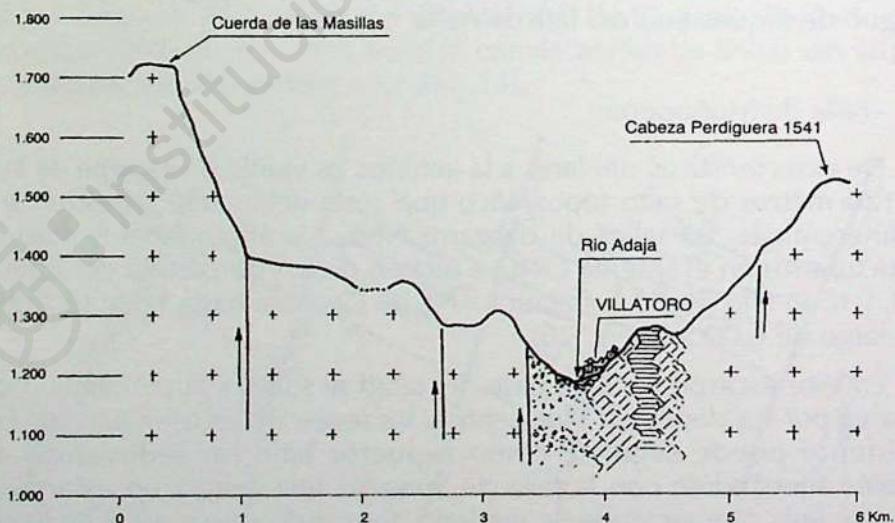


Fig. 27.- Corte morfoestructural. Puerto de Villatoro.

-Falla de La Hija de Dios-Villaviciosa.

Es un gran accidente que puede alinearse hacia el Oeste con el collado Sur de La Serrota, donde se encaja el Puerto de Menga. En el área de estudio, puede seguirse a lo largo de 11 Km. entre el barranco de La Hija y la falla de La Paramera del sistema NE, en Sotalvo. Este accidente se identifica como escarpe de línea de falla en la ruptura brusca de pendiente en ángulo cóncavo entre la vertiente de grandes lanchares que asciende hacia La Paramera y la rampa inferior donde se sitúan Robledillo, Solosancho y Villaviciosa. El contacto con los sedimentos arcósicos y de grandes bloques del Amblés se realiza a través de un suave escarpe en el límite Norte de la rampa en un escalonamiento progresivo hasta la base del escarpe de la línea de falla (Fig. 28).

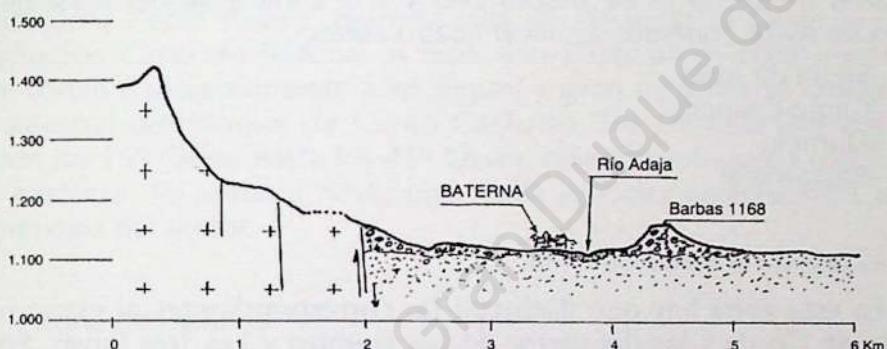


Fig. 28.- Corte morfoestructural. Falla en Villaviciosa.

-Falla de Mironcillo.

Alineado hacia el Este con el Valle de Riofrío, y desde la falla de La Paramera se levanta un escarpe al Sur de Mironcillo que marca una ruptura brusca de pendiente entre la vertiente de La Paramera y la pequeña rampa donde se ubica Mironcillo que se interpone entre los canchales que ascienden a Peña Bermeja y el fondo del Valle de Amblés en los materiales terciarios arcósicos y el vallejo cuaternario del arroyo de la Vega. Es un escarpe de línea de falla de salto normal al igual que todas las que limitan este borde Sur del Valle de Amblés.

2.2.6 Sistema NNO y NO.

-Fracturas de trascendencia morfoestructural mayor.

Hemos identificado con esta denominación a un sistema de fracturas complejo que interpretamos como conjugado del sistema E-O antí-

guo, correspondiente a los haces de diques de pórfido de Ávila a Cerro Gorría. Las direcciones oscilan desde norteadas hasta los 55º Oeste en una dirección claramente NO. Este amplio abanico en direcciones se justifica por la solidaridad de este sistema con las deformaciones y desgarres reflejados en el sistema de los diques E-O.

Son fracturas de corto recorrido, inferior siempre a 3,5 Km. de profundidad siática pero de gran significado geomorfológico. Presentan desplazamientos en sentido radial por esfuerzos compresivos, desplazamientos en la horizontal por el movimiento sinestral de la falla de Plasencia que ha afectado a todo el macizo, y por los desgarres del sistema de tensión NNE, quedando siempre enmarcadas entre fracturas de este sistema NNE y limitando su desarrollo exclusivamente a las zonas elevadas de los haces de diques E-O y a la zona axial del horst de la Sierra de Ávila. Podemos significar cuatro zonas:

- Sierra de Ávila
- Canto Cachado
- Duruelo
- Bascarrabal

-Zona de la Sierra de Ávila.

En esta zona hay que distinguir las correspondientes al macizo de Cerro de Gorría y las del sector de Las Fuentes y Las Tres Rayas. En el macizo de Cerro de Gorría, cruzan transversalmente al haz de diques E-O tomando direcciones desde la Norte en el extremo mas occidental del sector, en la fractura del dique sienítico, hasta los 14º Oeste de la mas oriental en las proximidades de Sanchorreja cambiando su dirección en función del arqueamiento de los diques de pórfido E-O. Adaptados a estas fracturas se han encajado los valles de la vertiente Norte y los dos valles altos del Macizo de Cerro de Gorría, el de Pasarilla y el de Nerrillos del Rebollar, pasando en ambos casos a la vertiente Sur entallando los collados de Valdecasa y del cerro de las Navas respectivamente.

En el sector de Las Fuentes y de Las Tres Rayas las direcciones son Norteadas hasta los 15º Oeste, cruzando el macizo y encajándose a través de ellas los barrancos mas importantes de ambas vertientes, así como entallando en la zona axial los collados de Vadillo, de las Tres Rayas, Oeste de las Fuentes y de las Cárcavas.

-Zona de Canto Cachado.

Son las fracturas comprendidas entre la falla de Plasencia y la de Muñochas del sistema NNE. Se diferencian netamente dos sectores, el

correspondiente a la rampa de Sanchicorto y el de Canto Cachado. En la rampa existen dos fracturas de direcciones (10° - 11° Oeste) a las que se adaptan los valles de Sanchicorto y de Garoza (en Bezojimeno) que modulan la morfología de toda la rampa desde Navagorría hasta el Valle de Amblés. Se destaca la dirección coincidente de estas fracturas con el bloque de la Sierra de Ávila (al Oeste de la falla de Plasencia) no afectadas por los desplazamientos del sistema de los diques de pórfito. El sector de Canto Cachado y la rampa de Sanchicorto se encuentran separados por la fractura de Montefrío de dirección ONO que ha jugado un papel muy importante en la distribución de esfuerzos tardihercínicos y alpinos en este conjunto. Así a partir de la misma de nuevo las fracturas de este sistema ONO-NO se adaptan en sus giros de dirección al arqueamiento de los diques que protegen axialmente el relieve de Canto Cachado y Cerro Bajero, entre la falla de Plasencia al Oeste, y la de Muñochas-Casas de Berona, al Este. Son fracturas de corto recorrido que cortan transversalmente a los diques y giran siguiendo el movimiento sinestral del bloque de Canto Cachado. De Oeste a Este derivan desde los 15° Oeste hasta los 45° Oeste, configurando junto con la red de fracturas del sistema NNE, una malla reticular característica de la morfología del sector.

-Zona de Duruelo.

Limitada por las fracturas del sistema NNE de Muñochas y La Colilla presenta el conjunto de fracturas en una dirección de 55° Oeste, que han sido llevadas a esa posición por el movimiento y desgarres del conjunto de diques de pórfito, a través de las fallas de desgarre de Duruelo y La Serrada. Estos esfuerzos han transformado el haz de diques de dirección E-O en un enjambre de diques que mantienen como factor estructural común, precisamente la intersección y el resultado morfológico asociado del sistema de fracturas conjugado de posición original norteada.

-Zona de Bascarrabal.

En esta zona (al Oeste de la Ciudad de Ávila) las fracturas tienen una dirección entre 3° y 7° Oeste transversalmente a los diques del haz de Ávila. Esta posición norteada coincide con la fractura más occidental de todo el sistema, próxima a la falla de Muñico coincidiendo en ambos extremos del sistema con una posición E-O de los haces de diques, (posición no distorsionada de los mismos); todo lo cual nos lleva a plantear a éstas, como las posiciones originarias de ambos sistemas conjugados (ver mapa de fracturas).

2.2.7. Sistema de dirección N-S.

Dentro de nuestra zona de estudio, hemos reseñado dos fallas de esta componente. Hay que enmarcarlas en el contexto regional más amplio dentro de un sistema de fracturas más importante que limitan la zona de debilidad entre el sector de Gredos y el de Guadarrama, como son las fallas de El Herradón (Gaznata) y la del Cofio, aunque la gran trascendencia estructural de estas fallas en su sector, no es extrapolable a las incluidas en nuestro trabajo. Son estas fallas de tensión, antiguas, bastante profundas, que pueden haber jugado un papel importante en la configuración de los grandes bloques tectónicos tardihercínicos.

En ocasiones han intruido diques de materiales básicos y algunas han sufrido desplazamientos afectadas por fracturas de otros sistemas; en algún caso han rejugado en la vertical en el Alpino. Dentro del horst de la Sierra de Ávila identificamos como tal a una fractura que intruye el dique sienítico de Las Fuentes y en la zona de Ávila a una fractura que denominamos del Puente Adaja.

-Falla del dique de Las Fuentes.

Corresponde a una fractura que se localiza al Sur de La Serrota y que cruza este macizo con una trayectoria imprecisa para perderse bajo los materiales del Valle de Amblés. Ya en el bloque cristalino de Ávila, aparece en Amavida (identificada siempre por el dique sienítico) donde ha sufrido un desplazamiento y desenganche por el movimiento sinistral de la falla de Plasencia. Desde este punto y hasta la falla de Muñico tiene 10 Km. de recorrido, ha sido desplazada por fracturas del sistema ONO en el Alto de Las Fuentes y por fracturas del sistema NE, frente a San Juan del Olmo, e intercepta a su vez tres diques de pórfido del sistema E-O del Macizo de Cerro Gorria inmediatamente antes de desaparecer ante la falla de Muñico, frente a Ortigosa, en una dirección Norte.

-Falla del Puente Adaja.

Nos referimos en este caso a una fractura que también intercepta en una dirección Norte al haz de diques E-O de Ávila, a favor de la cual se ha encajado el río Adaja a su entrada en el bloque cristalino en la misma ciudad de Ávila, pero que su edad no se corresponde quizás con la del dique de Las Fuentes y habría que incluirla tal vez dentro del sistema NNE. En ese punto, el Adaja ha labrado una angostura donde quedan visiblemente seccionados los diques episieníticos, formando éstos, la misma base de la muralla medieval. Este accidente puede alinearse hacia el Sur (en 9 Km.) bajo los materiales terciarios, con una fractura que se hace visible al otro lado del Amblés (en la Dehesa de Ávila) en la vertiente de La Serna, donde forma un escalón en graderío que

asciende hacia el cerro de Sonsoles asociándola cierto rejuego alpino, puesto que forma límite estructural en este borde de la fosa tectónica del Valle de Amblés junto con la fractura del sistema NNE del arroyo de La Serna.

-Las fracturas de trascendencia geomorfológica menor y diaclasas pueden identificarse, aunque no generalizadamente, en todo el bloque cristalino. En la rampa de Mirueña forma una dirección principal dentro de la fracturación y diaclasado de los afloramientos graníticos masivos; en el Macizo de Las Fuentes (en el Horst de la Sierra de Ávila) también es importante en el diaclasado generalizado al Oeste de la fractura y dique del mismo nombre; al Norte de Ávila algunas fracturas forman escalones estructurales menores y algunos tramos del río Adaja, en este sector, se adaptan a fracturas de esta dirección.

2.3. Interpretación Geodinámica

2.3.1. La tectónica Hercínica.

La interpretación de las deformaciones originadas por la tectónica Hercínica para la parte central de la Plataforma, donde se localiza este sector del Sistema Central, puede resumirse en dos líneas diferenciadas: Por una parte autores como CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1971) que han establecido para el Paleozoico Inferior del afloramiento de Muñico, cuatro fases de deformación, basados en el estudio de las diferentes esquistosidades existentes en los materiales paleozoicos, las tres primeras de edad imprecisa, darian lugar a diferentes tipos de esquistosidad, mediante los cuales pueden separarse unas de otras, y una cuarta fase, tardía, responsable de la deformación de las tres esquistosidades referidas, originando kink-bands; y por otra, autores como APARICIO,A. y GARCIA CACHO, L. op cit. (1987) que citando sus propias palabras consideran que «el esquema evolutivo estructural del Sistema Central apunta fundamentalmente hacia la existencia de una única fase deformativa que afecta de diversas formas a los materiales correspondientes al Devónico, Paleozoico Inferior y rocas granitizadas, es decir, según el nivel estructural y metamórfico en que están situados».

Para la zona de estudio, la interpretación tectónica Hercínica en la cartografía geológica oficial (ITGME), presenta cuatro fases de deformación: La primera fase, generaría grandes pliegues sinesquistosos de dirección 130º-140º Este con buzamientos NE de 40º de vergencia, encontrándose todo el área de afloramiento de rocas afectadas por esta fase, sobre el flanco normal de un gran pliegue. La segunda fase de deformación

habría generado grandes estructuras de vergencia NE con buzamiento de 20º (menor que la anterior) y en una dirección coincidente de 130º Este. En esta fase también se ha interpretado el desarrollo de «grandes cabalgamientos dúctiles por CAPOTE y F. CASALS (1981) vergentes al NE, fase sin-metamórfica que modifica la distribución de las isogeotermas del metamorfismo regional generando una inversión metamórfica». «Los cabalgamientos mayores definen grandes complejos estructurales: Gredos, Guadarrama y Somosierra-Ayllón, cuya superposición produciría un engrosamiento cortical importante». «Este engrosamiento podría explicar el aumento del gradiente geotérmico durante el metamorfismo y el de la mayor extensión de los batolitos graníticos tardíos hacia el Oeste», CAPOTE y VEGAS (1977), «haciendo posible la fusión de la base de la corteza continental facilitando su ascensión, primero de un domo térmico y después de los magmas calcoalcalinos generados en profundidad».

La tercera fase habría generado pliegues poco apretados de planos axiales subverticales con poco desarrollo esquistoso, presentando mas generalizadamente líneas de fractura o crenulación. Su dirección es de 110º E. y vergencia al NE con valores casi verticales, careciendo de importancia geomorfoestructural en la zona estudiada.

La cuarta fase de deformación se identifica ya como tardihercínica con estructuras plegadas tipo «kink» abundantes en los materiales esquistoporfiroblásticos de Mirueña y en tramos de la base del Ordovícico de Solana. Son elementos de niveles estructurales poco profundos que se localizan preferentemente en torno a fracturas tardihercínicas bien desarrolladas en las rocas graníticas.

Para el conjunto del Sistema Central, la interpretación de APARICIO, A. y GARCIA CACHO, op cit.(1987), sobre la base de una sola fase deformativa generalizada y en sus propias palabras «tendría un desarrollo temporal muy amplio (Hercínica) y sería sincrónica con el metamorfismo». «La ausencia de discordancias estructurales entre todas las rocas que constituyen estas unidades son un fuerte respaldo de la misma». «La existencia de un Carbonífero fuertemente plegado en el sector suroriental del Sistema Central, totalmente discordante con el Paleozoico Inferior, pone de manifiesto una segunda fase de deformación de edad posiblemente postestefaniense, anterior al Pérmico y que está acompañada por procesos plutono-metamórficos de escasa entidad», y que nosotros interpretamos como tardihercínica. «Por otro lado, la deformación Hercínica se realiza en dos ambientes tectónicos muy diferentes, uno de ellos caracterizado por la serie metamórfica pizarrosa-esquistosa en la que la deformación genera pliegues y direcciones estructurales definidas y muy constantes, y otro ambiente tectónico representado por los materiales granitizados, de comportamiento mucho mas plástico y en los que se originan pliegues irregulares con direcciones muy varia-

bles que pudieran ser interpretados como diferentes fases tectónicas». Realizan la interpretación sobre la génesis de las facies porfiroblásticas, «como resultantes de un proceso de granitización sobreimpuesto a una serie metamórfica paleozoica», desechando así la existencia de una discordancia o discontinuidad entre las formaciones porfiroblásticas y los materiales que se encuentran a techo, deducida por otros autores.

2.3.2. *La tectónica Tardihercínica.*

La cadena Hercínica, finalizada la etapa de deformación, fue afectada por reajustes isostáticos que produjeron una generalizada elevación de la misma y de las plataformas circundantes; este hecho provocaría la acción de una intensa erosión, motivando el ascenso hasta niveles mas superficiales de rocas profundas, catazonales, representadas por las intrusiones graníticas y granitoides. Dentro del proceso tectónico, tendría lugar una dinámica evolutiva de los plutones graníticos en ascenso, caracterizada por un doble comportamiento de las masas graníticas con niveles mas plásticos en profundidad, y comportamiento mas frágil en las zonas menos profundas, generándose una intensa fracturación, desarrollada a todas las escalas morfoestructurales, en todo el sector central de la Cadena y en concreto en el área de estudio. Esta densa fracturación tuvo lugar en una etapa orogénica de transición entre dos ciclos distintos de tectónica global, es decir posterior al Hercínico, con la formación de la Cadena Paleozoica, y anterior a la apertura del Atlántico, con el inicio del Alpino.

El primer esquema de conjunto de esta red de fracturación a escala de todo el Macizo Hespérico fue realizado por PARGA, J.R. (1969) quien la denominó «Tectónica Tardihercínica» asociándola con las intrusiones de rocas granitoides tardías del ciclo hercínico.

Trabajos posteriores han aportado por una parte modelos geodinámicos a escala continental, y por otra modelos de tectónica regional y cartografías de los distintos sistemas de fracturación. Esta etapa de fracturación tardihercínica ha sido definida como el periodo de tiempo comprendido entre los 300 +/- 10 m.a. y los 280 +/- 10 m.a. (Westfaliense-Estefaniense-Pérmino) por ARTHAUD y MATTE (1975). Su principal característica tectónica es la creación de una red de fallas de desgarre que se formaron por esfuerzos compresivos entre el Estefaniense y el Pérmino Inferior seguida de una fase de tectónica de tipo distensivo en el Pérmino con el desarrollo de fallas normales con rejuego en la vertical y el mantenimiento de un magmatismo tardío. En su conjunto, esta fracturación ha condicionado en determinados aspectos, los efectos morfoestructurales del ciclo posterior Alpino, provocando el rejuego en la vertical de bloques a través de estas redes de

fracturas y polarizando o disipando esfuerzos a través de ellas como vías de debilidad.

Para el conjunto Peninsular, dentro de la tectónica de desgarres, las direcciones dominantes son la NE y NNE con gran densidad de fracturas y desplazamiento sinistral, correspondiendo desplazamientos de menor magnitud a los granitos tardíos; la NO a NNO de menor importancia que las anteriores ha sufrido, en general, reactivación pérmica y alpina en la vertical existiendo algunas con desgarres en sentido dextral, en parte correspondientes ya al Pérmico; la E-O que son las más antiguas habiendo experimentado movimientos sinestrales al final del Westfaliense y reactivación en la vertical durante el Pérmico.

Para el sector medio del Sistema Central (donde se ubica nuestra área de estudio) UBANELL, A.G. (1981) ha definido y cartografiado siete sistemas de fracturas agrupados en las siguientes direcciones dominantes: NE-SO; NO-SE; ONO-ESE; ONO-SSE; N-S; NNE-SSO y E-O. Distingue dos tipos fundamentales de fracturas: «De cizalla y de tensión. Las primeras han sufrido dos tipos de movimientos principales, en primer lugar de dirección y después en la vertical; las segundas han sufrido pequeños movimientos a lo largo de ellas, pero el salto en la vertical puede llegar a ser importante; ambos tipos han constituido planos potenciales de reactivación Alpina». Llega a establecer una evolución cronológica de estas redes, atendiendo a los factores que condicionan la fracturación y por las relaciones entre los diferentes sistemas. Como factores principales destaca la «fragilidad o plasticidad de las rocas, la intensidad del esfuerzo y el tiempo que éste ha actuado. Las relaciones quedan establecidas cronológicamente en función de los distintos episodios de movimiento»:

1 «Existe un primer movimiento sinistral que motiva el desarrollo de las fracturas NE-SO (50° - 60°) con esfuerzos de tendencia N-S (N 50° E y N 40° O)».

2 «Movimiento dextral por esfuerzos compresivos E-O a lo largo de fallas NE-SO (50° - 60°)».

3 «Amplia distensión que afecta a todo el Sur de Europa, modelo evolutivo LORENZ y NICHOLLS (1976) y que produce las fracturas N-S con un relleno diabásico».

4 «Segundo movimiento dextral, produce movimientos dexterales a lo largo de las fallas NE-SO y N-S ya existentes, motivado por esfuerzos de dirección entre 35° - 90° E. En la zona entre Guadarrama y Gredos origina un elipsoide de esfuerzos local, generándose fallas de distensión en la dirección 35° E y dos sistemas de cizalla uno casi N-S y otro de 70° E y favoreciendo la instalación de fracturas NE-SO (75° E) y las ONO-ESE».

5 «Después de estos movimientos dextrales vuelven a repetirse los movimientos sinestrales, segundo episodio. Se arquean las anteriores fallas ONO-ESE y a continuación tiene lugar el intenso desarrollo de la fracturación NNE, compuesto esencialmente por fallas abiertas intruidas por diques de cuarzo; al mismo tiempo se refuerzan las fallas NE-SO a consecuencia de la disposición del elipsoide de deformación, disipándose a través de ellas la mayor parte de la energía, motivo por el cual no se incrementan las fallas NNO».

6 «Un último movimiento dextral, finalmente, es el causante de las inflexiones en los diques E-O producidas entre algunas de las fallas NNE a manera de cintas o bandas de deformación. Sincrónicamente se origina la segunda generación de fracturas ONO-ESE y todo ello, con esfuerzos entre 50º y 90º E. Esta última etapa la sitúa al final de los tiempos tardihercínicos aun cuando reconoce que podría (por falta de datos concluyentes) ser incluida ya, como perteneciente a la época Alpina».

2.3.2.1. La fracturación tardihercínica en el área de estudio.

Como resumen de nuestra cartografía y de la descripción de los accidentes tectónicos que constituyen la red de fracturas tardihercínicas en el área estudiada, presentamos el siguiente cuadro:

1.- Sistema de dirección NE

Fallas corticales:

Plasencia

Fallas primer orden:

Vadillo-Muñico

La Paramera-Cruz de Hierro

Fracturas:

De trascendencia geomorfológica mayor.

De trascendencia geomorfológica menor.

-Delimitan bloques tectónicos tardihercínicos. Movimientos en dirección.

-Rejuego en el Ciclo Alpino.

-Trascendencia morfoestructural de primera magnitud.

-Morfología estructural asociada.

-Valles encajados

-Escalones en graderío

-Diaclasado muy denso dirigiendo la morfología.

-Estructuración geológica.

2.- Sistema de dirección ENE

Fallas de segundo orden:

Los Rondales

Hurtumpascual

-Forman semihorst con rejuego en la vertical en el Alpino.

-Intrusión de diques con morfología de serretas.

Villatoro-Guareña
Riofrío (La Serrota-Becerril)

-Generación de valles y fosas tectónicas.

Fracturas:

- De trascendencia geomorfológica mayor.
- De trascendencia geomorfológica menor.

3.- Sistema de dirección NNE

- Fallas de segundo orden:
Muñochas-Casas de Berona
Casasola-Manzaneros
Duruelo-Cardeñosa
La Serrada
La Colilla-Narrillos

-Escalones en graderío.

-Grandes conjuntos de afloramientos masivos.

-Movimientos de desgarre y en la vertical.

-Trascendencia morfoestructural de primera magnitud.

-Morfología en resalte (serretas).

-Escarpes y escalones tectónicos.

Fracturas:

- De trascendencia geomorfológica mayor.
- De trascendencia geomorfológica menor.

-Escalones en graderío.

-Grandes conjuntos de afloramientos masivos cortando la estructura geológica.

4.- Sistema de dirección ONO.

- Fallas de segundo orden:
Falla de Peñalba
Falla de Bularros
Falla de Altamiros
Falla de Ortigosa
Falla de Montefrío
Falla de Muñogalindo

-Rejuego alpino en la vertical, generando escarpes de primera magnitud.

-Fallas de poca profundidad por reajuste isostático.

-Fracturación por descompresión vertical.

-Densa fracturación en todas las escalas del modelado.

Fracturas:

- De trascendencia geomorfológica mayor.

-Estructurantes de los valles profundos de la vertiente SO del Macizo de Cerro Gorría y entalladuras tectónicas en la vertiente Norte.

-Organizan el modelado granítico del bloque cristalino como

- De trascendencia geomorfológica menor.

5.- Sistema de dirección E-O

Fracturas:

Del sistema mas antiguo

Línea directriz junto con la estructura geológica de dirección NE.

-Fase de consolidación del plutón granítico cerca de la superficie.

-Forma los haces de diques de pórfido y de episienitas.

-Morfología de resistencia dando la personalidad morfológica al conjunto granítico.

Fallas de segundo orden:

(ciclo Alpino)

Falla de Avila-Bascarrabal

Falla de Muñopepe

Falla de Pradosegar-Muñotello

Falla de La Hija-Villaviciosa

Falla de Mironcillo

-Limitan por escarpe la fosa del Valle de Amblés.

-Fallas normales con + 45º.

-Tectónica ciclo alpino de horst y graben.

-Formas tectónicas escarpe original de falla y escarpe de línea de falla.

6.-Sistema de dirección NNO y NO

Fracturas:

De trascendencia geomorfológica mayor

Zona Sierra de Avila

Zona Canto Cachado

Zona de Duruelo

Zona de Bascarrabal

-Sistema conjugado del E-O antiguo.

-Giros radiales solidarios con los diques de pórfido por esfuerzos compresivos.

-Dirección original Norteada

-Gran trascendencia morfológica: Valles de fractura.

-Factor estructural en los afloramientos de diques E-O.

7.- Sistema de dirección N-S

Fracturas:

De trascendencia geomorfológica mayor.

Del Dique de las Fuentes.

Puente Adaja.

-Fallas de tensión antiguas.

-Menor trascendencia estructural que otras del Sistema Central.

-Datos cronología relativa.

-Trascendencia morfológica compleja en «Las Fuentes» e importante en la del Puente Adaja.

-Diaclasado en granitos.

De trascendencia geomorfológica menor.

- Escalones menores.
- Encajamiento de la red hidrográfica (río Adaja).

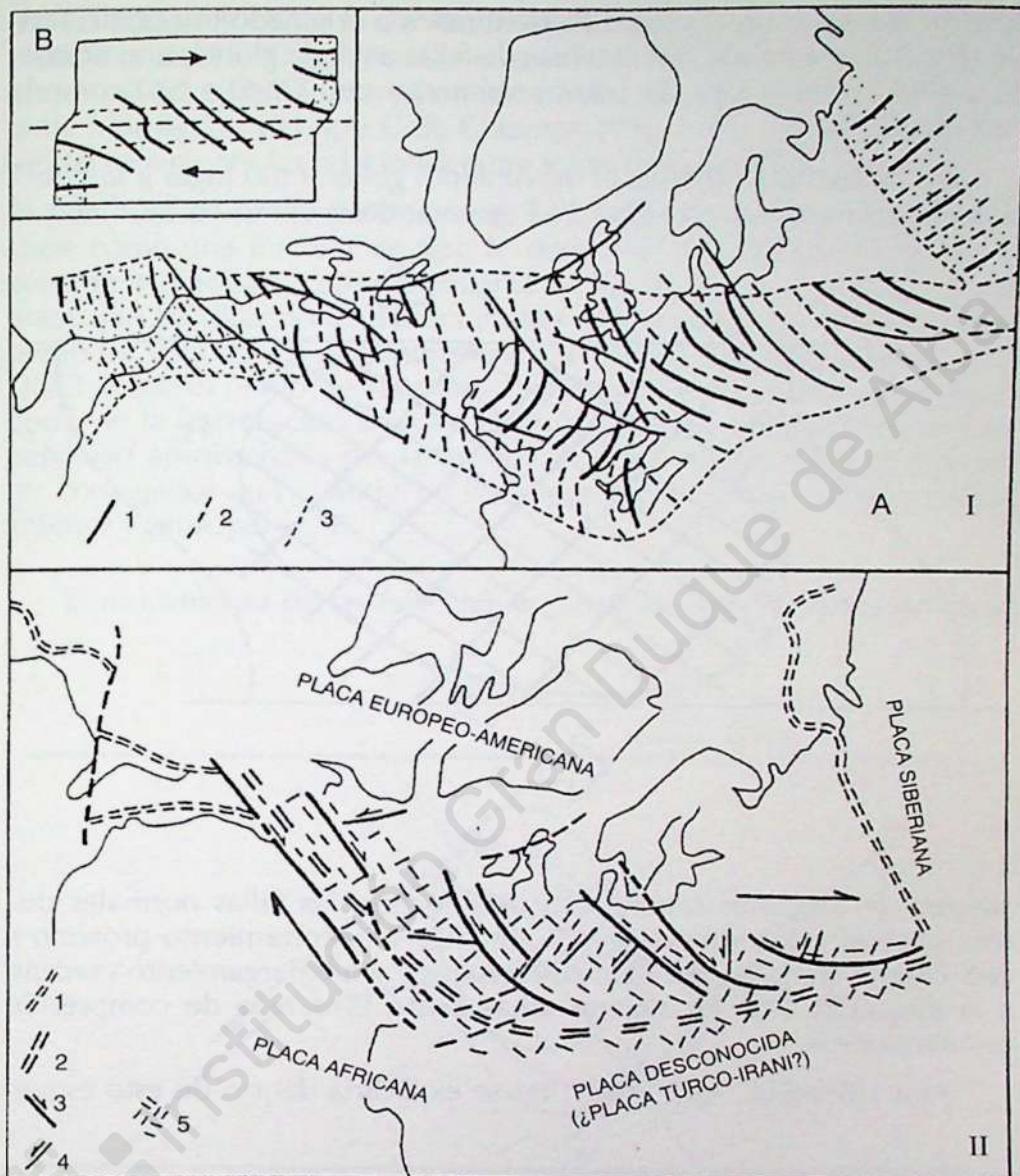
2.3.2.2. Evolución Geodinámica.

1.-El sistema de fracturas de dirección NE es el mas importante con fallas como la de Plasencia de magnitud cortical y son además las que registran los movimientos mas antiguos; su génesis hay que enmarcarla dentro de una interpretación geodinámica global.

En palabras de CAPOTE,R.(1983) sobre la fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica, «varios modelos explicativos han sido propuestos para presentar la tectónica tardihercínica a nivel global europeo». «ARTHAUD y MATTE (1975, 1977) tomando como elementos básicos los movimientos de desgarre, enmarcan todo el ámbito hercínico europeo en una zona de megacizalla producida por el desplazamiento dextral de la placa Americano-Europea, respecto de la placa Africana durante el Estefaniense-Pérmino formándose un sistema transformante intracontinental entre las dos áreas de plegamiento hercínico limitantes, al Este los Urales y al Oeste los Apalaches (Fig. 29)».

«El tiempo de los esfuerzos se sitúan a lo largo de 30 m.a. (entre 300 +/- 10 m.a. y 280 +/- 10 m.a.) que comprende el período desde el final del Westfaliense, Estefaniense y Pérmino Inferior. Esta megacizalla se resolvió mediante la formación de un sistema de fracturas de Riedel con fallas de primer orden y corticales. Las dos grandes fallas que afectaron al movimiento del Macizo Hespérico serían la Nort-Pirenaica y la del Alto Atlas con desplazamientos dexterales y otras de orden menor a nivel global pero de primera magnitud a nivel regional».

La orientación de los desgarres para la Península sería compatible con el deslizamiento dexteral propuesto para la zona de megacizalla e incluso la tectónica distensiva Pérmina respondería al mismo fenómeno,



Interpretación de la tectónica tardihercínica según el modelo de Arthaud y Matte (1975). I) Trayectorias de esfuerzos en los cinturones plegados y en la zona de cizalla varisca. A) Trayectorias del esfuerzo máximo. B) Interpretación del campo de esfuerzos inducido por el movimiento relativo de las dos placas. 1 = Trayectorias de esfuerzos principales. 2 = Trayectorias hipotéticas. 3 = Límite de las áreas deformadas. II) La zona de cizalla interpretada como un sistema de Riedel. 1 = Límite de placas suturado en los cinturones plegados. 2 = Zona de cizalla considerada ella misma como un límite entre placas. 3 = Fallas tipo R. 4 = Fallas tipo R'. 5 = Zonas afectadas por la cizalla.

Fig. 29.- Interpretación de la tectónica tardihercínica según el modelo del cinturón orogénico Hercínico de Arthaud y Matte (1975).

determinadas por un elipsoide de deformación originado por cizalla simple (Fig. 30) generando dos sistemas de fallas a escala global, uno norteado a NNE como la falla de Tras-os-Montes) y otro ONO a NO como la de Ventaniella.

«En la Península Ibérica el movimiento general dió lugar a la dirección de compresión NO-SE a N-S generándose como se ha dicho el

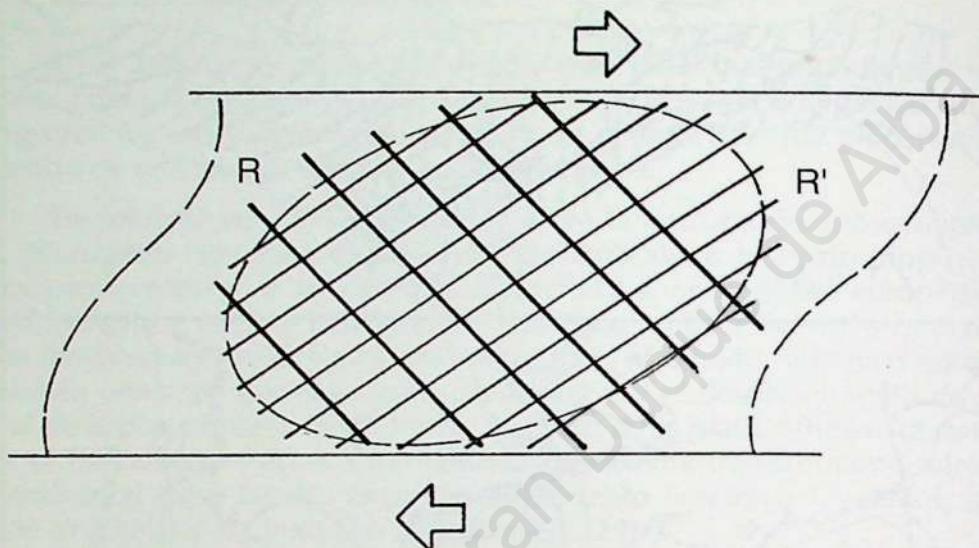


Fig. 30

sistema de desgarres terdihercinos e incluso las fallas normales distensivas y el volcanismo asociado. Implica un acortamiento próximo a N-S para el conjunto del Macizo Hespérico y un alargamiento cercano a la dirección E-O. En algunas áreas existe evidencia de compresión orientada E-O».

Para UBANEL, A.G. (1981) no se explicaría dentro de este esque-

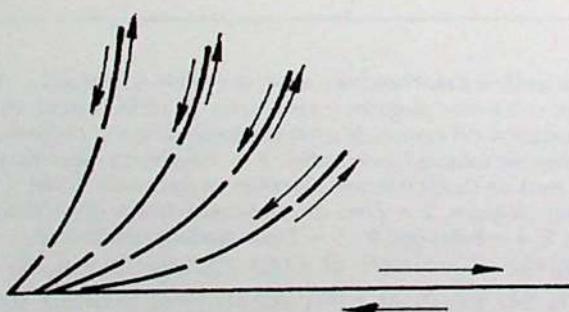


Fig. 31.- Fallas tipo C según Chinnery.

ma las fallas NE como la de Plasencia, sin embargo cita a SCHERMERHORN et alt (1978) quienes conectan a esta falla de Plasencia como las de un mismo sistema; corresponden a fallas secundarias, con respecto a la de Marruecos, del tipo C de Chinnery (1966) (Fig. 31) explicando así satisfactoriamente las relaciones entre los sistemas NE-SO y NO-SE.

En nuestra opinión, ciertamente la falla de Plasencia puede identificarse como una fractura de tipo R' dentro de una interpretación de la zona de megacizalla como un sistema de Riedel (Fig. 32). Hay que hacer notar que las direcciones estructurantes dominantes son, la NE desde el punto de vista de los desplazamientos, re juegos y grandes bloques, y la ONO desde el punto de vista de la organización de los afloramientos es decir, de la fracturación a escala morfológica, y de las grandes líneas de debilidad aprovechada por la tectónica Alpina. Ambos sistemas pueden ser conjugados aun cuando no correspondan al mismo tiempo, siendo anterior y principal el NE.

El movimiento de las fallas NE es sinestral, habiéndoseles atribuido

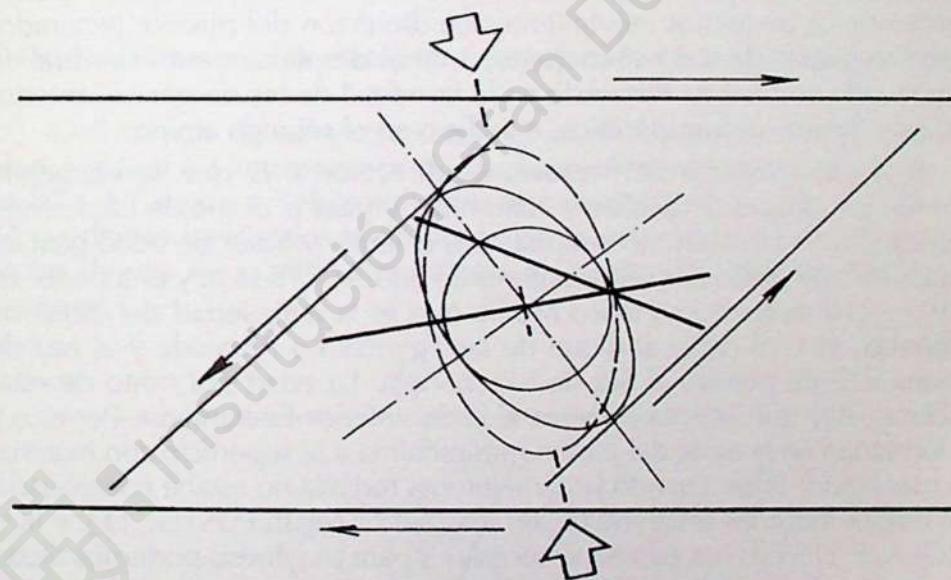


Fig. 32

también movimientos dextrales por UBANEL, A.G. (1977). En la falla de Plasencia el desplazamiento en dirección, cuantificado en el dique sienítico y en los diques de pórfito del sistema E-O es de 650-700 metros. Este dato nos hace pensar que el desplazamiento en este sector debió producirse en el paso Estefaniense-Pérmino Inferior (280 +/- 10 m.a.)

puesto que los materiales que desplaza son granodioritas tardias y el desplazamiento, como indican ARTHAUD y MATTE (1975) es hasta siete veces menor que el de los granitos antiguos afectados en otros sectores por fallas de esta dirección. Todo ello confirma que el tiempo de los esfuerzos no pudo ser tan dilatado como en otros sectores de la cadena, situando el límite superior en 278 ± 16 m.a. que es el umbral inferior de los diques de pórfido desplazados.

2.-Formadas las principales fallas del sistema NE según el modelo de Riedel aplicado, podemos considerar que se forman como fallas conjugadas de las R' las fracturas importantes del sistema ONO en un nivel tectónico mas elevado ocasionado por el levantamiento general de la placa; ambos sistemas R' y conjugado compartimentarian el macizo en dos direcciones principales de debilidad, la NE mas importante y esta ONO como secundaria de menor profundidad. Ambos sistemas forman las verdaderas líneas de reactivación vertical en el rejuego posterior durante la tectónica Alpina, pero además este sistema ONO puede haber jugado un papel importante en la apertura o no de las fracturas ENE, disipando esfuerzos a través de ellas y facilitando posteriormente los pequeños movimientos en dirección del mismo, generados como respuesta de todo el conjunto, ante el desplazamiento sinestral de la gran falla cortical de Plasencia en la fase final de los desgarres, anterior a la fase distensiva intrapérmica, e incluso en el rejuego alpino.

3.-Para el sistema de fracturas de dirección E-O que se encuentra intruido por diques de pórfido y episienitas; y para el dique de Las Fuentes que intruye una fractura del sistema N-S, el límite inferior de edad para los diques ha sido fijado por varios autores en 280 ± 10 m.a. y el superior en 230 ± 10 m.a. en el Triásico Medio que es la antigüedad del dique de Plasencia, el cual corta al dique de las Fuentes en Amavida y al haz de diques E-O de pórfido al Sur de Sanchorreja. La edad por tanto de estas fracturas, hay que situarla próxima al límite inferior Estefaniense-Pérmico y se formarían en la parte del plutón mas próxima a la superficie con materiales mas rigidificados, cuando la parte interna todavía no estaba consolidada. Los diques intruidos serían de origen magmático según FUSTER, J.M. e IBA-RROLA, E. (1953). Los esfuerzos necesarios para su génesis podemos situarlos dentro de una distensión local relacionada con la propia intrusión magmática, (bajo un mecanismo análogo al de los diapiros) MATTAUER, M. (1976) puesto que se está en presencia de un magma líquido y bajo presión. En esas condiciones el magma puede inyectarse en la mínima fisura que se abra por la propia descompresión del material caja mas rigidificado. La dirección del esfuerzo distensivo podemos situarla N-S a partir de la posición de los propios diques (Fig. 33). Este sistema E-O, formado por el haz de diques, se encuentra desplazado en sentido sinestral 700 metros por la falla de Plasencia del sistema NE; está cortado por el dique de Plasencia;

presenta ligeros desplazamientos y desenganches al ser cruzado por las fallas del sistema NNE; todos los diques se encuentran arqueados entre las fallas del sistema NE (Muñico y Plasencia) y entre esta última y la de Muñochas-Casas de Berona del sistema NNE, además de estar cruzado constantemente por las fracturas del sistema NNO y NO. Asimismo el dique de Las Fuentes está desplazado en Amavida 650 metros por la falla de Plasencia y es interceptado por fracturas del sistema NE y del ONO.

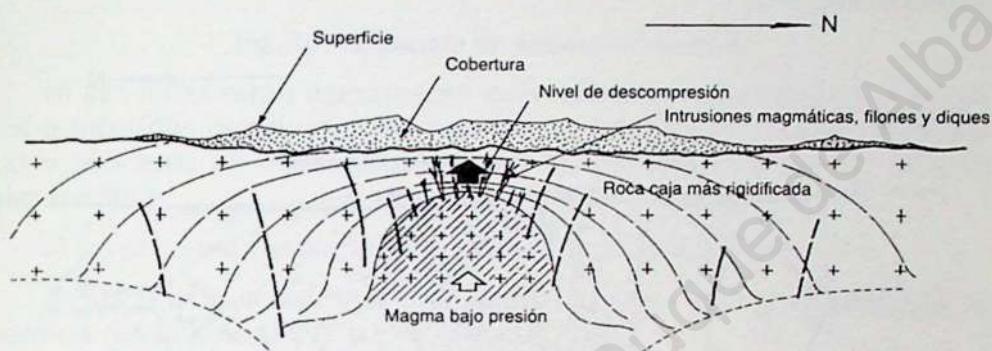


Fig. 33.- Forma local de distensión relacionada con la intrusión magmática.

4.-El campo de esfuerzos compresivos de dirección N-S generaría a nivel regional los mecanismos de desplazamiento sinestral a lo largo de las fallas NE según un elipsoide de transformación semejante al de la Fig. 34 quedando registrados el desplazamiento y la deformación del bloque en los diques de pórfido del sistema E-O entre las fallas de Muñico y Plasencia

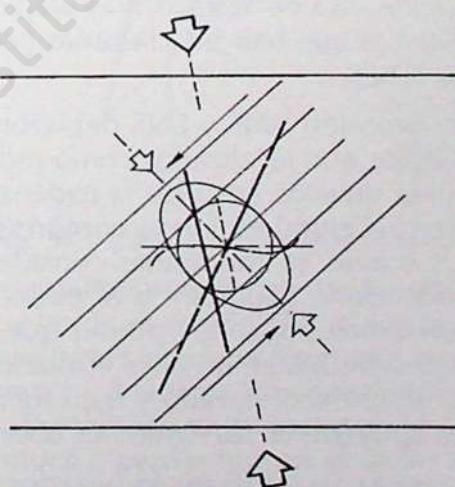


Fig. 34.- Elipsoide de transformación.

El bloque tectónico sufriría un ligero estiramiento en la dirección de los desgarres próxima a ENE-OSO (elipsoide de transformación) provocando el arqueamiento de los diques de pórfido, por distensión de las zonas próximas a las fallas que se mueven en la horizontal, y experimentaría un ligero acortamiento en la dirección de los esfuerzos N-S próxima a NNO-SSE generando las fracturas del sistema NNO y NO que interpretamos como conjugado del E-O antiguo en este estadio de esfuerzos, pero en una posición mas elevada del batolito que cuando éstos fueron intruidos (Fig. 35).

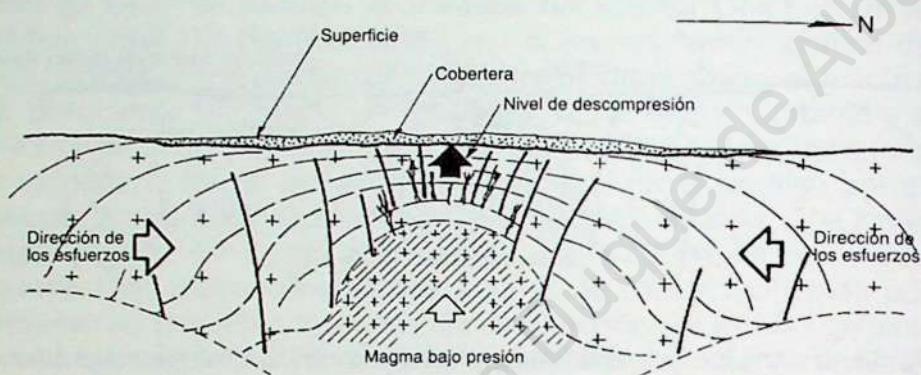


Fig. 35.— Esquema de la posición del batolito y formación de las fracturas NNO y NO.

El sistema de fracturas NNO a NO formado por los esfuerzos compresivos mantiene su posición original norteada (mapa geotectónico) en las zonas que han sufrido menor deformación, encontrándose giradas a una posición NNO en las zonas mas próximas a la falla de Plasencia y desplazadas a una posición NO en la zona mas alejada de la gran falla (en Duruelo y La Colilla) a la que han sido llevadas por los movimientos de desgarre de las fallas NNE.

5.-Los sistemas de dirección NNE y ENE debieron formarse en una etapa posterior de esfuerzos mas localizados como indican ARTHAUD y MATTE op cit (1975) para diversas áreas de la cadena; debieron actuar para esta zona del Sistema Central esfuerzos compresivos en una dirección E-O (ENE a OSO) donde es importante considerar un campo de esfuerzos triaxiales dando cierta importancia al esfuerzo litostático (Fig. 36) junto al esfuerzo tectónico horizontal puesto que esta deformación debió tener sus principales efectos en un nivel litostático no muy profundo pero con un gradiente térmico elevado y bajo fuerte presión; consideraciones que pueden apoyarse en las siguientes observaciones:

a) Se trata de un campo de esfuerzos localizados que pueden relacionarse con la existencia de un plutón local.

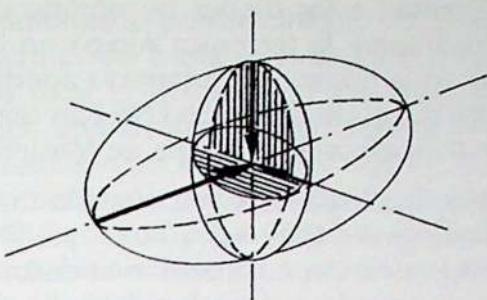


Fig. 36.- Elipsoide de esfuerzos triaxiales.

- b) Las fallas están ligeramente curvadas en el sentido de los esfuerzos e intruidas por diques de cuarzo con importantes zonas cataclásticas y procesos de episienitización en las paredes internas de las propias fracturas.
- c) Se presentan espaciadas a intervalos de varios kilómetros.
- d) Forman dos sistemas conjugados con las mismas características pero de direcciones NNE y ENE (Fig. 37).

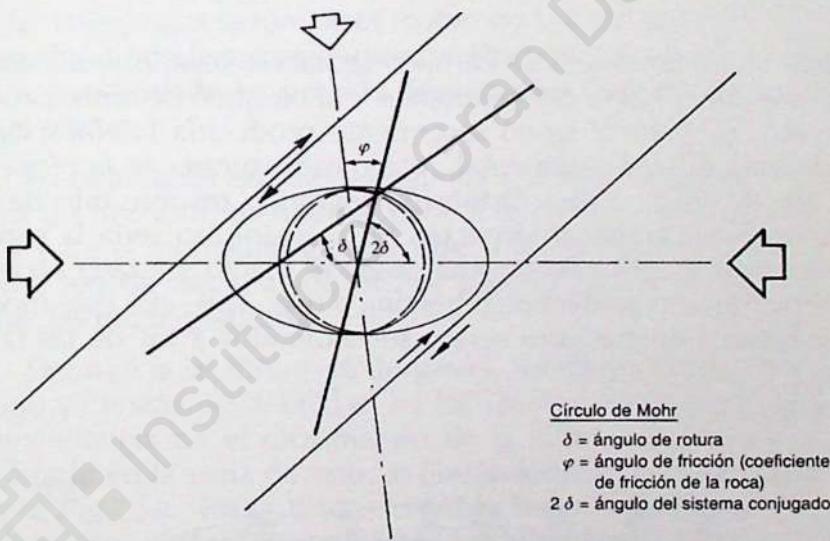


Fig. 37.- Sistemas conjugados NNE y ENE.

Se localizan mayoritariamente las de dirección NNE, al Este de la falla de Plasencia, y las de dirección ENE al Oeste de la falla de Muñico, quedando el bloque tectónico de la Sierra de Ávila, comprendido entre ambas fallas (Plasencia y Muñico), afectado exclusivamente por algunas fracturas en estas direcciones de trascendencia geomorfológica menor, todo lo cual nos induce a pensar que en el sector limitado por fallas profundas, éstas, junto con las ONO han disipado los esfuerzos compresivos de esa dirección E-O motivando quizás en ellas un movimiento dextral.

Las fracturas NNE cortan a los diques de pórfido del sistema E-O antiguo y han rejugado durante la tectónica Alpina en la vertical y con pequeños movimientos en la horizontal durante la apertura posterior de la fosa del Valle de Amblés. Las de dirección ENE han rejugado en la vertical creando escalones tectónicos en la rampa de Mirueña.

6.- Dentro de la geocronología de la fracturación tardihercínica después de la tectónica de desgarres (300 +/- 10 m.a. y 280 +/- 10 m.a.) se sitúa seguida en el tiempo una etapa de tectónica distensiva intrapérmitica que para el estudio de toda la cadena hercínica ha sido evidenciada de mayor importancia que la propia fase de desgarres, en el modelo evolutivo propuesto por LORENZ,V. y NICHOLLS,I.A. (1976).

Siguiendo a CAPOTE, R.(1983), «este modelo se centra fundamentalmente en la tectónica distensiva. Para estos autores todo el ámbito hercínico europeo formaría una región de tipo «Basin and Range» similar a la del Oeste Americano. Su desarrollo iría sujeto a un proceso de «doming» a escala continental como respuesta al ascenso desde el manto de material fundido generado sobre dos placas descendentes consumidas desde sendas zonas de subducción, una al Norte y otra al SE de Europa».

«Durante el Estefaniense y el Pérmico se habría llegado a una situación de colisión en el Norte del continente y al bloqueo de ambas zonas de subducción; el material ígneo ascendente produciría la elevación y emersión de todo el área continental, recién estructurada en la orogenia hercínica, dando lugar a una distensión regional, responsable de las fallas, grabens y semigrabens pérmicos». «El volcanismo sería la expresión superficial del ascenso de magma desde el manto y estaría en relación con el plutonismo posttectónico hercínico (Fig. 38)». «En este modelo los movimientos de desgarre serían subordinados a los de las fallas normales».

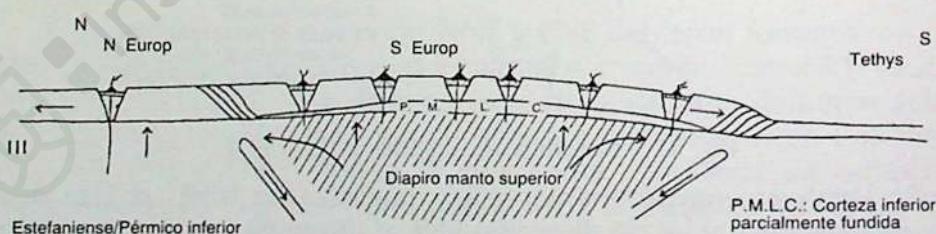


Fig. 38.- Interpretación de la tectónica tardihercínica durante el Pérmico como la propia de una provincia Basin and Range. Según Lorenz y Nicholls (1976).

En el Sistema Central Español, el volcanismo calcoalcalino de Atienza (CAPOTE op cit 1983), «puede suponerse como la manifestación

superficial del plutonismo posthercínico». El volcanismo comenzó en el Estefaniense y continuó hasta la mitad del Pérmico desarrollándose ampliamente en toda la Península. En el área de estudio los factores tectónicos pueden enmarcarse en este contexto dentro de la evolución del plutonismo tardihercínico general y regionalmente con una manifestación plutónica localizada con la intrusión de diques y al igual que en todo el Sistema Central con una fuerte actividad tectónica frágil que produjo la densa fracturación a todas las escalas geomorfológicas.

La edad de las rocas granítoides tardías en zonas próximas al sector estudiado (Villacastín) están fijadas en 278 +/- 16 m.a. MENDES et alt (1972). «El carácter bimodal, la composición química, la asociación a una tectónica de fracturación intensa y la amplia extensión superficial del volcanismo permo-carbonífero de la Península, le hacen equivalente al descrito para toda Europa (LORENZ y NICHOLLS op cit)».

Esta etapa de tectónica distensiva ha generado en otras regiones de la Península movimientos importantes de fallas en la vertical con la formación de horst y grabens que fueron fosilizados por la sedimentación de las facies rojas saxonenses (como en la Cordillera Ibérica). En el sistema central pueden considerarse también movimientos verticales de esta etapa aun cuando hayan sido desvirtuados durante su rejuego posterior en el Alpino.

En el área de estudio asociamos con esta etapa distensiva intrapér-mica un hecho trascendental para la posterior evolución morfoestructural y para el modelado granítico de la zona, tal es la generación de una densa red de fracturas de menor profundidad y un intenso diaclasado sobre las rocas graníticas.

Durante la tectónica de desgarres, los distintos esfuerzos habrían formado ya líneas de debilidad en los niveles mas superficiales. La mayor trascendencia en el movimiento de la falla de Plasencia, podría haber generado en la zona de estudio líneas de diaclasado próximas al modelo de la Fig. 39. Estas líneas de diaclasas siempre se presentan en planos conjugados, dependiendo sus direcciones del tipo de desplazamiento y de la intensidad del esfuerzo.

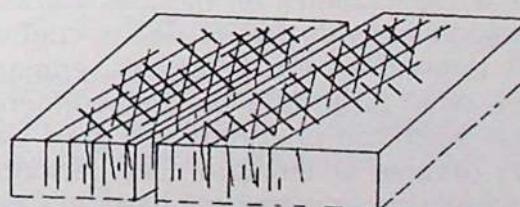


Fig. 39.— Planos conjugados de diaclasas.

Los factores determinantes de esta intensa fracturación:

- a) La elevación y fuerte erosión generalizada que tienen lugar sobre toda la cadena, y la actividad magmática en profundidad, propician la formación de desajustes en los distintos bloques tectónicos creando diferentes ritmos de elevación, con repercusión regional en el ascenso de los niveles estructurales, situando cerca de la superficie localmente a niveles magmáticos generados en profundidad.
- b) Las características petrológicas y las propiedades mecánicas de las rocas graníticas (que se rompen por distensión con un esfuerzo treinta y tres veces menor que por compresión BILLINGS,M. P. 1972), el avance progresivo hacia un estado de rigidificación hacia la superficie y el comportamiento frágil de este nivel ante los esfuerzos tectónicos.
- c) La fragmentación y el intenso diaclasado se producen dentro de un estado distensivo general por descompresión superficial PRICE, N.J. (1966).

Todos estos factores inducen a pensar que cuando los materiales más superficiales del batolito, por efecto de la denudación alcanzan la superficie topográfica, el conjunto granítico está compartimentado en grandes bloques tectónicos, que se han movido horizontal y verticalmente, y que presentan en los niveles de superficie una fracturación intensa y un denso diaclasado siguiendo fundamentalmente las direcciones estructurantes principales NE, ONO y N-NNE.

2.3.3. La tectónica Alpina.

El régimen distensivo que se establece para el conjunto de la Cadena durante el Pérmico Superior permanecerá activo durante todo el Mesozoico; comienza así el Ciclo Alpino, cuyos efectos geotectónicos van a estar condicionados y en gran parte dirigidos por las líneas de fracturación tardihercínicas, en general para el conjunto del Macizo Ibérico, y en particular en la formación del Sistema Central.

Siguiendo a CAPOTE, R. y CARBO, A.(1984) se pasará de la tectónica propia de una extensa «provincia» tipo «Basin and Range» para toda la cadena con activa tectónica en bloques y volcanismo intenso asociado, a la formación individualizada de las cuencas alpinas. Las fallas tardihercínicas impondrán sus directrices, enmarcando los bloques subsidentes que serán fosilizados por los sedimentos mesozoicos y terciarios y además ejercerán el control, en gran medida, sobre la tectónica compresiva durante el Terciario. Este periodo distensivo iniciado en el Pérmico Superior, se extenderá hasta el Cretácico Superior (80 m.a.) determinando la erosión y la sedimentación durante todo el

Mesozoico. Tras la generación de la tectónica de bloques en el Pérmico, con una distensión moderada; en el Triásico la distensión se acentuó, provocando un adelgazamiento cortical con importantes cambios en los efectos térmicos, que permitió la generación de magmas profundos y su ascensión a través de las fallas más profundas. Este proceso dió lugar a la ascensión del magma basáltico a través de la falla de Plasencia intruyendo el dique básico durante el Triás-Jurásico ? interpretado como un protorift abortado por GARCIA DE FIGUEROLA op cit (1974). En realidad no es un dique sencillo, sino un sistema complejo con ramificaciones que se desplazan del desgarre principal, indicando su carácter dilatacional, cuya intrusión se realizó posiblemente de forma lenta y repetida durante un periodo largo de tiempo; «SCHERMERHORN et alt (1978) le sitúan entre 186 +/- 6 m.a. y 148 +/- 8 m.a.; y TEIXEIRA y TORQUATO (1975) 220 +/- 13 m.a». es decir su edad oscila entre el Triásico Medio y el Triás-Jurásico. En cualquier caso parece claro que el dique debe intruirse coincidiendo con el periodo de máximo estiramiento en los niveles inferiores de la plataforma coincidiendo con la apertura del Atlántico, CAPOTE op cit; VEGAS y BANDA (1982) , Fig. 40.

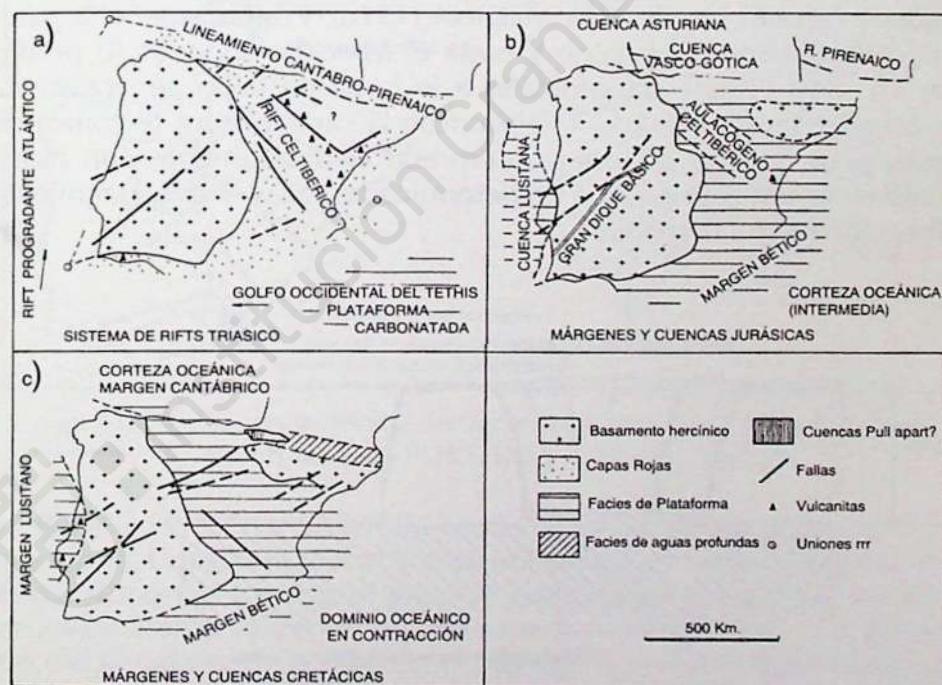


Fig. 40.- Márgenes y cuencas de las áreas de plataforma durante el Mesozoico en relación con la Península Ibérica, según VEGAS Y BANDA (1982).

En el Cretácico Superior el cambio de sentido del movimiento relativo entre las placas Euroasiática y Africana provocando una situación colisiva

sional, dió lugar a un régimen de esfuerzos compresivos en la placa Ibérica determinando el acortamiento intenso de las cadenas alpinas y la compartmentación en diversas unidades de la plataforma. Dada esta situación colisional, los esfuerzos compresivos se transmitieron desde las márgenes activas (donde se formaron las cadenas alpinas) con alternancia de dirección segun los esfuerzos transmitidos desde el margen Pirenaico o el Bético.

El comportamiento de los diferentes sectores de la placa fue determinado por las características litológicas, por el grado de fracturación tardihercínica y por la estructura profunda de la plataforma. Para el Sistema Central ROSALES et alt (1977) apoyados en estudios gravimétricos, indican que la línea de discontinuidad de Moho se encuentra mas alta bajo el bloque del Sistema Central, levemente por fallas, que las zonas adyacentes de la plataforma.

Ante los primeros esfuerzos compresivos durante el Paleoceno (NO-SO) se generaría un arqueamiento de la región central, de donde surgiría el Sistema Central (Fig. 41). Este arqueamiento o bóveda central para PORTERO y AZNAR (1984) se correspondería con la «Bóveda Castellano-Extremeña» de ALIA MEDINA (1976). Posteriormente a partir del Eoceno Superior-Oligoceno y hasta el Mioceno superior se producirían los movimientos diferenciales a lo largo de fallas generalmente preexistentes, tardihercínicas, originándose la característica tectónica de bloques pero que no podemos interpretar exclusivamente con movimientos en la vertical sino que en determinadas fallas el desplazamiento en dirección fue fundamental.

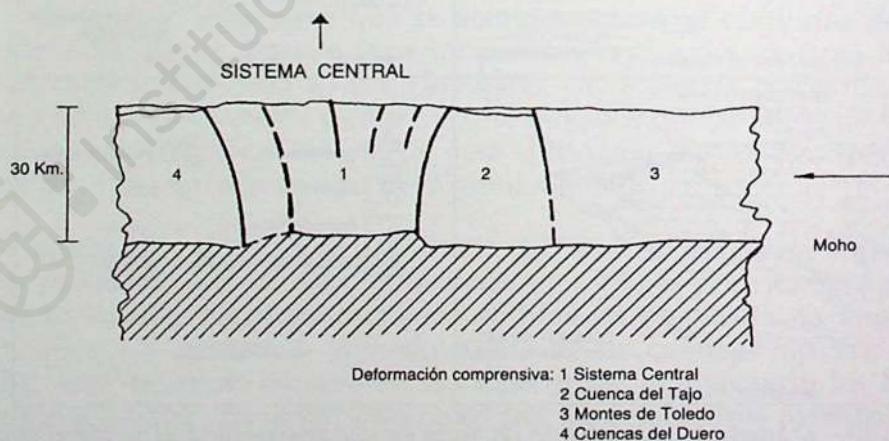


Fig. 41.— Deformación comprensiva según VEGAS y BANDA (1982)

La existencia de movimientos horizontales para el conjunto del Sistema Central durante los períodos de esfuerzos compresivos principales (Fig. 42) ha sido puesta de manifiesto por PORTERO Y AZNAR (1984) dentro de un modelo de tipo «romb-horst» en el que las cuencas terciarias interiores del Sistema Central como el Valle de Amblés se explicarían como cuencas «pull-apart».

Sobre la evolución alpina del Sistema Central, se han realizado diferentes investigaciones desde las de SCHWENZNER (1932) op cit.; nosotros presentamos aquí exclusivamente algunas de las conclusiones de los trabajos que desde nuestro punto de vista enlazan con la interpretación evolutiva que presentamos del área de estudio.

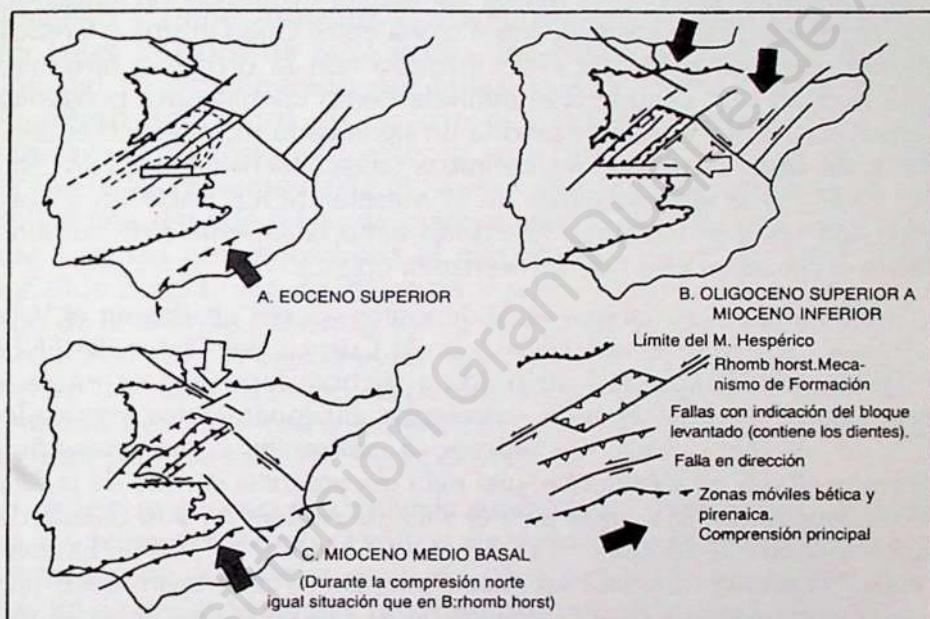


Fig. 42.- Evolución tectónica del Sistema Central según el modelo del Romb-horst de PORTERO y AZNAR (1984).

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L.(1954) en su trabajo sobre la morfología de la Cordillera Central Española, para el sector oriental de la misma, donde se localiza el área de estudio, «parten para el sector de Gredos en ambas vertientes de una superficie preocénica». «La deformación del Guadarrama la fijan en el Paleógeno y el movimiento de compresión principal, que cortó la región en dovelas anticlinales y en depresiones sinclinales de radio medio de curvatura ocurrió en el Miocene, probablemente a mediados del periodo». «La evolución subsiguiente varía en función de la edad que se atribuya a las superficies de erosión rocosas del piedemonte, que es difícil considerarlas como con-

temporáneas de las superficies culminantes, las cuales están enteramente desprovistas de relieves residuales». «Ante estos hechos plantean tres interpretaciones evolutivas: a) La fase orogénica mayor no produjo relieves enérgicos en la región hoy destacada. El levantamiento en horst se produjo en una segunda fase de dislocación y representaría una verdadera inversión tectónica. b) La fase orogénica principal levantó fuertemente el horst central. Pero la segunda fase de levantamiento comenzó antes de que la erosión regresiva, que atacó el piedemonte meridional estable, hubiese alcanzado la parte central. c) El movimiento de elevación del bloque central pudo continuar ininterrumpidamente sin fase de reposo, a partir de la primera compresión tectónica».

PEDRAZA, J. DE (1981) define las etapas evolutivas recientes del borde meridional del Sistema Central (zona entre Guadarrama y Gredos) partiendo de que el fin del ciclo iniciado con la orogenia hercínica queda marcado en la superficie definida como «penillanura poligénica heterocrona». «Esta superficie tendría un significado morfológico equivalente al de otras superficies ya definidas («Dachflache» de SCHWENZNER, 1937); o la «fundamental de la Meseta» SOLE SABARIS y cols. 1952), dado que se halla hoy formando tanto la superficie de cumbres como la de paramera (M3 de Schwenzner, op cit.).

Esta llanura es asociable a unos depósitos silíceos citados en el Valle de Amblés (UBANEL et alt. 1978) y en la Cuenca del Duero (JIMENEZ FUENTES, 1977). La edad atribuida a dichos depósitos es entre el Finicretácico y Eoceno. Pueden representar aluvionamientos estancados típicos de ríos que circulan por relieves ya casi seniles con drenajes muy deficientes. Todos ellos presentan una neta discordancia con los de la serie arcóstica, que los fosilizan, que para el Valle de Amblés ha sido datada del Oligoceno Medio (GARZON HEYDT y LOPEZ MARTINEZ, 1978). La síntesis evolutiva queda resumida en cuatro puntos: 1.-Los movimientos previos a la etapa arcóstica (fase Castellana de AGUIRRE et alt.) implican una elevación general en los terrenos que van a definir la Meseta produciéndose diferenciación respecto de los que van a formar las cuencas sedimentarias (delimitación de la franja de transición dinámica macizo-cuenca); 2.-Tras el episodio inicial, progresivo hundimiento de las cuencas (definición de las distintas fallas, durante la sedimentación de la serie arcóstica); 3.-Tras la colmatación de las cuencas arcósticas (Plioceno Medio) se inicia otra ruptura neta en la evolución del borde Sur (definición de los bloques autónomos por el funcionamiento de las fallas); y 4.-Subsidiencia selectiva en el borde de la Cuenca desde el Plio-Pleistoceno hasta el Holoceno.

UBANEL, A.G. (1977,1981) op cit. para el sector medio del Sistema Central «sin entrar en profundizar sobre los temas morfológicos, según sus propias palabras,» diferencia una serie de bloques que se han movido en la vertical y que han actuado como una unidad rígi-

da, en los que se producen basculamientos, elevaciones, hundimientos, sedimentación-erosión, etc. dando lugar a horst y grabens. Parte de la existencia de cuatro bloques tectónicos tardihercínicos cuyas estructuras ya pusiera de manifiesto VIDAL BOX (1937), diferenciando cuatro zonas elevadas o horst, de N a Sur: Sierra de Ávila, Paramera-La Serrota, Gredos y el Piélago; y dos depresiones o grabens en el mismo sentido: Valle de Amblés-Campo Azálvaro y Alberche. Refiriéndose a las unidades correspondientes a nuestra área de estudio «Grabén del Valle de Amblés y Horst de Ávila», propone para la formación del «Valle» una edad al menos Oligocena o anterior (Paleocena-Eocena) o incluso haber pertenecido a una cuenca más amplia de la que se individualizarían las actuales depresiones del Amblés y Campo Azálvaro. Los contornos son quebrados formados por fallas. El Horst de Ávila ocupa una banda situada entre la depresión del Duero (limitado por fallas) y el resto del Sistema Central haciendo límite por el Sur con el Valle de Amblés y el Campo Azálvaro, formando una extensa superficie de 1100 m. de altura, inclinada ligeramente hacia el Norte y que al Oeste de Ávila se desarrollan una serie de teclas de piano elevadas unas con respecto a otras que originan pequeños horst el más alto de los cuales se encuentra lindando con la falla de Plasencia y posee 1500 m. de altura. Al otro lado de la falla de Plasencia este gran bloque se descompone en otros menores siendo el más importante el Horst de Las Fuentes con alturas medias de 1500 m. si bien el punto más culminante está a 1700 m. El conjunto de este Horst y las anteriores «teclas» es lo que se conoce geográficamente como la Sierra de Ávila».

Sobre la génesis del Valle de Amblés, presenta como explicables los modelos de Lensen (1958) y de Arthaud y Matte (1977) para la formación de grabens, a partir de fallas de dirección; ambos, apoyados en la necesidad del movimiento en dirección de la falla de Plasencia, dejando explícita la posibilidad de que el origen del Valle de Amblés haya sido favorecido inicialmente por un movimiento de este tipo.

SANZ HERRAIZ, C. (1985) en su trabajo sobre el relieve del Guadarrama Oriental presenta un exhaustivo trabajo de síntesis sobre las interpretaciones evolutivas del Sistema Central definiendo las fases tectónicas durante el Alpino y la evolución morfológica; presenta además su propio esquema evolutivo resumido en seis puntos: 1.-El cabalgamiento del zócalo en los bordes de las Cuencas, dato en el que se apoyan las interpretaciones de una fase de compresión tardía en la evolución tectónica del relieve, puede ser explicado en el marco de una tectónica dis tensiva generalizada, apareciendo ésta como una interpretación más adecuada de la actual organización morfoestructural. 2.-Las últimas fases

de movilidad tectónica provocan fundamentalmente reajustes tectónicos que en los contactos de los horst con las fosas no excede de 100-200 metros, considerando a éstos como las deformaciones de edad Pliocena. 3.-Las formaciones de bloques no parecen sedimentos correlativos de bruscas deformaciones tectónicas, ya que pueden ser explicados por procesos morfoclimáticos por correlación con depósitos similares en áreas internas del macizo..4.-Los escalonamientos de bloques no corresponden a rellanos cílicos en la evolución del relieve sino a la forma habitual de deformación de los horst según su desplazamiento de diverso salto. 5.-Los «inselberg» de la rampa meridional, son pequeños horst localizados en una banda paralela a la gran falla del SE que forma el límite de la rampa con la cuenca del Tajo. 6.-Las fases tectónicas mioceñas son las que producen la deformación fundamental en este sector del Guadarrama.

2.3.3.1. La fracturación Alpina en el área de estudio.

En palabras de UBANELL, A.G. op cit. entendiendo como fracturas de este ciclo a aquellas generadas en los tiempos Alpinos, es decir desde el Triásico hasta la actualidad, en estos dominios del Sistema Central, no existe tal fracturación alpina.

Ciertamente «sensu stricto» resulta muy difícil diferenciar una falla preexistente (tardihercínica) que ha rejugado en el Alpino de otra a la que podemos atribuir exclusivamente su origen como alpina. Dada la densa red de fracturas tardihercínicas es lógico pensar que éstas, disiparon los esfuerzos compresivos alpinos, originando la reactivación, principalmente en la vertical, de las líneas mas estructurantes, originando en su rejuego la tectónica de bloques.

No obstante lo anterior, en el sector del Sistema Central estudiado, hemos asignado como correspondientes a este ciclo a una serie de fallas que enmarcan parte de la fosa del Valle de Amblés en una dirección E-O; que en nuestra opinión se desenganchan ligeramente de las fracturas principales de dirección ONO dejando no obstante explicitado en la descripción morfoestructural su posible alineación con las mismas. El estudio cartográfico de detalle, los depósitos correlativos y la observación de campo, nos llevan a plantear las siguientes consideraciones:

- 1.-En ambos bordes del Amblés (N y S) todas ellas cambian bruscamente de dirección (en un determinado punto), respecto de la fractura ONO a la que se asociaría la alineación.
- 2.-Cortan ses gadamente los afloramientos masivos graníticos estructurados en una dirección principal ONO.
- 3.- En las correspondientes al borde del macizo cristalino de Ávila se quedan drásticamente interrumpidas todas las fracturas de los sistemas NNE-ONO y NNO y NO, ante su intersección en el propio escarpe.
- 4.-Los sedimentos correlativos de la serie arcósica, en cambio lateral

neto hacia facies carbonatadas en el sector de Padiernos, hace pensar en movimientos más recientes para los sectores limitados por estas fallas. Y 5.-Su génesis puede asociarse a los propios efectos descompresivos locales en la apertura de la fosa del Amblés, ante la dirección general de esfuerzos de componente SE-NO del frente bético. Se han diferenciado las siguientes fallas, todas de dirección E-O:

- Falla de Ávila-Bascarrabal
- Falla de Muñopepe
- Falla de Pradosegar-Moñutello
- Falla de La Hija-Villaviciosa
- Falla de Mironcillo

Generan escarpes originales de falla en el borde del Amblés con el bloque cristalino de Ávila y hemos interpretado como de línea de falla a los del borde de La Serrota-Paramera por encontrarse la ruptura principal de pendiente en algunos sectores, entre los escarpes y una pequeña rampa que es la que hace el contacto con los materiales arcósicos. La descripción detallada de todas ellas está desarrollada ya dentro del capítulo general de fracturación (terdihercínico), correspondientes al Sistema E-O, por lo que aquí nos hemos limitado simplemente a enumerarlas dentro del ciclo Alpino.

2.3.3.2. Evolución morfotectónica.

El primer problema que se plantea a la hora de reconstruir la posible evolución morfotectónica del relieve, es definir de qué situación se parte, es decir definir de qué superficie antigua o sobre qué estadio paleogeográfico podemos referenciar los eventos acaecidos durante el Alpino.

Sobre el Sistema Central en el contexto del Macizo Hespérico se han presentado desde antiguo superficies que desde una u otra perspectiva intentan definir arrasamientos cuyas edades varían desde el Triásico hasta el Plioceno. Surgen así los conceptos de superficies «M1, M2», etc.(SCHWENZNER op cit.);el de «penillanura fundamental» (SOLE op cit.), o el de «penillanura poligénica heterocrona» (PEDRAZA op cit.); «superficie inicial» (SERRANO op cit.) que siempre plantean desde el punto de vista geomorfológico al menos dos grandes problemas: Su definición y su cronología.

Para nuestra área de estudio, hemos de enmarcar la interpretación de la evolución morfotectónica alpina, partiendo de esa unidad estructural mayor que es el Macizo Espérico. Podemos afirmar que una posible superficie pretriásica tiene escasa o nula importancia en el relieve actual, para el conjunto del Macizo Hespérico, aun cuando dentro de él pueda recono-

cerse en algún sector localizado. No obstante, sobre esa superficie, a la que nosotros hacemos mención exclusivamente como ente de referencia, sin asignarla valoración geomorfológica, actuaron los agentes morfogenéticos durante un periodo muy largo de tiempo con unas condiciones geotectónicas de gran estabilidad en un régimen de esfuerzos distensivos, generándose una destrucción general del relieve y una sedimentación de tipo continental y de plataforma de gran potencia que constituyen los materiales afectados por el ciclo alpino. De la sedimentación Mesozoica no existen materiales en el área estudiada, es decir existe un vacío sedimentario que incluiría desde las facies «Buntsandstein» (areniscas rojas del Triásico), hasta el Campaniense en el Cretácico final, con la excepción de un pequeño afloramiento de depósitos de borde atribuido al Cretácico final en el Campo Azálvaro, al Este de Ávila y muy próximo a nuestra área de estudio; situado en una línea de dirección NO-SE sobre la que se ha trazado por varios autores la costa mas occidental del mar cretácico.

Así para nuestra zona , si hubo sedimentación mesozoica continental durante todo el Mesozoico, no existen indicios, en cambio sí hay pruebas convincentes de que los mares mesozoicos no llegaron hasta aquí, de todo lo cual se deduce que el bloque cristalino de Ávila, por una parte siempre estuvo emergido durante el Mesozoico y por otra, expuestos sus materiales graníticos y metamórficos directamente en superficie, sin cobertura sedimentaria.

De esta forma, la superficie heredada de este periodo al igual que en otras zonas del Macizo, puede definirse como deformada y degradada por varios ciclos de reactivación y de erosión que actuaron sobre diferentes superficies que habrían sido a su vez atacadas por distintos procesos de alteración, mereciendo por tanto la calificación de poligénica y policíclica, dentro de las denominadas por MARTIN SERRANO (1988,1991) «superficies de regradación». Por todo lo cual puede quedar definida como superficie prepaleocena, una peneplanicie producto de la degradación poligénica y policíclica de una antigua superficie de referencia pretriásica.

Antes de seguir con la evolución morfoestructural de la zona, conviene reseñar algunas consideraciones acerca de las condiciones paleoclimáticas que afectarian a la zona en el Cretácico Superior-Paleógeno. La actividad geotectónica durante el Triásico y el Jurásico hace que se rompa la Cadena Hercínica quedando afectada por fragmentación también la Plataforma Ibérica y situada entre dos grandes mares que invaden transgresivamente amplias áreas antes emergidas; de esta forma, en un ambiente Marino las condiciones climáticas marcadas por la continentalidad serían muy suavizadas, pasando quizá a un régimen húmedo pero manteniendo un régimen térmico elevado por su posición relativa sobre el trópico.

Estas condiciones paleoclimáticas de constante alta temperatura y con humedad, aunque con variaciones oscilantes, de tipo tropical, debió permanecer durante todo el Paleógeno siendo más marcada la tendencia a la aridez cuanto más se avanza en el tiempo dentro ya del Oligoceno JIMENEZ FUENTES, E.(1974).

Estas condiciones biostásicas favorecerían una meteorización química muy activa con especial intensidad sobre las rocas graníticas generando potentes mantos de alteración. El desmantelamiento parcial de los materiales terrígenos del regolito, previamente lavados sus productos solubles, en un régimen lluvioso, pasarían a construir por las aguas superficiales, depósitos que corresponderían a las facies siderolíticas Paleocenas. En nuestra zona de estudio estos depósitos estarían representados por la serie basal siderolítica de la Cuenca, en el afloramiento al Sur de Blascomillán y otros retazos adosados al borde del bloque cristalino de Ávila, tanto en su límite con la Cuenca del Duero como con el Valle de Amblés.

Por todo lo anterior, la superficie que interpretamos como fundamental, de partida, cuando comienza la elevación general del Sistema Central durante el Paleoceno, es una superficie poligénica o policíclica, peneplanizada, morfológicamente senil, en la que existe una dinámica de tipo biostásico que genera un manto de alteración en el que el frente de meteorización, posiblemente tendría mayor progresión en profundidad que la dinámica erosiva propia de la paleosuperficie topográfica. Este profundo manto de alteración no progresaría de manera lineal, sino selectiva, puesto que el basamento granítico, se encuentra intensamente fracturado. La densa red de fracturas y diaclasas marcarían las líneas de debilidad por donde progresaría con mayor incisión el frente de meteorización MOLINA, E.(1991).

La primera elevación general del Sistema Central en este periodo tiene lugar durante el Paleoceno; el sector correspondiente al bloque cristalino de Ávila participaría de esta dinámica compresiva, elevándose en su conjunto; aunque conviene precisar que es una zona de borde dentro de la anteclise del conjunto de Gredos y que se encuentra partida tectónicamente, a nivel de toda la plataforma, por la falla de Plasencia. Existen por lo tanto unos elementos estructurantes a escala regional que en nuestra opinión van a jugar un papel fundamental en la morfogénesis local del sector estudiado. Partiendo del modelo evolutivo general para el Sistema Central, existiría una deformación vertical tipo bóveda de gran radio de curvatura donde el eje axial de esa posible anteclise se situaría en la zona central del Macizo de Gredos y en una dirección NE-SO, en la que el sector del bloque de Ávila quedaría localizado en el flanco NO en la zona mas alejada del eje axial, (Fig. 43).

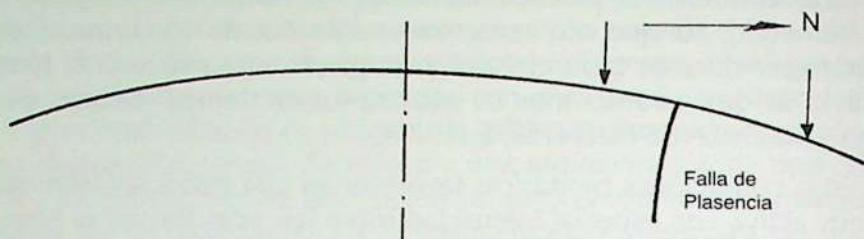


Fig. 43.- Situación del bloque de Ávila respecto a la estructura en bóveda o anteclise del Macizo de Gredos.

A escala real, para el tramo comprendido entre la superficie de Cardeñosa a 1100 m. de altitud y la del altiplano de la Paramera a 1500 m. (con una distancia horizontal de 25 Km.) y aplicando al cálculo las necesarias ponderaciones (por tramos de pendiente continua), podrían formar parte de una misma rampa antigua con una pendiente del 0,56 %. En esta observación, podría decirse que no existe nada nuevo, puesto que ya BIROT y SOLE (1954), para describir la superficie al Este de Ávila dicen literalmente: «Al Oeste del Valle del Voltoya (Este de Ávila) se da la singularidad de poder pasar de la Cuenca de Castilla la Nueva a la de Castilla la Vieja sin atravesar ningún escarpe de falla. Una amplia plataforma rocosa se eleva lentamente desde 1100 a 1200 m. y a una decena de kilómetros al Este de Ávila pasa debajo de una especie de istmo que separa la fosa del Alto Voltoya (Campo Azálvaro) y el Valle de Amblés. Después la pendiente se acelera sin tomar el aspecto de un escarpe. En 3 Km. se pasa de 1200 a 1400 m. hasta alcanzar la superficie culminante de La Paramera de Ávila que desciende progresivamente hasta la región de Cebreros. El corte descrito permite interpretar la acentuación de la pendiente entre 1200 y 1400 m. como resultado de una flexión que afecta a la superficie culminante de La Paramera».

En efecto, esta gran superficie o rampa ha sido puesta de manifiesto por nosotros mediante el análisis interpretativo de un modelo digital del terreno (M.D.T. fig.38) realizado a tal efecto y que junto con otras observaciones ha permitido elaborar las siguientes consideraciones:

1.-La superficie que podemos considerar como la heredera de la paleocena, o prepaleocena interpretada por nosotros como la fundamental de partida, es la que se sitúa entre los 1100-1250 m. de altitud y que se localiza en torno a la ciudad de Ávila y hacia el Norte, hasta el límite con la Cuenca del Duero.

2.-Es en este sector al Norte de Ávila donde se sitúa a menor altitud de todo el bloque cristalino, por donde se ha encajado el río Adaja.

3.-No puede afirmarse que en este sector de Ávila el bloque cristalino está basculado hacia la Cuenca del Duero, sino mas bien forma una peana de la que puede calcularse una pendiente general hacia el Norte del 0,56% que correspondería a su posición inicial dentro del conjunto (Fig.44)

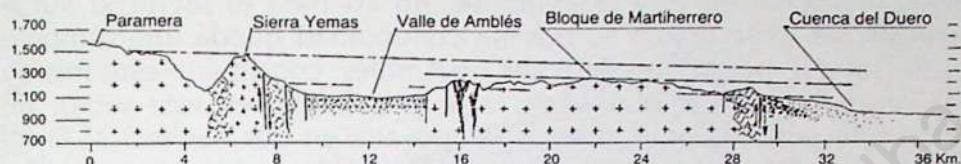


Fig. 44.- Corte morfoestructural sobre todo el conjunto de la rampa antigua desde La Paramera hasta la Cuenca del Duero en el sector al Oeste de Ávila.

4.-Sobre este corte, en el sector del bloque de Ávila, que podemos considerar como el de la zona mas estable tectónicamente, hemos interpretado el posible manto de alteración de la paleosuperficie de partida, aceptando que la topografía actual corresponde a la degradación de una superficie grabada premiocena, en la que podemos observar restos del manto de alteración de varias decenas de metros de potencia y la propia superficie grabada que puede observarse posiblemente conforme a su posición de partida, sobre el afloramiento de granitos aplíticos del Sur de Cardeñosa, donde el manto ha sido desmantelado por completo (Fig.45).

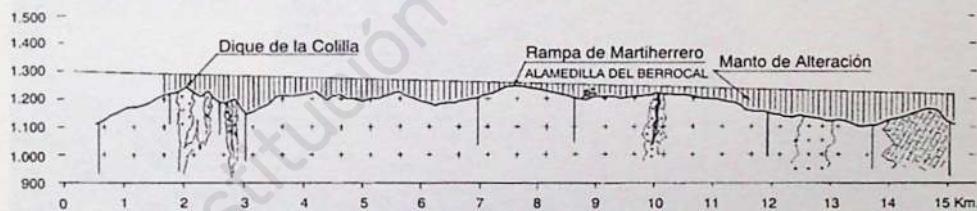


Fig. 45.- Corte en la Rampa de Martiherrero. Manto de alteración.

La potencia del mismo deducible en este sector, habría sido superior a los 120 metros para las partes mas profundas.

5.-Esta superficie degradada premiocena, partiendo del borde del zócalo con la Cuenca del Duero, en el sector de Mingorría-Cardeñosa, asciende en graderío a través de pequeños escalones tectónicos articulados en dos direcciones, una hacia el Sur y Sureste a lo largo de 25 Km. que asciende hasta los 1500 metros para formar el altiplano de las Parameras (en La Paramera y la Cuerda de los Polvisos) y otra hacia el Suroeste a lo largo de 16 Km. que asciende hacia Canto Cachado formando en esta dirección una superficie a los 1450 metros de altitud que puede reconocer-

se en el cerro de Tejoneras y en Navagorría, destacándose entre ambos el relieve de Canto Cachado y del Cerro Bajero (M.D.T.Fig.47).

6.-La continuidad topográfica de esta superficie entre el borde de la Cuenca del Duero y La Paramera en el sector al Este de Ávila (BIROT y SOLE op cit.) es evidente; no así para el sector al Sur y Suroeste de Ávila donde su posible continuidad queda interrumpida drásticamente por la fosa del Valle de Amblés, constituido este mismo por varios bloques hundidos de la propia rampa, en este sector de Ávila. Esta posible continuidad está apoyada en dos hechos: a) En el sector de La Paramera que limita con el Valle de Amblés existen relieves menores que se adelantan del horst principal hacia el Amblés (Sierra de Yemas 1460 M.; Peña Bermeja, Castillo de Villaviciosa, Umbría de Robledillo, todos ellos a 1500 metros de altitud), cuyas superficies culminantes son aplanadas, antiguas y se enrasan con la superficie de 1100-1250 metros del bloque de Ávila (Fig. 46), manteniendo la pendiente inferior al 1% calculada para la superficie de partida o fundamental de la rampa.

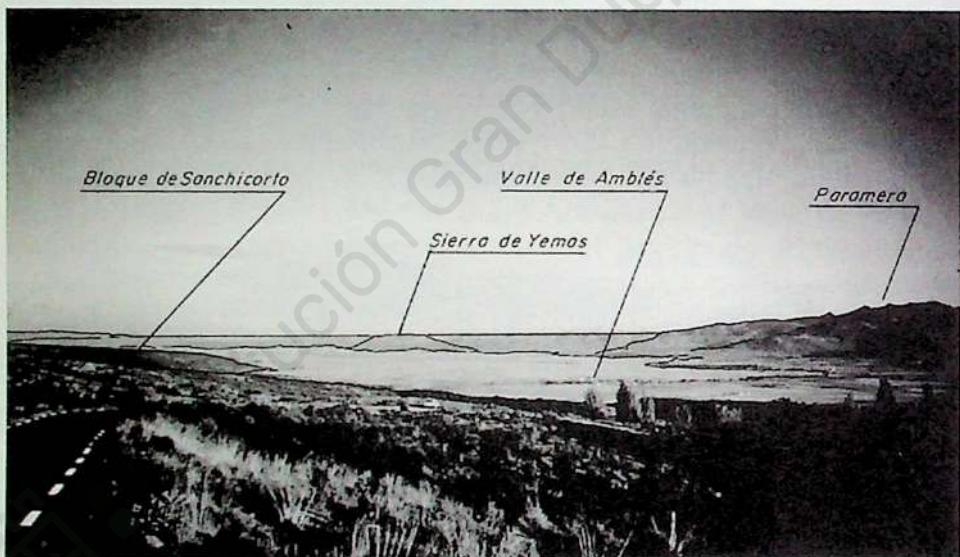


Fig. 46.- Enrase topográfico de La Paramera y el Bloque Cristalino de Ávila.
Valle de Amblés.

Y b) El sector mas occidental del bloque cristalino de Ávila que culmina en el Altiplano de Villanueva del Campillo (1500 m.) constituye una rampa que se resuelve en graderío ininterrumpidamente (al igual que el sector al Este de Ávila y en su misma dirección desde los 1030 metros en San García de Ingelmos y a lo largo de 23 Km. El cálculo ponderado para la pendiente de la superficie de partida se sitúa para este sector occidental en el 0,91 % (Fig.48).

PERSPECTIVA E-O DEL TERRENO. LA SIERRA DE AVILA

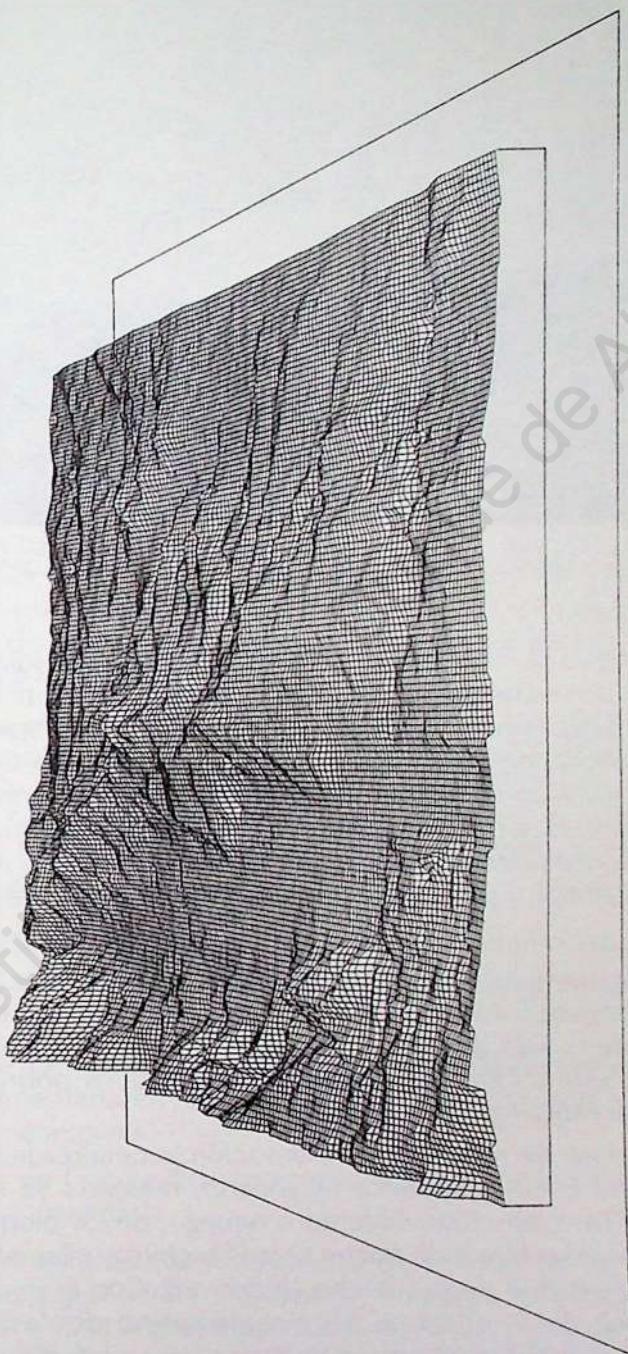


Fig. 47. Modelo perspectivo a partir del Modelo Digital del Terreno

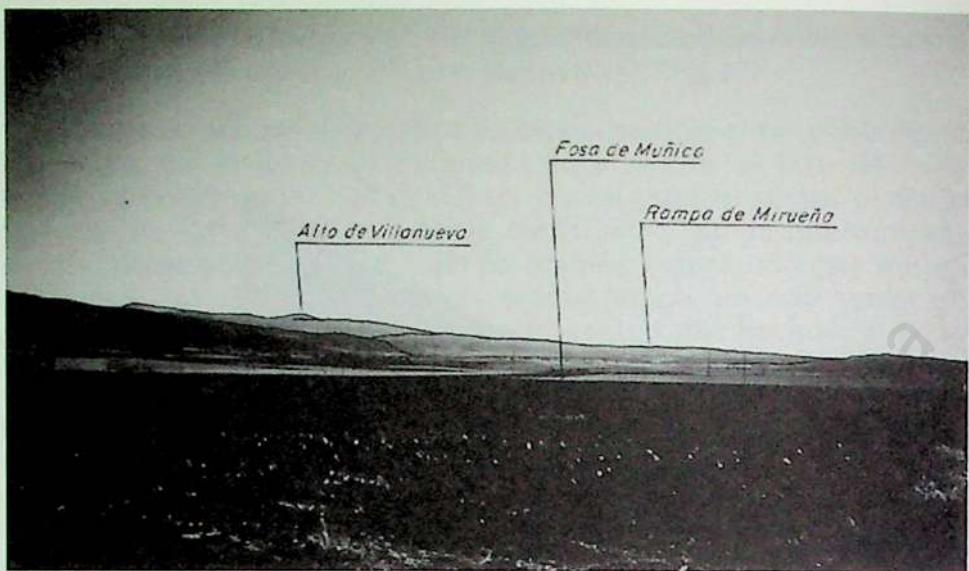


Fig. 48.- Enrase topográfico de la Rampa de Mirueña con el Altiplano de Villanueva.

En virtud de estas consideraciones, el espacio estudiado se articularía a partir de un segmento de la Plataforma Ibérica, ligeramente abovedada en la que, afectada regionalmente por los esfuerzos compresivos de componente Bético, con probabilidad en el tránsito Eoceno-Oligoceno las fallas tardihercínicas más importantes de dirección NE, experimentarían reajustes en ambas componentes, dirección y vertical, dirigiendo, transformando o disipando esfuerzos; de tal forma, que empezaría a individualizarse el Sistema Central, y en su contexto, el Bloque Cristalino de Ávila.

En este sentido atribuimos la mayor trascendencia morfotectónica local a la apertura de la fosa del Amblés a partir de la acción de esfuerzos distensivos locales generados por el desplazamiento, en dirección y vertical de la falla de Plasencia que vertebraba todo el movimiento de bloques en este sector. Los movimientos relativos podrían visualizarse a través del esquema de la figura 49.

Esta fase de movimiento y elevación generalizada que tendría lugar durante el Eoceno Superior-Oligoceno, marcaría ya selectivamente el distinto ritmo, en el movimiento o reajuste, de los bloques estructurados por las grandes líneas de fractura tardihercínicas y las consecuencias geomorfológicas que de ese hecho se derivan. Con el inicio de la apertura de la fosa del Amblés, el bloque cristalino de Ávila sería afectado por una redistribución de esfuerzos cuyas consecuencias podríamos cifrarlas en la creación de dos zonas morfotectónicas configuradas a ambos lados de la falla de Plasencia: Una formando el bloque NO de la

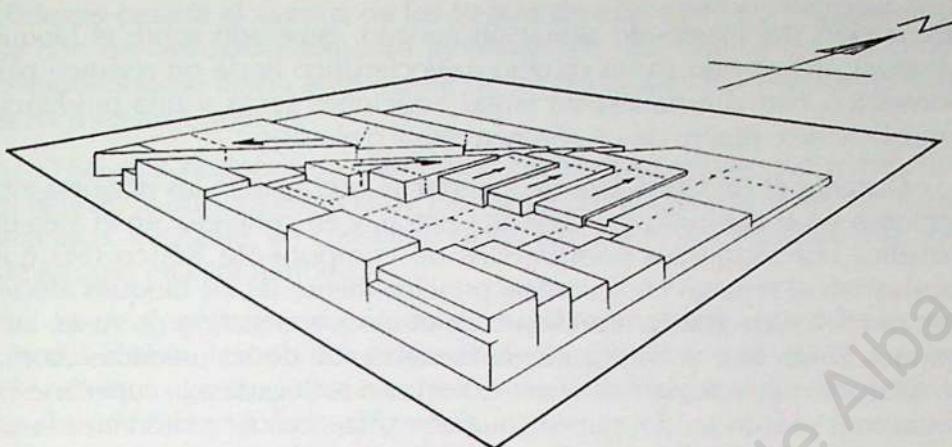


Fig. 49.- Esquema de movimiento de bloques en la apertura de la Fosa del Valle Amblés

misma, que respondería a un levantamiento progresivo del labio superior de la falla con basculamiento generalizado del bloque hacia el NO, y otra formando el sector SE donde tiene lugar la apertura del Amblés, que genera por una parte, el hundimiento progresivo de los bloques individualizados por la distensión local y por otra la elevación relativa del bloque de Ávila al Este de la falla de Plasencia.

Esta dinámica selectiva generaría localmente una determinada aceleración de los procesos morfogenéticos acentuándose las diferencias de ritmo, provocando una mayor eficacia en la formación del relieve; de tal forma que en las áreas en ascenso, el ataque erosivo al manto de alteración progresaría hasta dejar la superficie expuesta al exterior, con las siguientes consecuencias:

- a) Pérdida de masa.
- b) Pérdida de las condiciones fisicoquímicas del frente de alteración, con la paralización de los procesos.
- c) Cambio de ritmo morfogenético en las distintas superficies, con acumulación sedimentaria en las zonas bajas y la consiguiente profundización del frente de alteración.
- d) Exposición de la superficie grabada a los agentes morfogenéticos con su destrucción progresiva.

Las series sedimentarias que se asignan como correlativas de esta actividad tectónica, corresponderían al Oligoceno-Mioceno Inferior, formadas por unos depósitos microconglomeráticos estratificados, con matriz arcólica y niveles carbonatados, que en el Valle de Amblés se apoyan directamente sobre el propio zócalo cristalino y que se sitúan estratigráficamente en la base de la serie arcólica miocena. Estos depósitos proceden de la

destrucción del manto de alteración antiguo, generado sobre el bloque cristalino, denotando ya un cambio paleoclimático hacia un régimen pluviométrico con alternancia de largas estaciones secas y una tendencia hacia la aridez, dentro de un régimen térmico elevado.

Durante el Mioceno Medio-Superior se producirían las mayores elevaciones en el conjunto del Sistema Central, y en concreto, en el área de estudio, con esfuerzos compresivos de componente Bético (SE) que motivarían el reajuste en la vertical principalmente de los bloques afectados por fallas de gran profundidad. En el bloque cristalino de Ávila, atribuimos a esta fase la configuración fundamental de las unidades morfotectónicas, que articulan el relieve actual con la llegada a la superficie de rocas más profundas del plutón, que con una estructura domática local, constituyen los macizos de Cerro de Gorría y de Las Fuentes, que se levantan en el bloque limitado por las fallas de Plasencia y Muñico. Este hecho puede interpretarse como generador de una inversión morfotectónica del relieve.

La elevación selectiva de este sector central del bloque de Ávila, provocaría el reajuste ascensional de todo el bloque cristalino de Ávila, resolviéndose con una elevación en graderío, apoyada en las líneas de fractura destacándose el nivel general del bloque cristalino por el hundimiento relativo de la Cuenca del Duero y de la fosa del Amblés.

Esta actividad morfotectónica principal puede atribuirse a la fase «Castellana y Neocastellana (1^a Stairica) PEREZ GONZALEZ, A. et alt (1971) y AGUIRRE, E. et alt (1976) responsable del plegamiento del Paleógeno y Mioceno Inferior de los bordes de la Cuenca del Duero en el contacto con el bloque cristalino, cuyos materiales se presentan discordantemente bajo las series arcósicas del Mioceno Medio y Superior. La serie sedimentaria correlativa a esta fase tectónica estaría formada por las series arcósicas, tanto en la Cuenca como en el Valle de Amblés. Para la Cuenca estas series de arcosas fangosas, desorganizadas, con una proporción de cantos progresiva hacia los bordes, hasta el contacto con el zócalo, corresponden al Astaraciense Superior y principalmente al Vallesiense en el Mioceno Final.

La inestabilidad relativa del bloque levantado tendría efectos de cabalgamiento y reajustes en dirección en sus bordes generando escarpes de falla que hemos interpretado, según los sectores, como de fallas inversas y/o normales, en los que ha permanecido una dinámica gravitacional que se ha prolongado con toda seguridad hasta el Cuaternario.

Durante este periodo la dinámica morfogenética debió ser muy activa en superficie, correspondiendo a paleoclimas áridos con régimen pluvial espasmódico con dinámica torrencial con gran capacidad de arrastre e intensa destrucción de la superficie grabada del zócalo. Bajo estas con-

diciones cesaría el avance de los frentes de alteración correspondiendo con un desmantelamiento generalizado del manto de alteración, comportándose como área fuente de los materiales sedimentarios depositados en las Cuencas.

Hay que destacar, en este punto, las consecuencias que tiene sobre el relieve, la distinta eficacia de los agentes morfogenéticos en un bloque granítico, inestable, en constante elevación, como corresponde a la zona de estudio en este periodo.

La morfogénesis sería desequilibrada, entre las áreas mas bajas dentro del bloque levantado, mas estables, y las zonas sometidas a fuerte elevación progresiva, como correspondería al bloque entre las fallas de dirección NE de Muñico y Plasencia.

Las zonas en constante elevación, serían destruidas con mayor rapidez, aflorando en superficie, progresivamente, capas mas profundas del zócalo, dando una morfología estructural constantemente renovada, mientras en las zonas de peana, el modelado puede protegerse mas eficazmente, generándose una morfología senil conservando niveles y formas heredadas incluso de la superficie fundamental de partida prepaleocena.

En resumen, para el bloque cristalino de Ávila, podríamos interpretar que al final del Mioceno, la conjunción de una dinámica morfotectónica local (dentro del conjunto del Sistema Central) con una actividad morfogenética específica, habrían generado la configuración de un relieve muy aproximado al actual en su estructura fundamental, donde las grandes unidades morfoestructurales podrían definirse así:

1.-Un bloque de zócalo (denominado de Ávila) ligeramente levantado respecto del bloque deprimido que forma la Cuenca del Duero, cuyo límite con ésta, presenta un trazado irregular provocado por el hundimiento de pequeñas dovelas (como en el caso de la fosa de Muñico); que además presenta una morfoestructura en rampa con elevación general hacia el Sur, Sureste y Suroeste, constituyendo el enlace con la superficie de parameras de la alineación de La Paramera-La Serrota; en el que se habría labrado una superficie poligénica, con morfología senil, derivada de la superficie fundamental de partida y de la grabada premiocena.

2.-Un bloque de zócalo hundido, que constituye la fosa del Amblés, formado a expensas de un sector deprimido del propio bloque-rampa de Ávila, fragmentado en dovelas, cuyas líneas quedan trazadas en las propias direcciones de los escarpes que cierran quebradamente la depresión; y que se interpone entre el bloque de Ávila y el de la alineación de La Paramera-La Serrota. Se encontraría fosilizado por una potente sedimentación principalmente arcósica, configurando

una cuenca interior, cerrada, en la que existirían zonas lagunares y palustres.

3.-Un bloque levantado en dirección NE elevado sobre el nivel general del bloque-rampa de Ávila, limitado por las fallas de Plasencia y de Muñico, que destacaría en superficie con una morfología adaptada estructuralmente a su propia forma domática. Vease el M.D.T. figura 47 y figura 50.

El Mioceno Final (Vallesiense), cuyo techo sedimentario en los depósitos del centro de la Cuenca del Duero está definido por las calizas con gasterópodos de la superficie del Páramo, tuvo lugar en un ambiente sedimentario algo más húmedo y estable, formándose las áreas lacustres en las zonas distales de la Cuenca PEREZ GONZALEZ, A. (1979). La superficie de colmatación de este ciclo en la Cuenca correspondiente ya a la base del Plioceno (Rusciniense), queda interrumpida por una nueva fase tectónica de elevación generalizada, que cambia los procesos sedimentarios por los erosivos en la Cuenca, y una reactivación del relieve en bloques, en el Sistema Central. Esta fase deformativa ha sido definida como «Fase Rodánica o Iberomanchega» por ACUIRRE et alt. (1976) «dando origen a amplios pliegues que en ocasiones se acompañan de estructuras menores» en la Cuenca. A esta fase atribuimos una parte muy importante de la reactivación del relieve en la zona de estudio, ya que debió propiciar la elevación general del bloque de Ávila y Las Parameras, quedando destacados en su conjunto por escarpes sobre la Cuenca del Duero. En el interior, la Fosa del Amblés, quedaría limitada por escarpes trazados sobre las líneas de falla reactivadas y por escarpes sobre fallas propiamente alpinas de dirección E-O.

El Bloque de Ávila en su conjunto, pudo haber basculado ligeramente hacia el NO, cobijando en algún sector materiales de la Cuenca (falla de Monsalupe BIROT y SOLE op cit) aun cuando estos autores no admitan para este accidente una edad posterior al Mioceno, y por un efecto de cabalgamiento del bloque levantado, se acentuarían los saltos de falla que se han interpretado como inversas, considerándolas como de respuesta antitética por ser fracturas de borde, en el límite del Bloque de Ávila con la Cuenca del Duero en la zona de Monsalupe, de Muñico y de Bularros.

En el Valle de Amblés, podrían atribuirse a esta fase los escarpes de falla que hemos interpretado como alpinas, o al menos su significación geomorfológica actual. Para alguna de estas fallas ha sido reconocida una edad relativamente reciente, al menos para los escarpes del borde del Amblés con el Bloque cristalino de Ávila por BIROT y SOLE op cit (1954), quienes al referirse a este sector del Amblés, dicen lite-

ralmente: «El contacto con el sector oriental del escarpe de falla es tan brutal que hay que suponer que el depósito es anterior a la falla». En efecto, en este sector, que interpretamos como el situado al Norte de Padiernos, existen en contacto con el zócalo del basamento del Amblés, algún retazo de sedimentos microconglomeráticos con intercalaciones carbonatadas correspondientes al Oligoceno-Mioceno Inferior, sobre el que se apoyan las series arcósicas miocenas, y son a estos depósitos a los que se refieren los citados autores puesto que los describen como «arenoso arcillosos».

Durante todo este periodo de elevación generalizada, la actividad erosiva en los bloques elevados cristalinos debió ser muy intensa, en un ambiente paleoclimático árido, generándose una morfología mas en resalte, por efecto de la erosión diferencial, siendo desmantelados en gran parte los materiales del manto de alteración. Esta dinámica erosión-acumulación generaría por una parte, el modelado de los grandes relieves residuales del bloque rampa de Ávila, sobre los materiales graníticos y haces de diques y de los relieves residuales de Solana de Rioalmar sobre los materiales metamórficos; y por otra, la acumulación de potentes niveles de facies margosas que fosilizarían las zonas deprimidas en la Cuenca, e incluso la propia dinámica de ésta, fosilizaría superficies de las calizas con gasterópodos del Páramo, en el centro de la Cuenca, al Norte de nuestro trabajo; esta sedimentación Rusciniense Superior-Villanyense Inferior (cartografía geológica del I.T.G.M.E) iría seguida de un ambiente sedimentario mas húmedo y estable que crearía de nuevo un ambiente lacustre generalizado con las «calizas del segundo páramo» en el interior de la Cuenca.

Esta alternancia paleoclimática a lo largo del Plioceno, asociada con los impulsos tectónicos y reajustes en los bordes de los bloques levantados generaría en la zona de estudio, la estructura fundamental de los grandes relieves residuales en resalte, adaptados a las condiciones petrológicas y mecánicas de las rocas graníticas, junto con las líneas de depresión tectónica y valles de fractura, desmantelando los materiales de las zonas de trituración asociadas a las grandes fallas.

Nuevas elevaciones y reajustes tectónicos han sido evidenciados para los bordes de la Cuenca durante el Plioceno, de las que destacamos la fase «Iberomanchega 2» de PEREZ GONZALEZ, A. (1979), cuyos depósitos correlativos les sitúa formando la superficie prerraña, correspondiendo a facies medias de abanicos, en las que se instalan localmente canales conglomeráticos, refiriéndose al sector de Ojos Albos al Este de nuestro trabajo.

LA SIERRA DE ÁVILA

Esquema de bloques

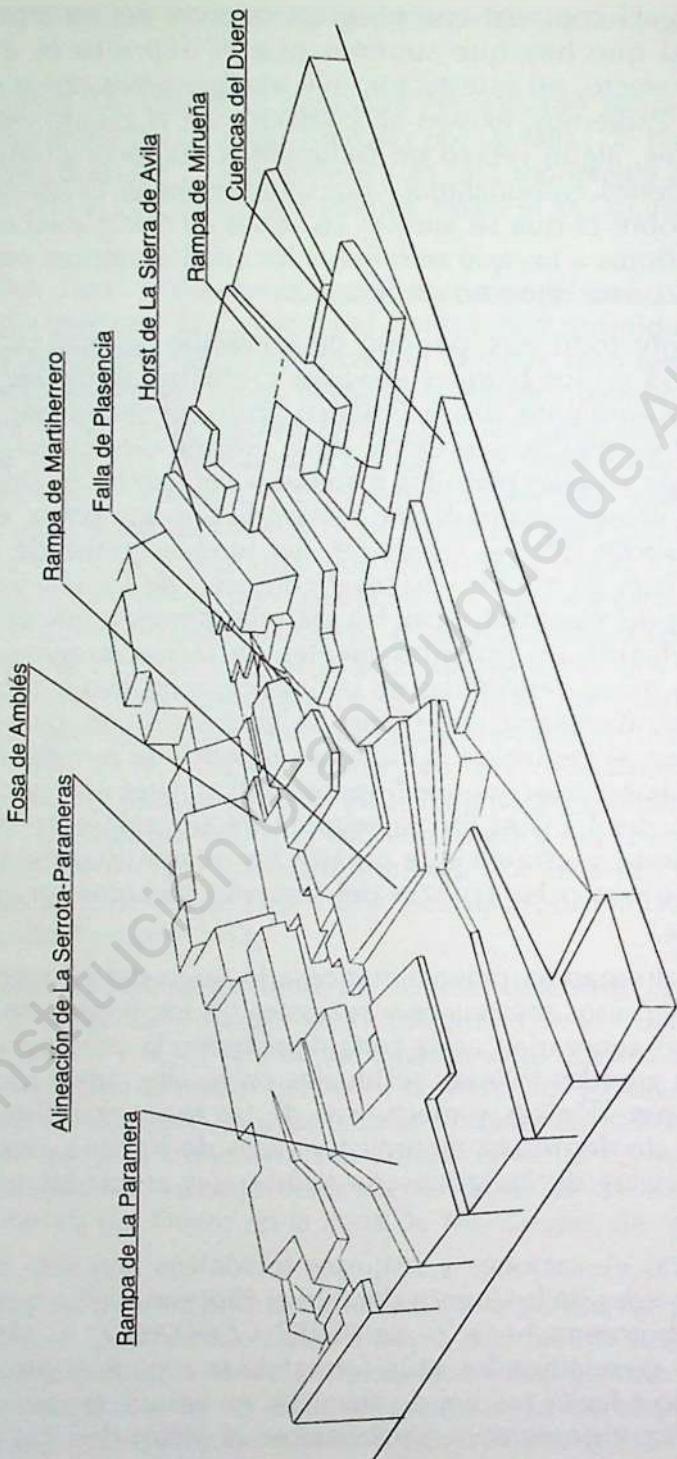
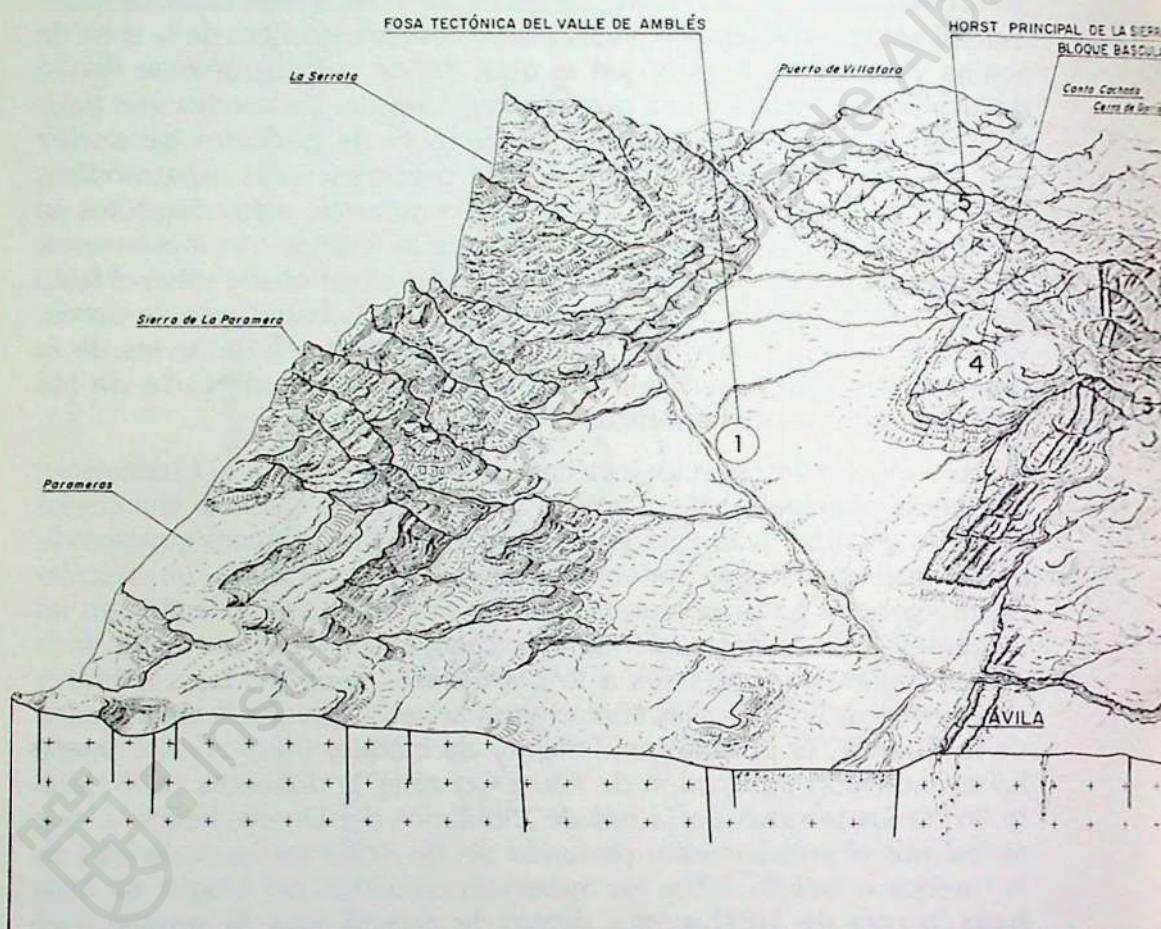


Fig. 50.-Esquema de bloques

En nuestra opinión, para la zona de estudio, tanto en el borde de la Cuenca del Duero como en el Valle de Amblés, podemos asociar determinados depósitos con movimientos de reactivación del relieve, que podríamos situar como Plio-Cuaternarios e incluso Pleistocenos, puesto que también aparecen en la base del macizo de Cerro de Gorría, sobre la superficie de la rampa en Balbarda, y sobre la superficie desmantelada de la zona de trituración de la falla de Plasencia. Este tipo de depósitos hay que asociarlos también paleoclimáticamente, puesto que presentan una composición fanglomerática con cantos angulosos y subangulosos en una matriz arenoso-arcillosa de color oscuro pardo que podrían proceder de la destrucción de un manto de alteración o de niveles edáficos (paleosuelo) antiguos generados en los materiales metamórficos de la zona de Solana y Mirueña, puesto que es aquí donde verdaderamente tienen desarrollo kilométrico y una potencia regularizada. Las condiciones paleoclimáticas corresponderían a alternancia de períodos de aridez con estación fría, junto a períodos de precipitaciones espasmódicas pero de gran capacidad de arrastre. Ciertamente, estos depósitos se localizan en la base de escarpes a los que asociamos con movimientos recientes en el Valle de Amblés, en el escarpe desarrollado sobre el labio superior de la falla de Plasencia que se sitúa en la base Cerro de Gorría, y formando una superficie casi horizontal en los interfluvios de la Cuenca del Duero en la zona inmediatamente al Norte de los relieves residuales metamórficos de Solana de Rioalmar.

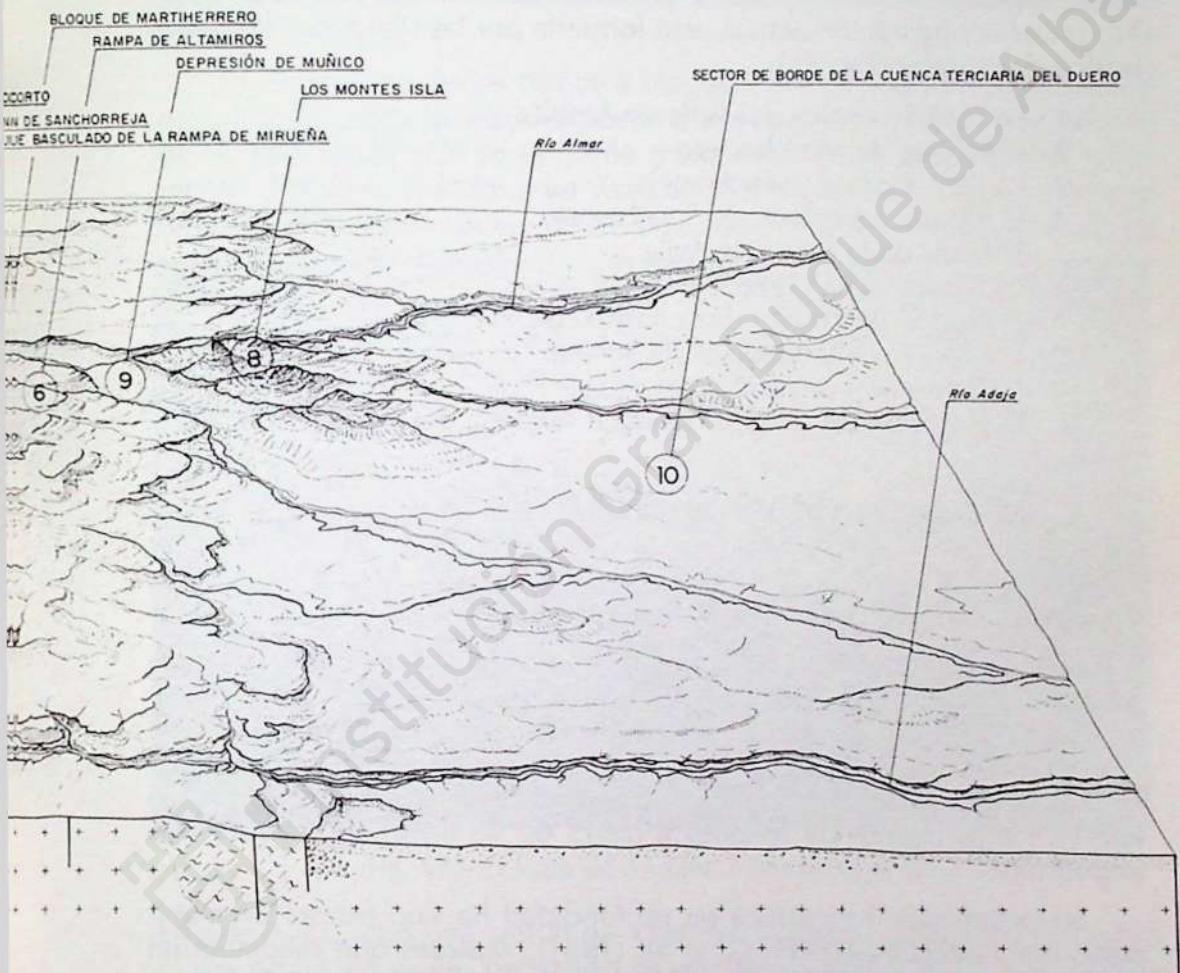
Los movimientos tectónicos han continuado durante el Cuaternario, afectando principalmente al zócalo del fondo de la Cuenca, con ciertos síntomas en superficie. Para la zona del borde de la Cuenca comprendida en nuestro trabajo, podemos observar en su conjunto, un basculamiento general hacia el Noreste que ha motivado una disimetría en las vertientes de los valles cuaternarios encajados en dirección NO, es decir en los valles transversales a la pendiente, mientras las vertientes son simétricas en los valles conformes a la pendiente. En la zona central de la Cuenca, el posible hundimiento de bloques en el zócalo, puede haber motivado en opinión de Pérez González la disimetría en el desarrollo de las terrazas de la red de tributarios del Duero, hecho al que atribuimos el encajamiento profundo del río Adaja en los materiales de la Cuenca e incluso sobre los materiales cristalinos del bloque de Ávila hasta la cota de 1000 metros dentro de nuestra zona de estudio y en función de su nivel de base en el Eresma-Duero.

La configuración actual del relieve ha de interpretarse a partir de la elevación general Pliocena como una reactivación de los distintos elementos estructurales y de la puesta en evidencia de una morfología residual por erosión diferencial durante el Cuaternario, que domina todas las escalas morfológicas y que presenta distintas carac-



LA SIERRA DE ÁVILA

Unidades Morfoestructurales



terísticas en función de los propios elementos estructurales. La red hidrográfica cuaternaria se ha encajado principalmente sobre líneas de fractura, coadyuvando a la fijación diferencial de la morfología; los agentes morfogenéticos que han actuado durante el Pleistoceno han generado asimismo morfologías asociadas propias, unas y otras serán objeto de un estudio morfológico y morfogenético en el capítulo correspondiente.

Partiendo de la integración de los elementos geológicos, morfotectónicos y morfogenéticos expuestos, podemos deducir que el área de estudio, en su configuración actual, está formada por las siguientes unidades morfoestructurales (Fig. 51):

- 1.-La Fosa Tectónica del Valle de Amblés
- 2.-El Bloque de Martiherrero
- 3.-La Depresión de Sanchorreja
- 4.-El Bloque Basculado de Sanchicorto
- 5.-El Horst de la Sierra de Ávila
- 6.-La Rampa de Altamiros
- 7.-El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña
- 8.-Los Montes Isla (Relieves de Solana)
- 9.-La Depresión de Muñico
- 10.-El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero

3. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

3.1. La Fosa Tectónica del Valle de Amblés

El Valle de Amblés como unidad morfoestructural es una fosa tectónica o graben formado por varios bloques del zócalo cristalino, hundidos, que han sido llevados a esa posición por esfuerzos distensivos durante la tectónica Alpina, motivados éstos, por el rejuego principal de la falla cortical de Plasencia, que generaría en su desplazamiento ajustes y movimiento de bloques a través de las líneas de fractura más importantes.

Su organización tectónica en profundidad ha sido puesta de manifiesto por GARZON HEYDT,G. et alt (1981), «autores que mediante un estudio gravimétrico han elaborado un mapa residual de anomalías de Bouger determinando para la superficie del zócalo, sobre la que se apoyan los sedimentos terciarios, una topografía, con dos zonas más depresivas, una bajo el sector de La Torre con profundidad media de 450 metros (en la parte occidental de la fosa) y otra en la zona de El Fresno al suroeste de Ávila, con profundidad media de 700 metros; destacándose un umbral, más elevado, que se sitúa entre ambas depresiones».

siones en un eje formado por Muñochas-Solosancho, con 230 m. de profundidad media; también destacan ligeras escalones, más elevados en la zona de Narros del Puerto en la zona suroeste del Valle». «La mayor profundidad absoluta, en el sector de El Fresno, podría superar los 1000 m. de sedimentos».

En efecto, la propia morfología quebrada de sus bordes refleja las direcciones de ese cierto reticulado romboidal en profundidad que, como se ha puesto de manifiesto en el análisis morfotectónico está dirigido por fallas de dirección NE, ENE, NNE, ONO y E-O (mapa morfoestructural).

La disposición de los distintos bloques que organizan a nivel morfoestructural la zona de estudio puede observarse en el dibujo perspectivo de la figura 50 donde se pone de manifiesto la configuración del basamento cristalino de la fosa del Valle de Amblés. Esta fosa se sitúa en una dirección ENE sobre un eje de 42 Km. entre Villatoro y Guimorcondo (al

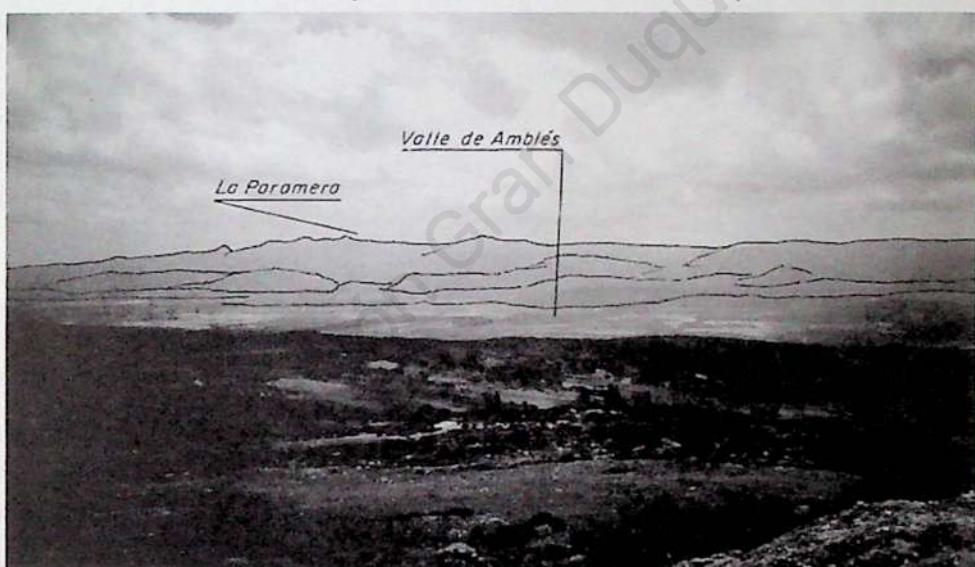


Fig. 52.- El Valle de Amblés. Visto hacia el Sur.

Este de Ávila), con una altitud de 1180 m. al Oeste y 1070 metros sobre el río Adaja en Ávila, oscilando su anchura entre 3 y 10 Km. Forma una gran depresión cerrada, que configura la cuenca sedimentaria intramontañosa, y se sitúa entre los relieves de la alineación de La Serrota-Paramera, que quedan al Sur (Fig. 52) y el zócalo cristalino del bloque de Ávila, al Norte. El límite con el bloque cristalino de Ávila lo hace por fallas que muestran en resalte dos unidades morfoestructurales del bloque, bien significativas, como son el Bloque de Martiherrero y el Horst

de la Sierra de Ávila, definiéndose además entre ambas el bloque basculado de Sanchicorto en una posición a modo de quilla avanzada hacia el Amblés (Fig. 53). Todos sus límites son tectónicos, por fallas que se evidencian por escarpes directos o por escarpes de línea de falla. Del límite con el bloque de Martiherrero distinguimos dos tramos dentro de la dirección E-O, ambos separados 3 Km. (en dirección Norte), por la falla de La Colilla del sistema NNE; el tramo oriental está formado por la falla

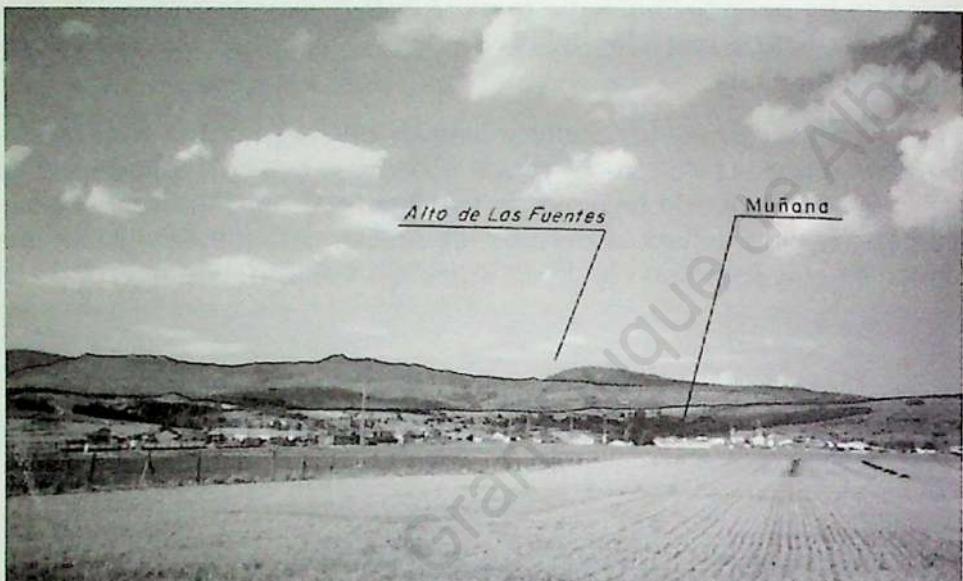


Fig. 53.- El Valle de Amblés visto hacia el Norte.

de Ávila-Bascarrabal que forma un escarpe con un salto de 75 metros, bastante neto en la misma ciudad de Ávila mientras que se encuentra desvirtuado y fosilizado por los sedimentos arcósicos en Bascarrabal, donde el salto es inferior a los 50 metros; el tramo al Oeste de la falla de La Colilla está formado por el escarpe de la falla de Muñopepe que tiene un salto de 50 metros en la zona de la venta Pinilla, tomando mayor entidad a partir de La Serrada que aumenta progresivamente hacia el Oeste como consecuencia del ascenso en graderío de la rampa de Martiherrero en ese sentido, hasta situarse en la zona de Adijos con un escarpe de 180 metros; el contacto es neto, quedando el bloque de la rampa en resalte con sus bordes muy degradados y profundamente incididos por barrancos y cárcavas, que dejan destadas las formas graníticas. La falla de La Colilla de dirección NNE forma el cambio de dirección mas oriental del trazado quebrado del borde; presenta un escalón tectónico muy suavizado topográficamente por la acumulación de depósitos arcósicos en el borde que tapizan la pequeña vertiente. El límite

con el bloque de Sanchicorto-Bezojimeno se realiza de nuevo en las dos direcciones estructurales, la NNE por el escarpe de falla de Muñochas (Fig. 54) con un salto de 160 m. entre los 1160 y 1320 m. de altitud que deja en resalte todo un frente de 4,5 Km. que se adentra en el Amblés; y la dirección ONO por la falla de Muñogalindo con un escarpe de falla

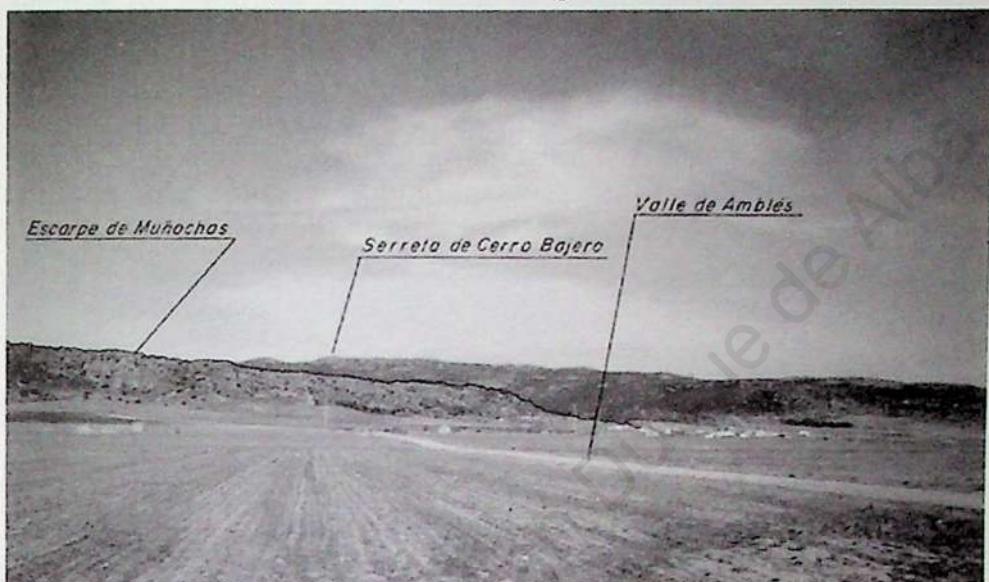


Fig. 54.- Escarpe de la falla de Muñochas. Valle Amblés.

de características idénticas a la anterior, 140-160 m. de salto a lo largo de 5,8 Km.; en este sector se han encajado los barrancos mas profundos de toda la vertiente. Entre Guareña y Villatoro (9 Km.) el límite de la fosa es de dirección ENE a NE y está dominado por la proximidad de la falla de Plasencia, que limita el Horst de la Sierra de Ávila: El sector entre Guareña y Muñana forma un pequeño escarpe de línea de falla muy degradado con morfología de una pequeña rampa, que se antepone a la alineación deprimida de la de Plasencia, y que se puede alinear con una fractura visible en la rampa de Sanchicorto; entre Muñana y Poveda el escarpe de falla es neto, pero de poca entidad, con un salto entre 60-100 metros en la falla de Muñana, que se adelanta hacia el Amblés de la gran línea deprimida de la falla de Plasencia; el tramo mas suroccidental entre Poveda y el Puerto de Villatoro, forma el límite directamente con la zona de trituración de la falla de Plasencia que se sitúa en la base del escarpe de falla; éste forma un desnivel de 420 metros y constituye la vertiente sureste del Horst de la Sierra de Ávila. El límite Sur con la alineación La Serrota-Paramera es menos quebrado aunque está dirigido por las dos direcciones estructurales dominantes; el tramo mas occidental

entre Villatoro y Muñotello lo forma un escarpe poco determinado que podría interpretarse de línea de falla, con un trazado sinuoso y desigual, sobre una pequeña rampa que es la que hace el contacto, a través de un pequeño escalón, con los materiales arcósicos; el tramo entre Muñotello y La Hija de Dios tiene las mismas características que el anterior pero además entre ambas líneas, la de contacto con los materiales sedimentarios y la ruptura de pendiente del abrupto principal existe un escalón tectónico que hemos identificado como de la falla de Narros del Puerto; entre esta última localidad y Mironcillo, la rampa que se antepone a la base de La Paramera toma mayor entidad (máximo de 2 Km. de fondo al Sur de Solo sancho) encontrándose en un sector próximo a Robledillo fosilizada por formaciones de borde con bloques; forma



Fig. 55.- Rampa de Villaviciosa, límite Sur del Valle de Amblés. Base de la Paramera.

una suave pendiente que asciende a través de dos escalones tectónicos, uno en el mismo contacto con las arcosas y otro dentro de la propia rampa al Sur de Villaviciosa (Fig. 55); inmediatamente al Sur en la base del abrupto principal, que describe una línea sinuosa adaptada a la estructura domática de los granitos, hemos de interpretarla por su indeterminación a lo sumo como de posible; en el tramo entre Mironcillo y La Aldea del Rey, el límite del Valle tiene un contacto directo sobre el escarpe de falla de La Aldea, (cuyo accidente puede alinearse con la falla de Muñogalindo); se presenta degradado, formando la vertiente Norte de la Sierra de Yemas con un salto de 260 metros; el límite

en el tramo Base de La Paramera, más oriental del Valle, formado por un escarpe de línea de falla en la vertiente de La Serna, tiene un contacto neto geológicamente pero su morfología es suave y equilibrada enlazando topográficamente ambas unidades, Valle de Amblés y Rampa de la Dehesa de Ávila (La Serna) hacia La Paramera (Fig. 56); esta rampa (fuera ya de nuestro trabajo) asciende en graderío suavemente hacia el altiplano de Parameras; el tramo de dirección E-O de la vertiente del cerro de Sonsoles, en el extremo oriental de nuestro estudio, el límite se produce por un escalonamiento tectónico en graderío, sobre la línea de falla de Sonsoles, que puede alinearse con la falla de Muñopepe, en el límite de la rampa de Martiherrero, al otro lado del Valle.

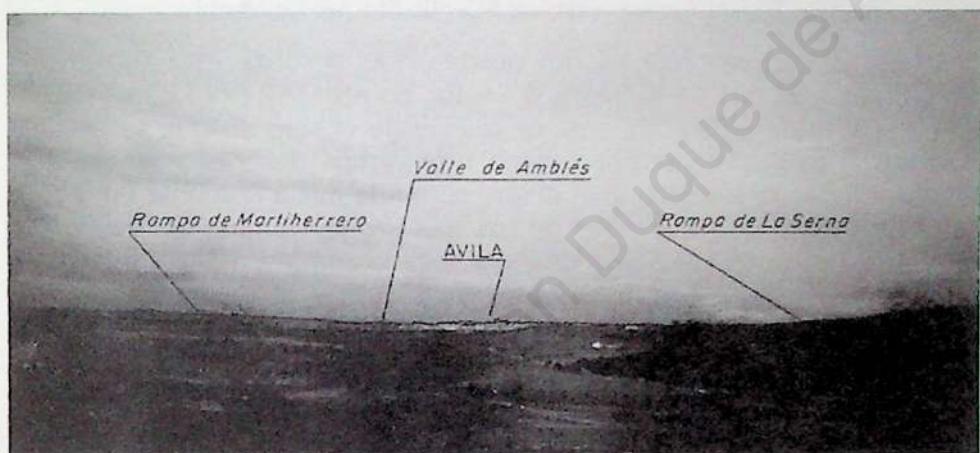


Fig. 56.- Límite del Amblés al Sur de Avila y rampa de la Serna.

La acción de los agentes fluviales y morfogenéticos han labrado una morfología de barrancos, pequeñas gargantas y cárcavas sobre los propios bordes cristalinos de la fosa y una gran cantidad de formas y formaciones sobre los sedimentos terciarios de la Cuenca intramontañosa que la fosilizan. La estructuración morfológica de esta cuenca se vertebría en función de su eje fluvial, el río Adaja, que ha actuado sobre un nivel de base local, propio de esta cuenca, y ha generado una morfología casi rigurosamente plana para todo el valle con formación de suaves glacis exclusivamente en los bordes y un mínimo encajamiento del lecho actual del río sobre sus propios materiales y los de las series arcósicas terciarias.

3.2. El Bloque de Martiherrero

Hemos definido como el Bloque de Martiherrero al sector del bloque cristalino de Ávila, limitado al Este por el río Adaja, en cuyo borde

se sitúa la ciudad de Ávila, y al Oeste por la falla de Plasencia, quedando incluido en el sector suroccidental del mismo, el relieve de Canto Cachado (Fig. 57).

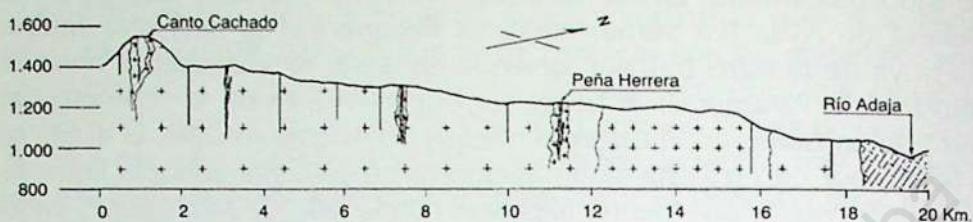


Fig. 57.- Corte morfoestructural SO-NE. Bloque de Martiherrero.

Algunos autores han escrito desde antiguo sobre esta superficie, integrándola dentro de la Sierra de Ávila, como MARTIN DONAYRE, F. op cit (1879) quien literalmente dice: «Desde el sitio en que se destaca la Cuerda de los Polvisos la cadena que vamos describiendo toma el nombre de Sierra de Ávila, con el que continúa hacia Poniente en la longitud de 61 Km. hasta el cerro de Las Tres Rayas, término de Villanueva del Campillo»... «Por el Norte de Ávila llega la cumbre a 1168 metros...y por el Oeste, Peña Aguda, el cerro de Gorría y el Cerro de Las Tres Rayas, puntos los mas notables de la sierra». BIROT y SOLE op cit (1954) al referirse a este sector dicen: «No obstante, el bloque de Avila que se eleva rápidamente hacia el Oeste, no aparece cortado por una superficie tan regular como la superficie de piedemonte de Segovia; mas bien se trata de una superficie de degradación lenta que viene a chocar contra escarpes rectilíneos relacionados con fracturas»...»El bloque Ávila-Vadillo de la Sierra termina hacia el Sur por dos escarpes de falla en escalones desbordantes», refiriéndose al límite con la fosa del Valle de Amblés.

Todos estos autores integran geomorfológicamente la superficie de este bloque que tratamos, con el horst de la Sierra de Ávila, ignorando la discontinuidad morfotectónica y geomorfológica, incluso topográfica, que genera entre ambas unidades, la falla de Plasencia.

UBANEL, op cit (1981) define el Horst de Ávila como «una amplia banda situada entre la depresión del Duero y el resto del Sistema Central»...»Da lugar a una extensa superficie de 1100 m. de altura, inclinada ligeramente hacia el N.»...«Al Oeste de Ávila se desarrollan una serie de teclas de piano elevadas unas con respecto a otras que originan pequeños horst, el mas alto de los cuales se encuentra lindando con la falla de Plasencia y posee 1500 m. de Altura»...«Al otro lado de la falla de Plasencia este bloque se descompone en otros menores siendo el mas importante de los mismos el Horst de las Fuentes con alturas medias de 1500 m. si bien su punto mas culminante está a 1700 m. de altura. El

conjunto de este horst y las anteriores teclas es lo que se conoce geográficamente como la Sierra de Ávila».

En nuestra opinión el bloque que denominamos de Martiherrero, tiene una morfología en rampa que asciende desde el borde de la Cuenca del Duero en una dirección Sur y Suroeste, apoyada estructuralmente en tres escalones tectónicos significativos, que resuelven el ascenso en graderío, trazados sobre accidentes de las direcciones tectónicas dominantes, fallas de dirección NNE y fallas de dirección ONO. Esta estructura sitúa áreas de ascenso alternantes, unas zonas en rampa con valores de pendiente poco significativos y otras zonas de talud estructural con mayor pendiente (Mapa de pendientes y M.D.T.)

El límite de dirección Norte, entre Ávila y Zorita, podemos situarlo a lo largo de la zona mas deprimida del bloque cristalino, formada por el valle del río Adaja a su paso por el mismo, cuyo lecho cizagueante se ha encajado profundamente sobre líneas de fractura de los sistemas NNE, ONO y N-S. Las altitudes del perfil del Adaja se sitúan a 1065 m. en Ávila, a su entrada en el bloque cristalino, y a 900 metros a la salida del mismo, mientras que la superficie principal de la rampa se sitúa a 1130 metros en Ávila (límite Sur del bloque) y 1136 m. en el Cerro de Peñalba (en su límite Norte). El límite de dirección Oeste entre Ávila y Canto Cachado hemos de situarlo sobre los escarpes de falla que limitan con el Valle de Amblés: Fallas de Ávila-Bascarrabal, La Colilla y Muñopepe, que hemos descrito ya como limitantes de la fosa tectónica. Forman una línea quebrada trazada sobre los escarpes de falla que desde Ávila a 1100 m. asciende hacia el Oeste, situándose a 1140 m. en La Colilla, a 1160 m. en el escarpe de Venta Pinilla y a 1340 metros en Adijos.

El límite semicircular que enlaza el extremo Norte (en Zorita) con el Oeste en Canto Cachado a lo largo de 21 Km. viene dado por las diferentes direcciones de las fallas que lo forman, que son respectivamente la de Peñalba (112º E.) del sistema ONO, la de Monsalupe (60º E.) del sistema NE y que ambas forman el límite de la rampa con la Cuenca del Duero; la falla de Plasencia (45º E.) en el tramo Marlín-Sanchorreja del sistema NE y la de Casas de Berona-Muñochas del sistema ENE (25º-32º E.) que limitan con la depresión de Sanchorreja y perfilan el cerro de Canto Cachado. El perfil de la rampa a lo largo de este límite asciende progresivamente desde los 1136 m. del Cerro de Peñalba al Norte hasta los 1554 de Canto Cachado al Oeste (Fig. 58). La falla de Peñalba forma límite con la Cuenca del Duero a través de un escarpe que hemos interpretado como de línea de falla inversa y que tiene un salto de 80 metros aunque el contacto se encuentra en ocasiones desvirtuado, fosilizado por formaciones de derrubios recientes. La falla de Monsalupe forma un escarpe de 140 metros con un contacto neto, cobijando mate-



Fig. 58.- Vista panorámica del bloque en rampa de Martiherrero.

riales sedimentarios, se ha interpretado como escarpe de falla inversa señalado ya por Birot y Solé op cit (1954). La falla de Plasencia en el sector de Marlín genera una zona deprimida que asciende hacia el Este con un escalonamiento en graderío apoyado en fracturas de significación geomorfológica mayor. Desde Marlín hasta Canto Cachado, el límite está formado por una morfología en serreta, desigualmente definida que enlaza el relieve de Peña Aguda a 1382 metros hasta las proximidades de Canto Cachado a 1500 metros; formando un relieve de resistencia que define el límite de la rampa estructuralmente, siguiendo la fractura NNE que intruye el dique y forma un límite topográfico altitudinal bien definido en el que convergen tres planos topográficos que distribuyen el interfluvio en dirección Oeste hacia el Valle de Sanchorreja, en dirección Norte directamente a la Cuenca del Duero y en dirección Este vertiendo aguas al Valle de Amblés. La vertiente Oeste desde Canto Cachado hacia la depresión de Sanchorreja tiene lugar por escalones tectónicos en graderío sobre fracturas del sistema NE en las proximidades de la falla de Plasencia. En resumen el boque de Martiherrero queda limitado por la Cuenca del Duero al Norte, el Valle de Amblés al Sur, el curso del río Adaja al Este y la falla de Plasencia al Oeste que le desconecta del horst de la Sierra de Ávila.

La morfología en rampa parte de una superficie que hemos interpretado como fundamental que se sitúa a 1130 metros en una banda entre Ávila y el Cerro de Peñalba con una pendiente entre el 1 y 1,5% en dirección suroeste. Sobre esta superficie y en torno a los 1100 m. de altitud se define un cambio de pendiente que perfila la vertiente del Valle del Adaja con valores medios del 6% en el sector que desciende hasta los 1000 metros de altitud; con estos parámetros el valle del Adaja desde

Ávila y hasta la cota de los 1000 m. tiene un perfil abierto cóncavo y bastante equilibrado; desde el punto en que el río pasa por esta altitud el perfil cóncavo del valle adquiere mayor profundidad y significativas pendientes, situándose entre los 1100 y los 1000 m. con valores del 8% y produciéndose una ruptura de pendiente brusca en torno a esta cota (1000 m.) y hasta el lecho actual del río con valores entre el 17,5 y 32% de pendiente, datos que evidencian el profundo encajamiento del Adaja en el bloque cris talino a partir de la altitud de los 1000 metros. Este hecho ha provocado en la mitad Norte de este nivel de la rampa un mayor desarrollo de las vertientes del valle por avance regresivo, rebajando considerablemente los bordes de la superficie fundamental, situando replanos en torno a 1020-1030 metros de altitud que pueden haber sido tomados como referencias para evaluar la pendiente general de esta superficie del bloque en dirección N-S.

El siguiente escalón de la rampa mantiene como altitud fundamental la de 1200 a 1260 metros con una pendiente del 2 al 2,5%, separado del nivel inferior, en parte, por el talud estructural tendido con pendientes del 4,5 al 6,5% según la distinta orientación del mismo, puesto que se desarrolla en dos direcciones (NNE y ONO) y en parte, también por la propia evolución morfogenética de la superficie fundamental que se evidencia en ocasiones por la falta de cambio brusco de pendiente, por la ausencia de falla o fractura destacable y por un enlace topográfico prácticamente continuo.

El tercer escalón se define entre los 1300-1360 metros y forma ya claramente un ascenso continuo con el 2-2,5% de pendiente extendiéndose entre Duruelo y Peña Aguda; la zona de talud de enlace con el tramo inferior tiene una pendiente entre 5 y 6,5%.

El cuarto escalón queda superficialmente restringido en torno al relieve de Canto Cachado entre los 1400-1440 metros, desde el cerro Tejoneras al Norte del mismo, hasta los Riscos de Montefrío al SO pasando por el collado de Adijos al Este. La pendiente se dirige en todos los casos radialmente hacia la base de Monte Cachado con el 2,5%. El talud con el peldaño inferior tiene pendientes del 11-12% siendo de valor mayor cuando se vincula con diques. Sobre esta superficie se destaca el relieve de Canto Cachado como un gran testigo morfotectónico de la interpretación de una inversión del relieve que proponemos para la evolución general del horst de la Sierra de Ávila y de la rampa de Martiherrero en particular. Sobre la base de los 1420-1440 metros de los tres collados que perfilan este relieve, al Norte, Este y Suroeste, se levanta el cerro de Canto Cachado formado al Norte y al Sur por diques del sistema E-O que califican al conjunto como un relieve claramente de resistencia, quedando protegida entre ambos, una superficie adaptada a la bóveda granítica estructural a 1540 metros de altitud. Las vertientes Norte y Sur del cerro adapta-

das a los flancos N y S de los diques tienen pendientes del 24 y 20% respectivamente mientras que la vertiente Este que asciende en el sentido general de la rampa tiene pendiente del 8,5% (Fig. 59); la vertiente Oeste con el 20% se genera por la proximidad de la falla de Plasencia que secciona drásticamente a todo el conjunto formando parte ya de la vertiente hacia la depresión de Sanchorreja.

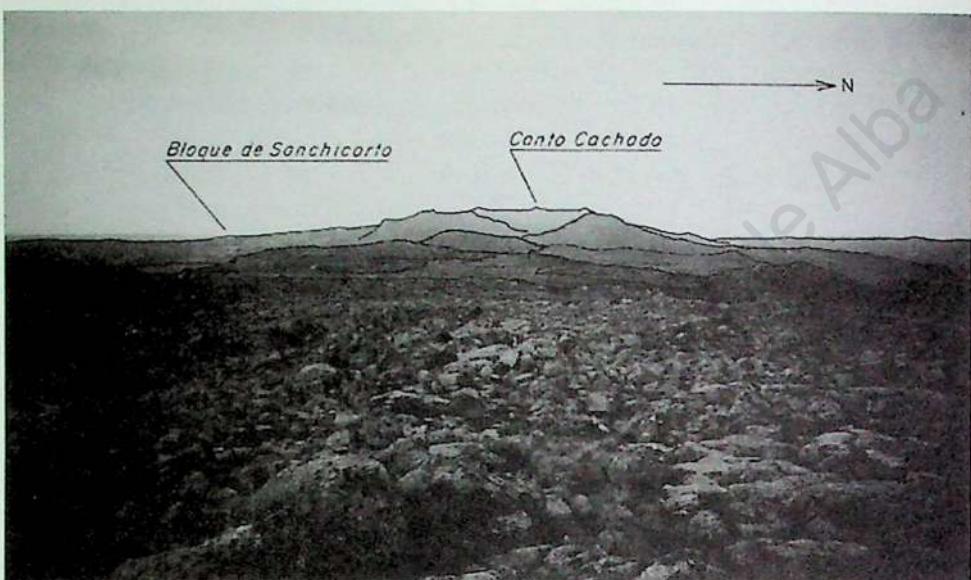


Fig. 59.- Rampa en el sector de Canto Cachado.

. Podemos considerar que el bloque en su conjunto, posee una estructura morfotectónica en graderío en torno al vértice articulador de todo el relieve, que es el horst que forma el cerro de Canto Cachado, siendo correcto considerar que los escalones tectónicos pueden interpretarse como limitadores de dovelas o semihorst estructurados por las fallas NNE y ONO, interpretación que viene apoyada por los cambios de ritmo de los distintos escalones, siendo mas pendientes y con taludes mas netos y significativos, cuanto mas se aproximan al relieve principal de Canto Cachado, en una estructura típica de elevación progresiva o descenso progresivo de pequeños bloques.

La morfología en rampa se pone de manifiesto como un relieve granítico de resistencia generado por la degradación diferencial de la superficie fundamental a lo largo de su evolución compleja. Atendiendo a su tipificación morfológica podemos discriminar los siguientes sectores: Zona de La Colilla a Canto Cachado dominado por los diques de pórfido; zona de Martiherrero, de grandes afloramientos masivos; zona de la superficie fundamental, depresiones y morfología residual; y valle del río Adaja.

3.3. La Depresión de Sanchorreja

Hemos definido esta unidad morfoestructural como la franja deprimida asociada a la falla de Plasencia a su paso por el bloque cristalino de Ávila (a lo largo de 16 Km.) desde Balbarda hasta Marlín y que genera la discontinuidad morfotectónica entre la rampa de Martiherrero y el horst de la Sierra de Ávila en una dirección NE. Su génesis es geotectónica y su manifestación deprimida, por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales del dique diabásico intruido en la fractura, y de la zona de trituración asociada con el dique y con los movimientos de la falla. Podemos distinguir tres tramos por su significación en el relieve, el primero en el sector de Balbarda que define una depresión lineal que asciende de los 1340 m. hasta los 1425 del collado de Navagorría y que forma el límite geotectónico del bloque de Sanchicorto con el horst de la Sierra de Ávila en la misma base del macizo de Cerro de Gorría. El segundo, entre Navagorría y Valserrado donde se extiende la depresión de Sanchorreja, que forma un amplio valle de fondo plano, de 1 Km. de ancho en las Casas del Cid a 1240 metros de altitud que ha actuado como una pequeña cuenca represada durante parte del Cuaternario, formando el fondo de valle y fosilizando la zona de trituración de la falla, ya que el dique diabásico queda desplazado hacia el Oeste, e incluso éste ha sido seccionado por el arroyo de Bularros buscando la salida del valle hacia la Cuenca. El perfil transversal de la depresión con las vertientes E y O, conforman la discontinuidad geomorfológica y topográfica entre el semihorst de Canto Cachado y el horst de Cerro de Gorría en su relieve de el Risco del Viso (Fig. 60).

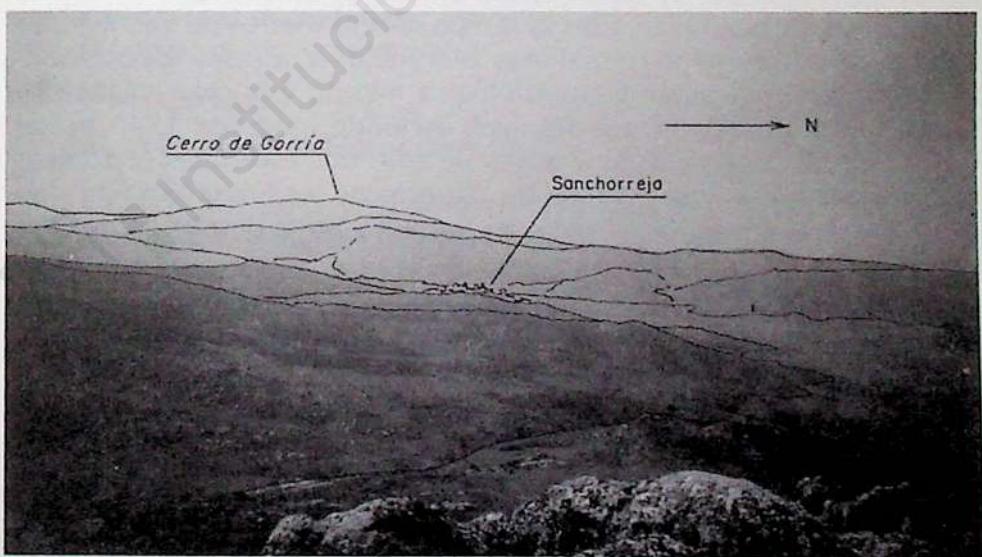


Fig. 60.- Depresión de Sanchorreja.

La discontinuidad estructural es tan evidente que la erosión diferencial ha dejado en ambas vertientes, colgados los diques del sistema E-O seccionados drásticamente, mientras ha sido labrado el valle sobre la zona de trituración de la falla.

El tercer tramo entre Valserrado y Marlín presenta la línea de depresión que forma la discontinuidad estructural, pero su morfología se resuelve con una vertiente tendida hacia la rampa de Martiherrero formada por pequeños escalones tectónicos apoyados en fracturas del sistema NE.

3.4. El Bloque Basculado de Sanchicorto

Definimos como tal a un bloque granítico que está limitado al Este y al Sur por los escarpes de falla de Muñochas y Muñogalindo, respectivamente, a través de los cuales, queda destacado del Valle de Amblés; al Norte queda limitado por la falla de Montefrío que lo desconecta del semihorst de Canto Cachado y al Oeste por la falla de Plasencia en la línea de depresión de Balbarda que lo separa morfotectónicamente del horst de la Sierra de Ávila. Es un bloque de forma romboidal que queda levantado sobre el Valle de Amblés por los escarpes de falla y asciende hasta los 1450 metros hasta los Altos de Navagorría y Riscos de Montefrío, formando una especie de peana que se antepone entre el Valle de Amblés y la base de los horst que forman el Cerro de Gorría y el de Canto Cachado. La falla de Montefrío, que limita por el Norte forma un vallejo abierto con vertientes disimétricas, la que enlaza con la rampa, de 80 metros de desnivel, se estructura en pequeños escalones tectónicos y morfológicos sobre fracturas de significación geomorfológica menor, y la que enlaza con Canto Cachado (200 m. de desnivel) asciende hasta los 1540 m. de Cerro Bajero, detectándose a través de ella, dos escalones tectónicos importantes sobre línea de fractura. El resto de los límites ya han sido descritos en la unidad de la Fosa del Amblés y en la depresión de Sanchorreja.

El bloque asciende en rampa desde los 1240 y 1300 m. respectivamente, cotas que se sitúan en la ruptura de pendiente de los escarpes de falla que se levantan del Valle de Amblés, con una pendiente que oscila entre 5,6 y 6,6%; se han reconocido dos pequeños escalones tectónicos a lo largo de fracturas de dirección ENE pero no significan cambios importantes en el ascenso en rampa (Fig. 61).

Interpretamos esta unidad como un bloque basculado hacia el Amblés que habría jugado en los últimos tiempos alpinos ya que su morfología adaptada a la forma domática de todo el conjunto granítico se

sitúa a la misma altitud que el escalón mas alto de la superficie de la rampa de Martiherrero en la base de Canto Cachado, con altitudes de 1450 metros al igual que la superficie culminante abovedada de Montefrío.

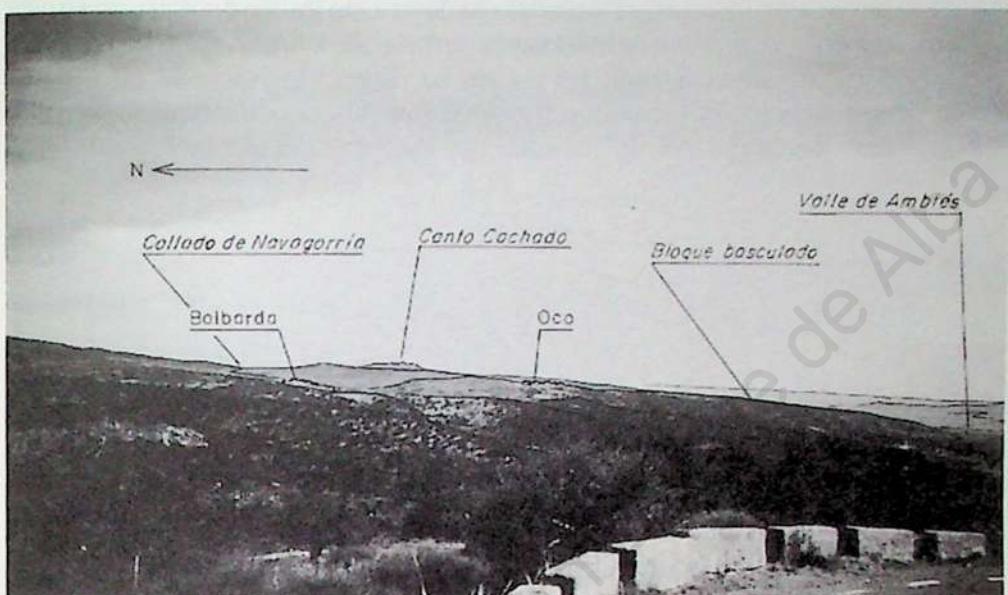


Fig. 61.- Perfil del Bloque Basculado de Sanchicorto.

La tipificación morfológica de esta rampa podemos resumirla a tres áreas, una superior estructural, adaptada a la estructura granítica, una residual en zonas degradadas e incididas por la red cuaternaria y las formas de borde de los escarpes.

3.5. El Horst de la Sierra de Ávila

Diríamos que es la unidad morfoestructural que a modo de dorsal organiza las otras unidades fundamentales del Bloque Cristalino de Ávila, interponiéndose como gran diagonal en sentido NE entre la rampa de Mirueña que queda al Noroeste, y el bloque de Martiherrero y la Fosa del Amblés, que quedan al Sureste, de estas dos últimas, desconectado por la falla de Plasencia. Es un horst limitado por dos grandes fallas, la de Muñico al NO y la de Plasencia al SE, no obstante, su altitud y desniveles son moderados (Fig. 62).

En efecto, el límite NO corrobora este hecho, ya que la estructura del horst empieza a evidenciarse cuando a través de la falla de Muñico los bloques menores son llevados a posiciones deprimidas por distensión, formando incluso la depresión tectónica de Muñico, mientras que

en el sector mas occidental entre Vadillo y Villanueva del Campillo la falla no se evidencia, interpretándola como posible, a través del escalón tectónico puesto en resalte con probabilidad por la erosión diferencial y que enlaza topográficamente con la rampa de Mirueña a la altitud de 1450 metros. Por lo tanto el horst de la Sierra de Ávila en este sector de Villanueva enlaza directamente con la rampa de Mirueña a través de un pequeño escalón estructural, no así en su dirección hacia el NE donde cada vez se destaca mas netamente de la rampa con diferencias de hasta 360 metros de salto al SE de Pasarilla del Rebollar en el Macizo de Cerro de Gorría.

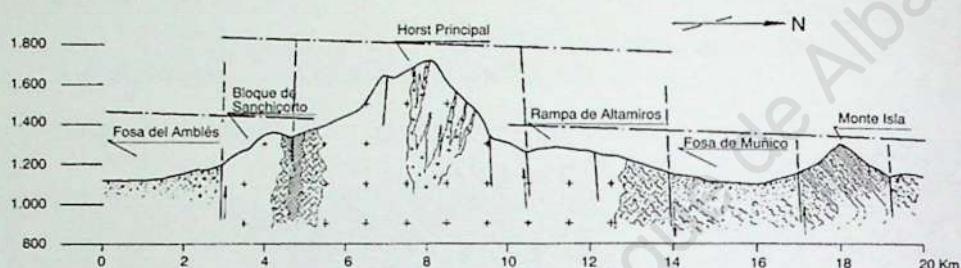


Fig. 62.- Corte morfoestructural transversal a la Sierra de Ávila.

El límite NE del Horst, con la Rampa de Altamiros, se resuelve con el ascenso en graderío de este trazado sobre fallas y fracturas del sistema ONO que seccionan la estructura domática del macizo y que tienen el cambio importante de pendiente, definidor de la rampa y del horst, en torno a los 1260 metros de altitud.

El límite SE está dirigido por la falla de Plasencia que genera a lo largo de la base de toda la vertiente (formada a expensas de este flanco levantado del horst) una zona deprimida, que desconecta a esta unidad sucesivamente de la fosa del Ambles, del Bloque Basculado de Sanchicorto y del Bloque de Martiherrero, de este último, a través de la Depresión de Sanchorreja (Fig.63). Forma esta vertiente en su conjunto un perfil tendido con tres sectores altitudinales diferenciados, el superior cóncavo en el sector de Cabeza Mesá y convexo en Cerro Gorría y Las Fuentes, pero siempre con pendientes entre 20 y 40% que se sitúa entre los 1440 m. y los 1640; un tramo intermedio ligeramente convexo hasta los 1250 metros con pendientes medias del 10-13,5% y el perfil inferior claramente convexo con pendientes hasta del 20%. El mayor desnivel visible del horst es de 500 metros y se destaca del Valle de Amblés entre Amavida (1180 m) y Cabeza Mesá (1679m). Es una vertiente generada sobre el labio superior de la falla de Plasencia, reactivado por la elevación del Horst.

Este horst de la Sierra de Ávila puede descomponerse, para un mejor tratamiento morfotectónico, en tres subunidades que hemos denominado de SO a NE: Altiplano de Villanueva, Macizo de las Fuentes y Macizo del Cerro de Gorría; todos ellos presentan una superficie de cumbres entre 1600-1620 metros sobre las granodioritas superándose esta altitud exclusivamente en los coronados por diques.

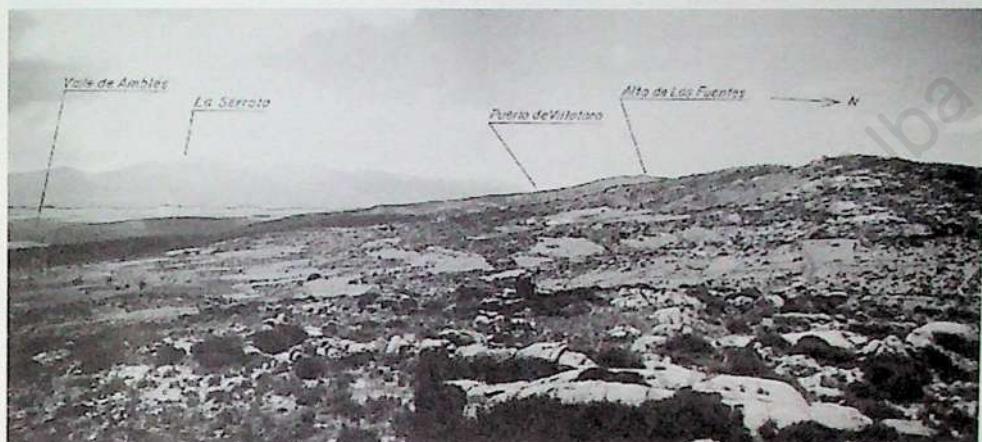


Fig. 63.- Vista general de la vertiente Sureste del Horst de la Sierra de Ávila.

El Altiplano de Villanueva se sitúa en una superficie adaptada a la estructura granítica en torno a los 1500 metros de altitud, perfilada y destacada netamente, por el Sur, del Puerto de Villatoro y del Valle de Amblés, por el escarpe de la falla de Plasencia, mencionado ya como ese flanco general del horst; y al Oeste del Puerto por el escarpe de falla del valle del Corneja. Su configuración suavemente alomada se eleva hasta los 1637 metros formando un gran casquete abovedado de los granitos. Enlaza hacia el Norte con la Rampa de Mirueña a

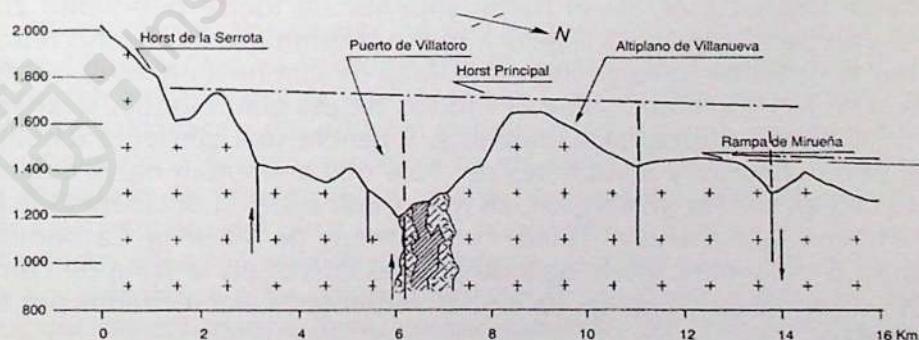


Fig. 64.- Corte morfoestructural transversal al Altiplano de Villanueva del Campillo.

través de un pequeño escalón tectónico como ya se ha descrito (Fig. 64). La tipificación morfológica se reduce a formas graníticas abovedadas en la zona de cumbres y formas en tors en la vertiente de Villatoro.

El Macizo de Las Fuentes queda individualizado morfológicamente del sector de Villanueva por una fractura del sistema NO donde se ha encajado el collado de Vadillo (1500 m.) y por la falla de Muñogalindo-San Juan respecto del sector de Cerro de Gorría por el entallamiento del collado de las Cárcavas (1462 m.). Presenta una superficie culminante en torno a los 1600 metros, representada exclusivamente por formas de resistencia sobre las rocas graníticas, teniendo su techo en la zona central, en Cabeza Mesá, 1679 metros, sobre diques. Toda su estructura granítica es domática (Fig. 65) encontrán-

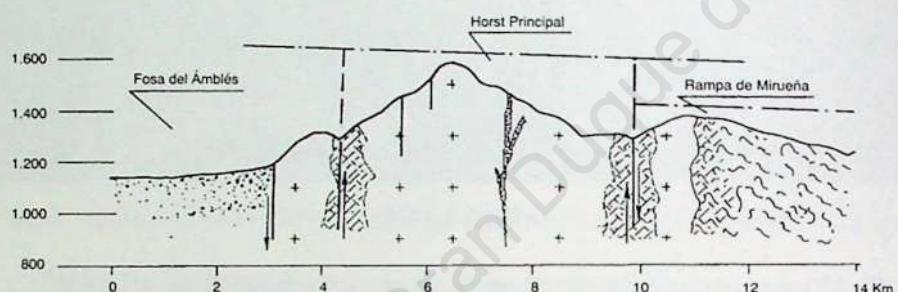


Fig. 65.—Corte morfoestructural del Macizo de Las Fuentes.

dose muy incidido y diseccionado por la red hidrográfica que ha puesto de manifiesto fracturas principalmente de los sistemas NO y ONO. A pesar de su pesadez de formas graníticas es claramente diferenciable la disimetría de ambas vertientes, la SE hacia el Valle de Amblés, labrada sobre el frente de ese gran bloque basculado por la falla de Plasencia es, en el tramo superior de fuerte pendiente 20-40% con perfil cóncavo y sujeto a fuerte erosión que ha hecho retroceder la vertiente hasta generar una línea de cumbres estrecha, mientras la NO, desarrollada sobre el «dorso» de ese gran bloque, se adapta a las líneas estructurales domáticas y genera una vertiente tendida con perfil convexo y pendientes del 15% que aumentan hacia la base del horst en la falla de Vadillo-San Juan (prolongación occidental de la de Muñico) que marca el enlace con la rampa de Mirueña. Las formas graníticas presentan morfología de perfiles curvos en la zona de cumbres y morfología compleja en ambas vertientes, caracterizadas por su disimetría.

El Macizo del Cerro de Gorría es el relieve más importante del Horst e la Sierra de Ávila y del área de estudio; se destaca netamente (350-



Fig. 66.- Vista panorámica del sector del collado de Las Cárcavas.

400 metros) de la Rampa de Altamiros que queda al Norte, de la de Sanchicorto que queda al SE, e incluso de la línea de cumbres del macizo de Las Fuentes (dentro del horst) dado que el collado de las Cárcavas, límite entre ambos macizos, es el sector mas estrecho de toda la Sierra, producido por el cruce de dos accidentes tectónicos, la falla de Muñogalindo-San Juan del sistema ONO y una fractura del sistema NNO a NO a través de la cual, los barrancos de ambas vertientes han disecado prácticamente el macizo por acción remontante (Fig. 66). Tiene este relieve una forma pesada, adaptada a la estructura domática que domina toda su morfología, y puede inscribirse en un casquete esférico de 2,00 Km. de radio incidido de forma radial por profundos barrancos explotando líneas de fractura de los sistemas ONO y NNO a NO (Fig. 67).

Es preciso distinguir este núcleo central del macizo, dada la aparente organización en tres direcciones, una hacia el Oeste que alarga el relieve hasta formar la serreta de «La Ladera» entre el valle de fractura de Valdecasa y Pasarilla del Rebollar, otra hacia el Este que forma el relieve de la Serreta que culmina en «El Risco del Viso» mirando a la depresión de Sanchorreja, y una tercera, la propia dorsal en su sector mas estrecho del horst hacia el sector de Las Fuentes en dirección SO; todos ellos son relieves de resistencia limitados por líneas de fractura, y adaptados a las condiciones mecánicas de los diques de pórfido, que las coronan, y de su comportamiento diferencial respecto de las rocas granodioríticas. El propio sector central del Cerro de Gorría, que se levanta del nivel general de cumbres del horst (1620 m.) hasta los 1710 m. está adaptado a la trayectoria de los diques de pórfido

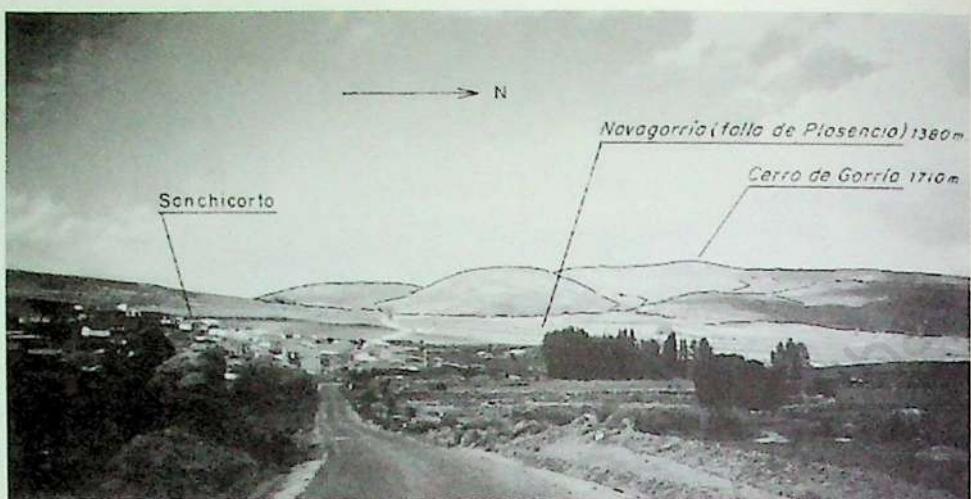


Fig. 67.- Macizo del Cerro de Gorría visto desde Sanchidorto.

del sistema E-O que coronan el macizo, ejerciendo así su presencia más significativa, por efecto del mismo proceso morfogenético diferencial (Fig. 68).



Fig. 68.- Cumbre del Cerro de Gorría.

Todas sus vertientes son generalmente de perfil convexo adaptadas a la estructura domática, presentando pendientes entre el 20 y 35% que se suavizan hacia la línea de cumbres, con excepción de tres grandes cuencos topográficos que a modo de valles colgados se han labrado a

partir de 1500 metros de altitud, desarrollados sobre líneas de fractura, y que han desarrollado un perfil cóncavo, con pendientes del 36 al 40% (Fig. 69).

La sensación de forma pesada se adquiere además por su relación con las rampas adyacentes, puesto que es un Horst que se levanta desde el nivel general de las mismas, lo que ha motivado precisamente el ascenso en graderío de éstas, apoyadas o puestas en evidencia por las fracturas preexistentes.



Fig. 69.- Vertiente Noroeste del Cerro de Gorría.

La tipificación morfológica viene dada en la zona de cumbres por la diferente morfología desarrollada sobre las granodioritas y sobre los diques de pórfido, por las formas domáticas en las vertientes, por los valles de fractura y por los valles altos que quedan colgados por morfogénesis periglaciár, provocando unos y otros disimetrías en las respectivas vertientes.

3.6 La Rampa de Altamiros

Esta unidad morfoestructural desde el punto de vista estrictamente geotectónico, forma parte del bloque del horst de la Sierra de Ávila, pero dada su individualidad geomorfológica, la asignamos esta entidad propia. La rampa se sitúa en la vertiente NE del macizo de Cerro de Gorría desde la base de éste hasta el límite con la Cuenca del Duero,

que tiene lugar a través de la falla de Bularros correspondiente al sistema ONO (Fig. 70).

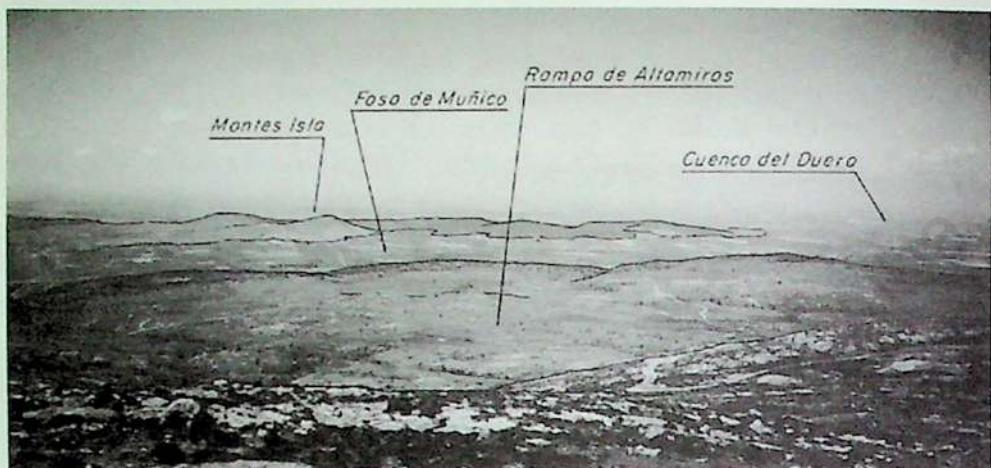


Fig. 70 Rampa de Altamiros.

El límite NO con la Fosa de Muñico, tiene lugar por un escarpe de falla de dirección NE, interpretada como inversa, que describe retranqueos en dirección ONO por efecto de las fracturas correspondientes a ese sistema, con un salto de 120 metros en la zona de Muñico y una vertiente regularizada sobre materiales metamórficos, y un escarpe neto de 100-110 metros en el sector de Casas de Miranda sobre materiales graníticos y paleocenos. El límite SE con la Depresión de Sanchorreja y Marlín está significado por la falla de Plasencia creando una discontinuidad deprimida entre esta unidad y la Rampa de Martiherrero, cuyas características en este sector, ya han sido descritas en la unidad correspondiente. El límite con la Cuenca del Duero se realiza por la falla de Bularros generando unos escalones tectónicos que integran ambas unidades con una suave pendiente regularizada, aunque por su significación morfoestructural, los escalones en suave gradenio se han interpretado sobre falla inversa a modo de pequeños saltos antitéticos (Fig. 71).

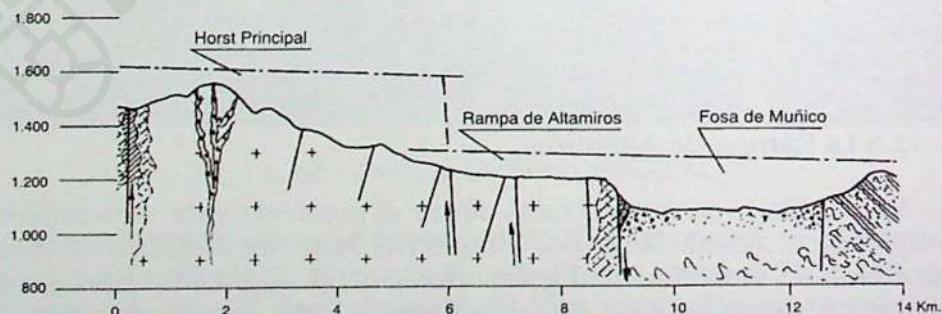


Fig. 71.- Corte morfoestructural de la Rampa de Altamiros.

El límite SO no se describe como tal, sino dentro de la propia evolución altitudinal de la rampa como espacio de enlace entre la superficie inferior más antigua y la estructura domática del Cerro de Gorría. Así pues la rampa de Altamiros comprende dos áreas bien definidas estructuralmente, por un lado la superficie que referimos como fundamental que se sitúa entre los 1130-1250 metros en la que se presenta la morfología más evolucionada y por otro la zona de enlace con el horst de la Sierra de Ávila. La superficie interpretada como fundamental se sitúa en la zona de borde con la Cuenca del Duero sobre una altitud de 1140 metros, muy desvirtuada, degradada y diseccionada por los barrancos, (tributarios del Adaja a lo largo de la Cuenca), que se encajan profundamente a partir de la cota de 1100-1120 metros. Asciende ésta hacia el Sur con una pendiente entre el 1,2 y el 2,5% hasta los 1220 metros, siempre apoyada en pequeños e intermitentes escalones tectónicos sobre fracturas del sistema ONO; en torno a los 1240-1250 metros se puede reconstruir otro nivel de diferente morfología estructural, que se destaca del inferior por un talud generalizado entre 8 y 16% de pendiente, y que se eleva hasta los 1260 metros con pendiente irregular entre 2,7 y 8%, dependiendo del desarrollo de la vertiente. Este nivel marca claramente la discontinuidad entre lo que podemos considerar la rampa propiamente dicha y la estructura de la vertiente Norte del macizo de Cerro de Gorría. Un escalón tectónico apoyado en fractura del mismo sistema ONO con un salto de 80 metros, sitúa un nivel de replanos en toda la vertiente en torno a los 1300-1320 metros de altitud, donde están situados los núcleos de población de Pasarilla del Rebollar y Benitos, y que asciende hasta los 1360 metros, cota que se sitúa en la base de las fuertes pendientes con porcentajes del 12 al 32% que ya estructuran el ascenso al macizo principal, pero que aún en las zonas de los interfluvios donde la estructura domática domina la vertiente quedan desarrollados replanos a los 1420-1440 metros; definiéndose por último, todavía como relieves satélites del macizo principal, y a 1560 metros de altitud los replanos del «Risco del Viso» y «La Ladera de Valdecasa», (que han sido descritos, lógicamente, dentro del macizo del Cerro Gorría), pero que forman un nivel estructural de cumbres desconectados de él, que junto con Canto Cachado a 1554 m. pueden ser las referencias morfoestructurales del nivel inmediatamente superior al de las rampas, ya que el ascenso en graderío y la estructura morfotectónica interpretada como dovelas generadas por la elevación del horst principal se cumple en todas ellas con gran similitud tectónica y topográfica altitudinal.

Las áreas morfológicas desarrolladas en esta rampa corresponden a tres unidades diferenciadas en el relieve, una que integra las formas de la rampa, con depresiones y morfología residual, otra que corresponde a los grandes afloramientos de las zonas intermedias, y una tercera que se perfila en torno a relieves diferenciales por cambio litológico en la zona de Altamiros.

3.7 El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña

Esta unidad enlaza, como ya se ha dicho, los relieves aplanados de cumbres del horst de la Sierra de Ávila (en el sector de Villanueva del Campillo) con la Cuenca Sedimentaria del Duero, a través de un ascenso suave y a lo largo de 20 Km. apoyado esporádicamente por escalones tectónicos que se evidencian en fracturas de los sistemas NE y ENE (Fig. 72).

Su límite por el Sur con el horst principal se define por la incisión morfológica de la falla (supuesta) de Vadillo-Villanueva y por el corredor deprimido de la falla de San Juan del Olmo-Vadillo de la Sierra descritos en la unidad del horst de la Sierra. El límite oriental lo forma la fosa tectónica de Muñico, que entre «Cabeza del Cubo y Rinconada forma un escarpe de falla de 40-60 m. de salto y el río Almar a su paso por el bloque cristalino que genera un valle profundamente encajado sobre los materiales metamórficos que rompe drásticamente la continuidad de la rampa hacia la unidad de los Montes Isla (relieves de Solana).

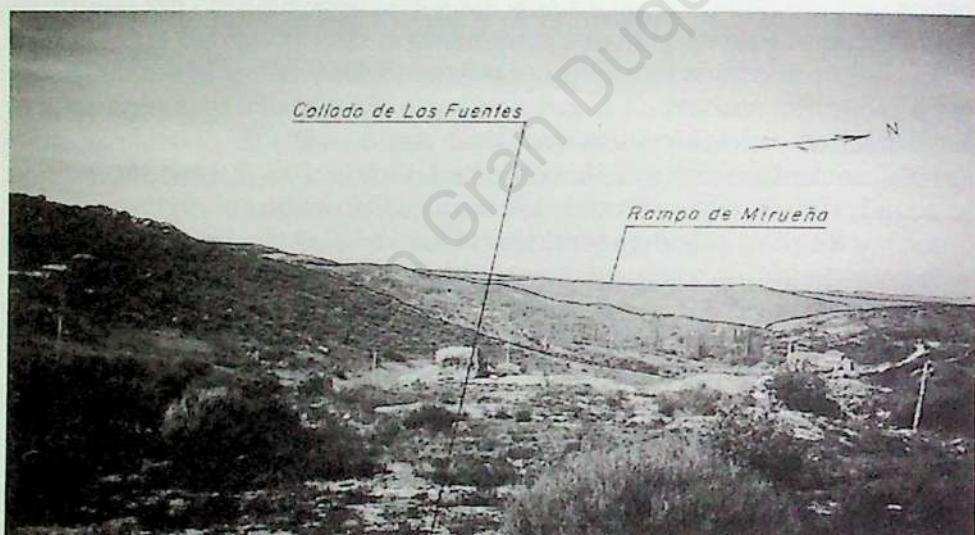


Fig. 72.- Rampa de Mirueña.

El límite Norte, con la Cuenca del Duero, presenta un escarpe de falla sobre el sector granítico de la rampa (al Oeste de San García de Ingelmos), y por un glacis de enlace en el sector metamórfico que enlaza topográficamente ambas unidades de forma gradual y pendientes del 1,5 al 2%. El límite occidental es cartográfico, definido por el ámbito de las hojas 505 y 530 del M.T.N. La definición morfoestructural de esta unidad como una gran y continua rampa, no admite duda, no así, las superficies de referencia sobre las que hemos de basar nuestro argumento Fig.73.

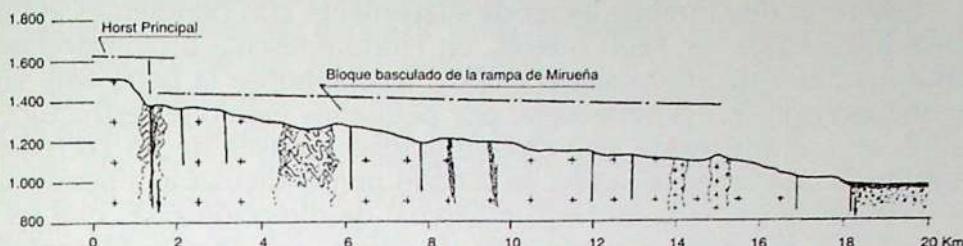


Fig. 73.- Corte morfotectónico de la Rampa de Mirueña.

En primer lugar hay que decir que la dinámica fluvial y morfogenética de esta unidad no se encuadra dentro de la Cuenca del Adaja, que tiene su nivel de base al Norte, en el Eresma-Duero, muy lejos de la zona de estudio, sino que pertenece a la Cuenca hidrográfica del Tormes, con un nivel de base, para el río Almar y sus tributarios procedentes todos de esta rampa, a 800 m. de altitud, en el Tormes, al Oeste y muy próximo a la zona de estudio, que ha motivado una dinámica erosiva sobre la rampa muy importante, y de ritmo distinto a la Cuenca del Adaja durante todo el Cuaternario. Dicho ésto, la rampa se estructura en dirección Sur sobre una superficie que a modo de loma dorsal domina altitudinalmente toda su extensión y organiza la topografía de la misma en tres grandes laderas o vertientes, una inclinada hacia el Oeste-NO y vertiente hacia el Tormes que es drenada por los tributarios del río Almar; otra inclinada hacia el Este-NE drenada directamente por el río Almar, y la tercera que estructura el sector Norte de la rampa con inclinación tendida en esa dirección hasta su enlace con la Cuenca Sedimentaria.

La superficie topográficamente inferior a la que hacemos referencia como fundamental la hemos definido a partir de su observación sobre cuatro zonas de la loma dorsal que tienen diferente litología y se sitúan en torno a los 1130 metros de altitud, extendiéndose hacia el Sur con una pendiente entre 1,6 y 2,0%. Estas zonas son: Sobre el conjunto metamórfico dominando la superficie entre Mirueña de los Infanzones y San García de Ingelmos; sobre los granitos biotíticos al Norte de «Berrocal»; sobre el dique de zuarzo de «Los Rondales»; y sobre las granodioritas de el «Alto de la Caja» a 1128 m. A partir de estas referencias y hacia el Norte la rampa ha sido fuertemente erosionada encajándose los barrancos profundamente, que han generado valles abiertos con perfil en uve, y cuyos interfluvios forman pendientes del 4,5%. El nivel fundamental de la rampa puede comprobarse también al Este del valle del río Almar sobre los esquistos, en la base de los relieves de Solana, a través de pequeñas formas de resistencia que jalonan la ruptura de pendiente en el encajamiento del río Almar y a una altitud de 1120-1140 metros.

Este nivel de la rampa asciende suavemente con pendientes entre 1,5 y 2,0% hasta los 1200 metros, en Hurtumpascual prolongándose hasta los 1260 m. «Cabeza del Cubo», rompiéndose la pendiente en alguna ocasión, no generalizada, por pequeños escalones estructurales. A esta altitud existe una discontinuidad a través de un corredor deprimido que cruza la rampa en sentido perpendicular a la pendiente formado por la falla de Hurtumpascual de dirección ENE, que termina hacia el Oeste en morfología de serreta por efecto diferencial del dique intruido; desde esta ruptura a los 1200 m. se genera un talud hasta los 1280-1300 metros con pendiente del 6% coronado por un nuevo replano, diseccionado por los barrancos tributarios del Navazamplón; en este nivel se localiza Manjabálago que es el núcleo mas alto de toda la rampa a 1300 m. Este nivel puede identificarse a través de la línea sobre la loma dorsal hasta los 1360 metros, donde se rompe la pendiente para formar el escalón tectónico mas significativo y generalizado de la rampa, apoyado en el flanco de una fractura y estructurado sobre la propia morfología domática de los granitos, genera un escarpe de perfil convexo con pendientes entre 13,5 y 20% pasando al 6-8% en determinados taludes que enlazan mas suavemente con la superficie de replanos.

El nivel aplanado que se sitúa ya haciendo límite con la falla de San Juan-Vadillo-Villanueva se define a un nivel general de 1440 metros, superficie que enrasa con la altitud estructural generalizada, con la que hemos significado el techo topográfico de todas las unidades morfoestructurales interpretadas como rampas. Desde el punto de vista morfo-tectónico, el ascenso de esta rampa en graderío, en dirección hacia el horst principal de la Sierra de Ávila, se apoya en escalones tectónicos desarrollados sobre fracturas del sistema ENE, que limitan dovelas o semihorst que han sido puestos en evidencia, generalizadamente, por efecto de la erosión diferencial, y forman parte estructural de la elevación progresiva de todo el horst de la Sierra.

Las unidades morfológicas que se distribuyen por esta rampa podemos resumirlas en: Formas graníticas que estructuran la superficie de la «loma dorsal», modelado granítico por exhumación del nivel fundamental de la rampa, modelado sobre las rocas metamórficas y modelado del valle del río Almar.

3.8. Los Montes Islas (Relieves de Solana)

Esta unidad podemos adjetivarla como singular dentro del conjunto de unidades morfoestructurales del bloque cristalino de Ávila. Está formada por una alineación de relieves de resistencia dispuestos en una dirección NE que se han labrado sobre las rocas metamórficas, pizarras y

cuarcitas ordovícicas del afloramiento de Muñico. Su morfoestructura en inselberg o montes isla deriva de varios factores, por una parte la disposición plegada de sus series geológicas con buzamientos de 50º que ponen al mismo nivel en superficie materiales pizarrosos y cuarcíticos, con distinta respuesta de éstos ante la acción de los agentes morfogenéticos; por otra, la propia disposición de las fracturas que han dirigido líneas de debilidad; y por último, su posición de borde en el zócalo cristalino, cuando en la tectónica de bloques se generó el hundimiento de la Cuenca del Duero y la formación de la fosa de Muñico, quedando elevados entre ambas (Fig. 74).

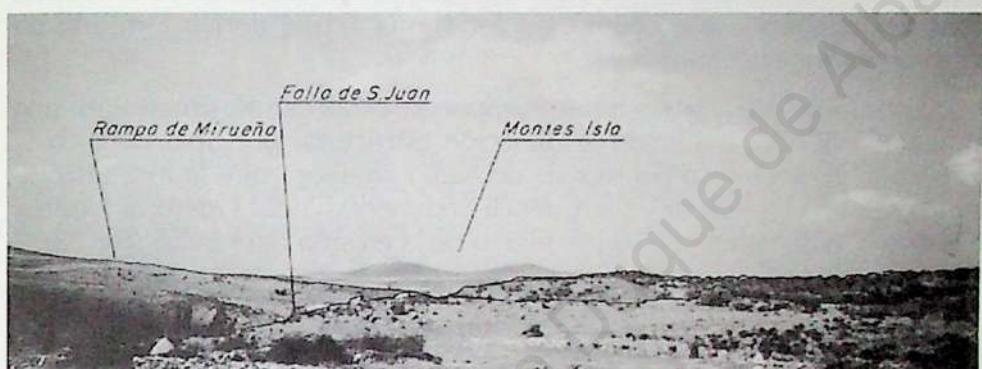


Fig. 74.- Vista panorámica de los Montes Isla (Relieves de Solana).

Su límite por el Norte, con la Cuenca del Duero, está formado en su parte mas occidental, frente a la casa de Torneros, por el punto de salida del río Almar a la Cuenca, que pone en resalte una falla normal E-O, que hemos denominado de Mirueña que afecta a los materiales siderolíticos paleocenos situados en la base de la columna estratigráfica de la Cuenca y pone en contacto estos materiales con las rocas metamórficas de la base de los montes isla; en su parte central y oriental el accidente tectónico está fosilizado por depósitos pliocenos y cuaternarios y el paso de esta unidad a la Cuenca, se realiza topográficamente de forma gradual y continua, sobre superficies de formaciones superficiales que tapizan las bases de los relieves. Por el Sureste, el límite se sitúa con la fosa de Muñico a lo largo de un escarpe de falla que en su perfil superior marca una ruptura de pendiente en torno a los 1140-1150 metros, con un salto de 40 metros, pero que se encuentra muy suavizado en su perfil por los sedimentos del corredor sedimentario de Muñico sobre los que se genera una vertiente equilibrada de perfil cóncavo que enlaza suavemente con el fondo de la depresión. El límite occidental no es tectónico, sino geomorfológico, está formado por el valle encajado del río Almar a lo largo de su paso por los materiales esquistoporfiroblásticos de la rampa de Mirueña. Forma una angostura a lo largo de 5 Km. sobre la rampa, que genera una discontinuidad morfológica neta de Sur a

Norte, por el encajamiento del curso actual del Almar (70 metros), sobre el nivel fundamental de la rampa, haciendo su entrada en la misma a 1070 metros de altitud en Rinconada, (a la misma altitud que tiene su entrada el Adaja en el bloque de Martiherrero, en Ávila, desde el Valle de Amblés), y saliendo a la Cuenca a la cota de 978 metros.

Este encajamiento marca la ruptura de la superficie fundamental por la acción directa de la red hidrográfica actual como ya se ha dicho sobre las cotas de 1120-1140 metros que se sitúan en la base de las vertientes tendidas de enlace con los Montes Isla. Este hecho concuerda con la interpretación de que estos relieves estarían ya destacados antes del final del Plioceno, aun cuando su fisonomía actual derive también de algunos retoques cuaternarios.

El conjunto de Montes Isla se compone de tres cerros, situados en una alineación SO-NE siguiendo la dirección estructural principal de toda la estructura geotectónica del bloque de Ávila, situados entre la fosa tectónica de Muñico (al Sureste) y la Cuenca Sedimentaria del Duero al Norte y Noreste, y puestos en relieve por efecto de la erosión diferencial (Fig.75).

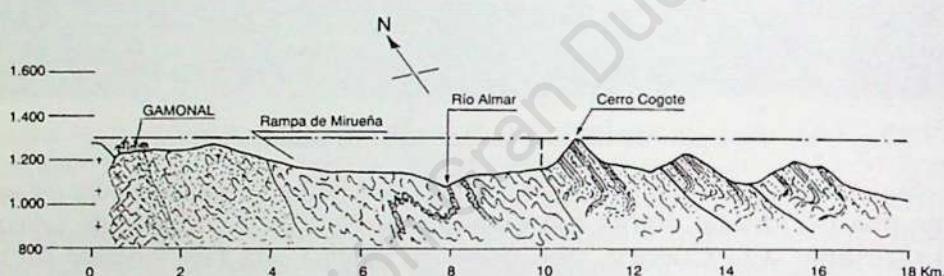


Fig. 75.- Corte morfoestructural. Montes Isla y Rampa de Mirueña.

El mas occidental, en cuya vertiente Sur se asienta Solana de Rioalmar tiene forma cónica, con pendiente del 28%, y se levanta del nivel de rampa 160 metros, está formado por dos cimas, una que se eleva a 1303 m. que se sitúa mas al Sur, conocida como el «Cerro de Solana», y otra alineada al NO respecto de la anterior con 1281 metros, ambas, separadas por un collado que se sitúa a los 1195 m.; el cerro central a 1235 m. llamado de «La Jarilla» está separado del de Solana por el collado de Valtuerto a 1145 metros, es de morfología mas pesada y de menor altitud con pendiente en las laderas del 15,5% hacia la fosa de Muñico; el de San Miguel, en la posición mas NE se separa del anterior por el collado de San Martín a 1.100 metros, elevándose hasta los 1.192. Las laderas tienen pendientes del 15% hacia la fosa de Muñico.

Considerando la unidad de Montes Isla en su conjunto, las laderas son disimétricas, a pesar de la aparente morfología de relieves cónicos y vertientes equilibradas; formando vertientes mas pendientes hacia el SE

y SO (Fosa de Muñico y Valle del río Almar respectivamente) y una vertiente tendida de perfil cóncavo hacia el Norte y NE mirando a la Cuenca del Duero (Fig. 76).

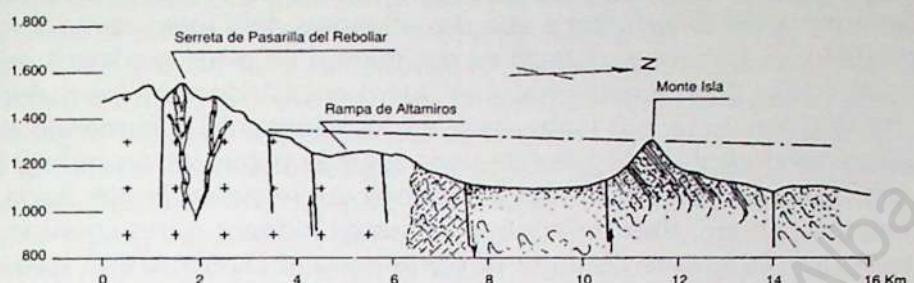


Fig. 76.- Corte morfoestructural. Rampa de Altamiros, Montes Isla.

No cabe duda del origen de estos relieves a partir del nivel general de las rampas que los circundan. En los cortes de las figuras 75 y 76 pueden observarse ciertos enrases estructurales, a partir de las coincidentes cotas topográficas de éstos con niveles significativos de las rampas de Mirueña y de Altamiros, esta última al SE de los Montes Isla y al otro lado de la Fosa de Muñico, en el horst principal. Obsérvese que la línea de pendiente que une las cotas de los respectivos relieves tiene una dirección NE y un valor del 2,2%, ambos parámetros son coincidentes con los correspondientes a todas las rampas, incluso la del bloque de Martiherrero, dentro de los mismos niveles altitudinales. Siguiendo la dirección estructural general hacia el SO, enrassa con la superficie de la «loma dorsal» de la rampa de Mirueña a una altitud de 1293 metros con un replano al Oeste de Gamonal. En una alineación hacia el Sur con la cumbre del Cerro de Gorría (Fig. 76), enrassa con la superficie aplanada de 1300 m., en la que se localiza Pasarilla del Rebollar.

Estas observaciones morfológicas, y el mismo hecho singular de la existencia de estos Montes Isla, en los niveles de las rampas, precisamente frente al sector mas elevado del horst de la Sierra de Ávila, en nuestra opinión, apoyan a la interpretación morfoestructural del bloque cristalino de Ávila, en el que los niveles mas superficiales del zócalo con una morfología poligénica muy antigua se localizan en los niveles de las rampas, incluidos éstos de los Montes Isla, de los cuales podrían deducirse indicios de la superficie fundamental premiocena; mientras la superficie del horst principal presenta niveles mas profundos del plutón con una morfología menos evolucionada adaptada a las líneas domáticas estructurales del plutón granítico.

Esta unidad tiene además, desde el punto de vista hidrográfico una situación estratégica significativa formando en una alineación con el Cerro de Gorría, la divisoria de aguas entre las cuencas hidrográficas del

Adaja que queda al Este y la del Tormes que queda al Oeste, ambas, configuradas a través de los tributarios y de los propios cursos del Arevalillo y del Almar, respectivamente. Asimismo, su disposición ligeramente elevada, entre los relieves de la Sierra de Ávila y la Cuenca Sedimentaria del Duero, hace que dos afluentes del Duero como son el Zapardiel y el Trabancos, tengan su nacimiento en estos modestos relieves y se dirijan directamente hacia el Duero encajándose en los materiales de la Cuenca. Es por tanto aquí, en los Montes Isla, formando una modesta unidad orográfica donde tiene lugar la organización hidrográfica del bloque cristalino de Ávila, en toda su vertiente Norte hacia la Cuenca del Duero, distribuyendo los recursos hídricos a tres cuencas en direcciones claramente distintas: Al Norte hacia el Duero, al Este hacia el Adaja y al Oeste al Tormes.

Las distintas morfologías quedan definidas por formas de resistencia sobre litología cuarcítica, depósitos de ladera y formaciones superficiales en las bases de las vertientes.

3.9. La Depresión de Muñico

Esta unidad morfoestructural es una fosa tectónica asociada a la falla de Muñico, que genera una discontinuidad estructural, litológica, morfológica y topográfica en dirección NE entre el sector granítico de la Sierra de Ávila y el metamórfico de la Rampa de Mirueña y de los Montes Isla.

Es una depresión de 2,5 Km. de anchura en sentido NO-SE, por 12 Km. en sentido SO-NE, en la que el bloque cristalino se encuentra fosilizado por sedimentos terciarios y cuaternarios que forman un corredor sedimentario que se adentra desde la Cuenca del Duero a modo de una gran «dársena» sedimentaria (Fig. 77).

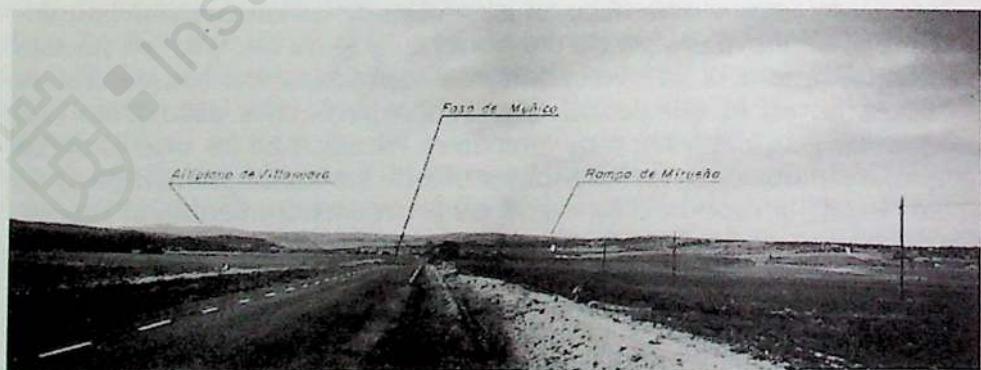


Fig. 77.- Fosa tectónica de Muñico.

Los límites a excepción del NE por el que encuentra su integración sedimentaria con la Cuenca se realizan por escarpes de falla. Por el SE con la rampa de Altamiros y con el sector occidental del macizo de Gorría se realiza por un escarpe de falla inversa cuyas características ya han sido descritas limitando la rampa de Altamiros. El límite NO con la rampa de Mirueña y los Montes Isla forma un escarpe de falla inversa con 40-60 metros de salto, que marca una ruptura de pendiente neta con las superficies de la rampa y queda más desdibujado en las laderas de los Montes Isla; todos los escarpes tienen perfil cóncavo con pendientes del 20% en la parte superior y laderas que se integran suave y progresivamente con el fondo de la fosa a través de glacis de perfil equilibrado. El límite en el sector SO, en Ortigosa de Rioalmar, es también por falla, sobre materiales metamórficos, de dirección ONO en la que no ha sido posible definir un escarpe directo, y por ello hemos interpretado como de línea de falla al cambio de pendiente, que por otra parte, forma una ladera muy incidida por los barrancos y muy desvirtuada.

De la superficie del zócalo en el fondo de la fosa no conocemos datos geofísicos en los que poder apoyar alguna hipótesis, no obstante por las magnitudes de la depresión y por las observaciones morfológicas realizadas, opinamos que puede estar formada por dos pequeños bloques, situándose más profundo el situado al SO (Fig 50).

En efecto, la depresión presenta dos morfologías diferentes, una asociada a la cuenca del río Almar que corresponde al sector SO, sin salida a la Cuenca, en forma de fondo de saco, entre Ortigosa y Rinconada (pasando por Muñico) que, tiene fondo plano, por donde discurre el Almar, y vertientes equilibradas que enlazan suavemente con los escarpes de las rampas, en las que existen depósitos cuaternarios; y otra que forma el sector NE correspondiente a la Cuenca del Adaja (a través del Arevalillo), que se articula en pequeños replanos diseccionados por barrancos de dirección normal a la depresión que generan pequeños interfluvios de perfil disimétrico a modo de «frente y dorso» con pendiente y encajamiento importantes en la orientación del frente con los Montes Isla, y un perfil tendido sobre el dorso. Esta morfología genera un ascenso desde la Cuenca del Duero hacia el interior de la depresión, con rellanos que ascienden con pendiente suave y continua en dirección SO ofreciendo tramos de contrapendiente en cada uno de los escalones según la orientación. Entre ambos sectores y morfologías se interpone un eje alomado transversal a la fosa, que está alineado con la divisoria de aguas del eje Montes Isla (cerro de Solana) con Cerro de Gorría y que forma al interfluvio, dentro de la depresión, entre la Cuenca del Adaja y la del Tormes (Fig.78); este punto estratégico está situado en el centro de la depresión a 1090 metros de altitud y es topográficamente insignifican-

te formando un perfil ligeramente alomado prácticamente plano entre ambas cuencas.



Fig. 78.- Vista del sector noroeste de la Fosa de Muñico.

Esta real disimetría y complejidad morfológica dentro de la aparente sencillez de la depresión, nos lleva a considerar que, junto con la distribución de pequeños bloques en profundidad, podría tener relación con la topografía de la superficie del zócalo fosilizado, toda vez que el hundimiento de la fosa tiene lugar en el Mioceno Superior, y la morfología de aquella superficie intramiocena sobre los materiales metamórficos podría presentar, obviamente, relieves diferenciales significativos, puesto que se trata de una superficie de degradación, y que nosotros suponemos que, al no encontrarse muy lejos de la superficie actual, podría tener alguna relación con la morfología disímétrica expuesta.

Las distintas morfologías actuales podemos reducirlas a formas de erosión y formaciones sobre los materiales sedimentarios terciarios de la depresión diferenciando áreas de centro y áreas de borde, éstas de enlace con los escarpes de falla marcados sobre los materiales metamórficos.

3.10. El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero

Dentro de nuestro trabajo hemos incluido un sector de la Cuenca Terciaria del Duero, en tanto que constituye un área de borde en el contacto de la Cuenca con el Bloque Cristalino de Ávila, y que para definir éste, en todos sus elementos geológicos, morfotectónicos y morfodinámicos, se ha hecho necesario enmarcarlo dentro de las cuencas sedimentarias que lo delimitan.

La Cuenca Terciaria del Duero en toda su extensión, se desarrolla sobre un gran sector deprimido de la Plataforma Ibérica, que podemos interpretar como una gran sineclise, en la que las zonas de borde participan de una dinámica morfotectónica que debe asociarse e interpretarse dentro del conjunto geotectónico y morfodinámico del bloque de plataforma levantado y expuesto en superficie.

En nuestro caso, el sector de la Cuenca que forma el área de contacto con el bloque cristalino de Ávila, se localiza a lo largo de 42 Km. de Este a Oeste, entre los cursos fluviales del Adaja y del Zamprón, este último correspondiente a la Cuenca del Tormes a través del Almar; su anchura en dirección Norte hacia el centro de la Cuenca oscila entre 6,5 y 10 Km. debido al trazado irregular del contacto con el bloque cristalino y de su referencia con el límite cartográfico definido para el trabajo en esa dirección que coincide con el ámbito de las hojas del M.T.N. números 505 y 506 (Fig. 79).



Fig. 79.- Sector de la Cuenca entre Monsalupe y Peñalba.

El límite con el bloque cristalino de Ávila es tectónico, definido por fallas que generan escarpes de falla y de línea de falla, con saltos de hasta 140 metros, que han sido descritos con todos sus caracteres morfológicos y geodinámicos dentro de las unidades morfoestructurales del bloque ya expuestos. No obstante y a modo de resumen, citaremos aquí toda la secuencia de accidentes tectónicos de Este a Oeste: En el límite por el Este, desde la entrada del río Adaja a la Cuenca hasta Peñalba existe un salto de falla que hemos interpretado como de línea de falla de Peñalba; entre Monsalupe y Marlín, la propia falla de Plasencia con escarpes de falla y escalones tectónicos; en el sector de Bularros, varios escalones tectónicos sobre fallas interpretadas como antitéticas; la Fosa de Muñico interpretada como unidad independiente

que enlaza el contacto del sector granítico con el metamórfico; el contacto con los Montes Isla a través de línea de falla fosilizada, y por último el escarpe de falla al Norte de San García de Ingelmos, de nuevo sobre el sector granítico de la Rampa de Mirueña.

No disponemos de datos geofísicos a través de los cuales podamos determinar la estructura y profundidad de la topografía del bloque o de los bloques del zócalo que organizan el basamento de los materiales sedimentarios de la Cuenca; no obstante podemos realizar alguna aproximación: Todas las fallas que limitan el bloque cristalino además de la de Plasencia deben ser bastante profundas ya que han permitido el reajuste del bloque y el hundimiento de la Plataforma, no obstante no han actuado todas con la misma intensidad; por la morfología que presenta la Cuenca podemos intuir que existen distintos niveles y posiciones en la topografía profunda del zócalo inmediato al contacto con el bloque cristalino de Ávila. Al menos pueden reconocerse tres zonas diferentes en este espacio de Cuenca que pudieran tener relación con la disposición morfotectónica del basamento: La más occidental, donde se ubican Blascomillán, Herreros de Suso, etc. presenta una inclinación constante hacia el NE, como si de un gran bloque basculado se tratara que ha generado una disimetría en las vertientes de los valles cuaternarios, que podemos interpretar por su perfil como una morfología en «cuesta» (Fig.80),



Fig. 80.- Valle disímétrico del río Almar (Herreros de Suso).

cuyos flancos son recorridos subsecuentemente por la red hidrográfica, y cuyos dorsos están adaptados a la sedimentación arcósica, fosilizada por un depósito fanglomerático que la protege de la erosión; las pendientes de los frentes oscilan entre el 12 y el 22%, siendo las de los dorsos entre 1,3 y 2,0% en dirección NE. La zona central, donde se localizan San Pedro del Arroyo, Riocabado, Las Berlanas etc. es una zona deprimida

donde se asientan áreas endorreicas y suelos salinos, y en nuestra opinión puede quedar alineada con la gran depresión geotectónica asociada en profundidad a la falla de Plasencia en su trayectoria hacia Madrigal de las Altas Torres, donde esta morfoestructura, ya ha sido evidenciada por otros autores y a la que hicimos referencia ya en el capítulo correspondiente (Fig.81) El sector oriental entre Las Berlanas y Zorita de los Molinos, pueden asociarse con un bloque en disposición de rampa, en continuidad con el bloque de Martiherrero, pero desplazado a una posición hundida y posilizada por la sedimentación de la Cuenca.



Fig. 81.- Zona deprimida de San Pedro-San Juan-Riocabado.

Por otra parte todo el sector del contacto con el bloque cristalino ha participado de una dinámica de reajustes tectónicos y una dinámica gravitatoria durante el Plioceno y el Cuaternario que singularizan toda la morfología de borde, respecto de las formas asociadas al centro de la Cuenca.

La morfología de todo el sector considerado, podemos así, interpretarla desde un punto de vista mas dinámico que podemos resumir en una serie de formas de erosión labradas sobre las vertientes con mayores pendientes; formas de resistencia en la Cuenca; formaciones superficiales que fosilizan y tapizan sectores de sedimentación terciaria y toda la morfología fluvial asociada a la red fluvial cuaternaria.



IV. MORFOLOGÍA Y SISTEMAS MORFOGENÉTICOS

Institución Gran Duque de Alba

1. FORMAS ESTRUCTURALES MAYORES LIGADAS A LA DISPOSICIÓN TECTÓNICA

Dada la importancia morfoestructural que para el conjunto de la zona de estudio tienen las formas generadas por la tectónica, junto con la trascendencia de los extensos afloramientos graníticos masivos, hemos preferido desarrollar este apartado de formas estructurales dentro del capítulo morfo-tectónico, con la realización del mapa morfoestructural a escala 1:50.000 y la descripción de las grandes formas estructurales correspondientes. No obstante y a modo de síntesis recordamos aquí la articulación de su contenido, que incluye un total de veinte clases de formas cartografiadas, agrupadas en cinco conjuntos en orden a su magnitud morfológica.

1.1. Formas estructurales asociadas con fallas

1.1.1. Escarpes originales de falla.

Se han identificado escarpes originales sobre fallas normales y sobre fallas inversas, correspondiendo los primeros a escarpes que limitan con la fosa del Amblés y los segundos a escarpes que limitan el bloque cristalino con la Cuenca del Duero en los sectores de Monsalupe y de la fosa de Muñico.

1.1.2. Escarpes de línea de falla.

Se han definido con esta nomenclatura los escarpes que no han podido ser reconocidos como directos, originales, bien por retroceso de la vertiente o por rejuego de las fallas, resultando en todo caso accidentes de menor salto topográfico visible que los originales de falla. Se han identificado sobre fallas normales e inversas correspondiendo los primeros al límite Norte de la fosa del Amblés, y los segundos al contacto del macizo cristalino con la Cuenca del Duero.

1.1.3. Depresión tectónica (en línea de falla).

Hemos identificado con esta denominación a las depresiones tectónicas asociadas a las grandes fallas como la de Plasencia y la de Muñico, que forman verdaderos corredores deprimidos desarrollados sobre las zonas de trituración de la falla por el efecto combinado del tipo de litología y su recristalización y el efecto de la erosión diferencial sobre estos materiales y los granitos adyacentes. La de mayor magnitud sobre la falla de Plasencia atraviesa diagonalmente en dirección NE todo el bloque cristalino de Ávila a lo largo de 43 Km. entre el Puerto de Villatoro y Monsalupe.

1.1.4. Escalón tectónico sobre falla.

Dentro de la diversidad y de la diferente magnitud morfológica de la estructura escalonada de las rampas, se han identificado como escalones de falla a aquellos que limitan los semihorst en los distintos impulsos de ascenso estructural, que conforman además verdaderos taludes topográficos con rupturas importantes de pendiente y que llevan asociados ciertas morfoesculturas sobre los afloramientos masivos diferenciadas de las formas simples y degradadas de las rampas. Son accidentes identificados a lo largo de distancias kilométricas y principalmente sobre el sistema de fracturas de dirección ONO. Generalmente se apoyan sobre falla normal en aquellos escalones tectónicos que enlazan las rampas con los semihorst o con el horst principal, mientras que se apoyan sobre fallas inversas en la zona de Bularros, donde se han interpretado como escalones tectónicos sobre fallas inversas en una estructura de fallas antitéticas.

1.1.5. Zona de trituración.

Bajo esta denominación se definen en el sentido más estrictamente geomorfológico aquellas zonas que por haber experimentado una transformación mineralógica por recristalización o milonitización debido a procesos geodinámicos, magmáticos o por metamorfismo de contacto generando bandas de trituración que en superficie, conforman morfologías diferenciadas respecto de las rocas de su contexto geológico. Estas zonas pueden estar asociadas a depresiones y corredores tectónicos o simplemente significar un cambio morfológico y edáfico a lo largo de toda la zona de trituración. Las más significativas están desarrolladas en la falla de Plasencia, en la de Muñico y zonas de metamorfismo de contacto entre las granodioritas y las bandas granitizadas del afloramiento metamórfico de Muñico.

1.2. Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica mayor

1.2.1. Pasillo de arenización en línea de fractura.

La cartografía de los afloramientos masivos evidencia que la organización espacial de los mismos, está dirigida por los distintos sistemas de fractura. Esta organización espacial contiene unidades de diferente magnitud y trascendencia morfológica, que se pone de manifiesto siguiendo líneas de fractura, en torno a las cuales se han generado pasillos de arenización que organizan los grandes afloramientos masivos. Estos pasillos pueden formar alineaciones deprimidas de varios kilómetros y algún centenar de metros de anchura, incluso constituir alveolos.

En la rampa de Altamiros se alternan delimitando morfoesculturas y siguiendo los dos sistemas principales de fractura, el ONO y el NE.

1.2.2. Escalón tectónico en línea de fractura.

Esta denominación se aplica para aquellos escalones estructurales que aunque tengan expresión morfológica significativa, con talud y morfologías asociadas, interpretamos que su trascendencia geomorfológica no es debida a movimientos en la vertical de la fractura correspondiente; sino que ha sido puesta de manifiesto por efecto de los procesos de erosión sobre el manto de alteración o por la propia morfología asociada a la fractura. En general se localizan en las laderas del horst de la Sierra de Ávila en fracturas transversales a la dirección normal a la pendiente.

1.2.3. Valle de fractura.

Se interpreta con esta denominación a los valles que están dirigidos por fracturas de una sola componente de dirección que tienen verdadera significación geomorfológica en el macizo cristalino. Son valles profundamente encajados, de trazado recto siguiendo una línea de fractura y podemos considerarles generalmente de perfil en V aun cuando la morfología de las laderas, que constituyen sus vertientes, suele ser disimétrica a tenor de la estructura de los afloramientos. Los más importantes son el de Valdecasa y el de Hoyuelo en el horst de la Sierra de Ávila y ambos están dirigidos por fracturas del sistema NNO a NO conjugado del E-O.

Son muchos los valles de fractura dentro del macizo cristalino dado que la red hidrográfica ha aprovechado las fracturas como vías de debilidad para encajarse; no obstante los de expresión morfológica importante

se localizan en torno al horst principal en los macizos de Cerro de Gorría y de las Fuentes.

1.3. Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor

1.3.1. Línea de entalladura.

En general estas formas están representadas por pasillos de arenización a través de los cuales quedan delimitados y organizados espacialmente los afloramientos masivos independientemente de la trascendencia geomorfológica que unos y otros tengan. Lo que se trata de definir es la organización de los afloramientos en torno a las líneas de fractura, no el significado geomorfológico derivado de este hecho, por ello, quedan aquí incluidas las entalladuras en rocas masivas, líneas de pasillos de arenización, pasillos tectónicos y en general todas las formas de organización lineal dirigidas por las redes de fractura y que tienen significación espacial delimitando los afloramientos masivos.

1.3.2. Escalón estructural sobre línea de fractura.

Bajo esta denominación englobamos aquellos escalones estructurales que podemos asociar a líneas de fractura porque están adaptados a determinados conjuntos de formas que tienen como significado estructural precisamente, el que constituyen morfologías que comportan en sí mismas escalonamientos, como son las morfoesculturas en bóveda de cañón etc. y que siguen las líneas de fractura. En todo el conjunto cristalino existen muchísimos escalones de este tipo y junto con otros de menor entidad que denominamos mas adelante como morfológicos; unos y otros representan los impulsos de elevación constante de las rampas hacia los sectores de cumbres, alternados esporádicamente por los de trascendencia tectónica y que entre unos y otros caracterizan la morfología general en graderío de todas las rampas.

1.3.3. Zona deprimida (nava) favorecida por fracturas.

Se han interpretado con esta nomenclatura, los densos enrejados de fracturas y diaclasas que dan como resultado morfológico, zonas deprimidas en nava coronando las áreas planas de cumbres. Se distingue con ellas el sentido estructural de estas zonas frente al contenido morfogénético atribuido a las zonas alveolares desarrolladas en las superficies de las

rampas, aunque estas últimas puedan tener su génesis a partir también de zonas con denso diaclasado ortogonal o en enrejado.

1.4. Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos

El contenido morfológico de este apartado se desarrolla dentro del correspondiente a las formas graníticas; su presencia aquí, es debida a que en el capítulo y mapa morfoestructurales se han identificado los diques juntamente con su expresión morfológica para evidenciar la importancia de las distintas magnitudes morfológicas de cada uno de los sistemas de diques, diferenciando exclusivamente serretas y barras rocosas sin otra valoración morfológica ni tipificación alguna cualificando la forma, aspectos éstos que desarrollamos mas adelante en el capítulo correspondiente.

Respecto a los afloramientos masivos corresponde a este apartado exclusivamente su reseña como localización cartográfica, con el fin de evaluar el porcentaje de ocupación por litología granítica directa «masiva» como dato de valor morfoestructural, desarrollando su tipificación morfológica en el apartado 2.1 posterior, correspondiente a la morfología granítica.

1.5. Elementos de carácter exclusivamente tectónico

Hacemos referencia explícita de este punto aquí para reseñar en esta síntesis todos los apartados correspondientes del capítulo morfoestructural de referencia, pero en rigor no comentamos su contenido por tratarse de elementos correspondientes a la semiología gráfica de contenido exclusivamente tectónico dentro de la leyenda del mapa correspondiente.

2. FORMAS ASOCIADAS AL CONTEXTO ESTRUCTURAL

En este apartado se presentan y analizan las formas de relieve modeladas sobre los afloramientos de rocas cristalinas masivas, junto con las desarrolladas sobre roquedo metamórfico que, al igual que ellas, manifiestan un claro control por parte de los caracteres estructurales.

2.1. Morfología granítica

2.1.1. Caos de bolas.

Son formas que se localizan sobre el nivel fundamental de la rampa de Martiherrero, en el sector de Duruelo, y que se ubican generalmente *in situ* por la desintegración morfológica de las barras rocosas labradas sobre los diques de pórfido; mantienen generalmente posiciones topográficas



Fig. 82.- Caos de bolas en el sector de Duruelo.

algo mas elevadas, en el perfil de la rampa, conservando la posición de la raiz de la serreta aunque en ocasiones las bolas tapizan las pequeñas laderas de las mismas,desplazadas por gravedad,(fig.82); su morfología deriva del denso diaclasado de los pórfidos que ha generado una estructura en bloques paralelepípedos de dimensiones métricas observable en los núcleos centrales o raices de las serretas que conservan planos y perfiles menos evolucionados; su morfogénesis bajo el manto de alteración ha sido muy intensa, completando su evolución por desagregación granular y descamación debida a la acción añadida de los agentes externos, y todo ello a partir de las líneas de debilidad del denso diaclasado ortogonal.

Generan un paisaje morfológico de mar pedregoso que tapiza la superficie de la rampa en este nivel altitudinal (1250-1300 m.) del sector de Duruelo-Casasola.

2.1.2 Barra rocosa.

Esta morfología se desarrolla sobre los materiales del sector central o «raiz» de los diques de pórfido, una vez que han sido desmantelados los elementos de perfiles mas evolucionados (bloques y bolas) que lo recubrían, y desplazados por gravedad hacia las laderas (fig.83); el diaclasado es ortogonal con una estructura en bloques angulosos que presentan un cierto buzamiento subvertical que atribuimos al movimiento tectónico del bloque cristalino en este sector, correspondiente al nivel topográfico de los 1250 metros de la rampa de Martiherrero.



Fig. 83.- Barra rocosa sobre dique de pórfito en Duruelo.

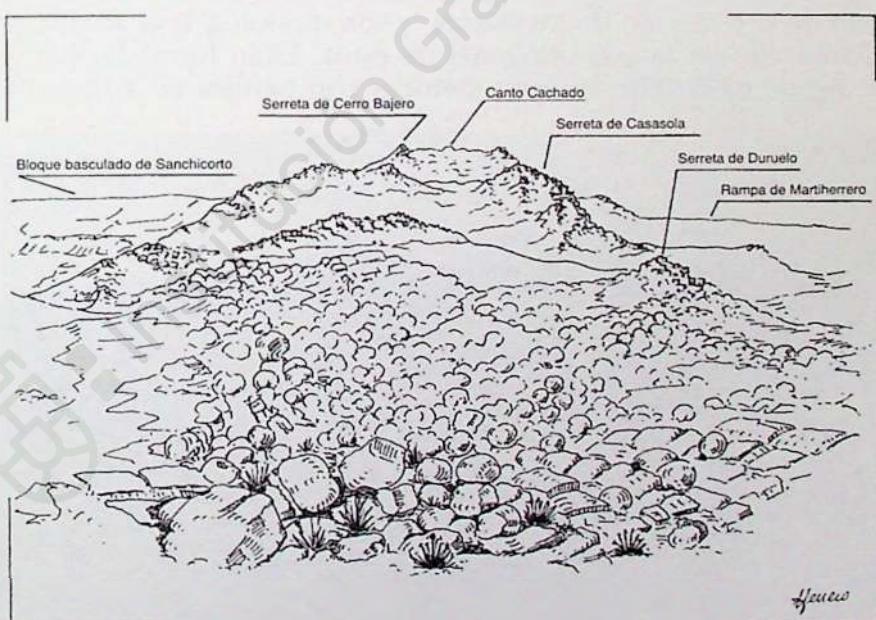


Fig. 84.- Caos de bolas y morfología de serretas y barras rocosas en el sector de Duruelo hasta Canto Cachado.

2.1.3. Serretas sobre diques de pórfido.

Son morfologías de resistencia, por erosión diferencial, labradas sobre los diques, que han protegido del arrasamiento general a las zonas adyacentes de litología granodiorítica, formando en su conjunto relieves en serreta a veces culminadas en crestería por una barra rocosa, todo ello dependiendo del grado de destrucción y de evolución morfológica. El paisaje (fig.84) es de un enjambre de serretas dirigidas por los diques, que ascienden escalonadamente desde La Colilla y hacia el Oeste hasta Canto Cachado; se ubican en los distintos niveles topográficos, desconectadas por fracturas transversales a la dirección de los diques correspondientes al sistema NNE. La morfología y el grado de evolución dependen de la situación altitudinal que ocupen en los distintos niveles o escalones estructurales, dentro de la rampa de Martiherrero.

2.1.3.1. Serreta acastillada.

Las serretas en la zona de Casasola, sobre un nivel altitudinal de 1350 metros, presentan mayor entidad topográfica y menor evolución morfológica que las del sector de Duruelo desarrollándose también una morfología bien definida en las granodioritas de las zonas adyacentes.

La forma de estas serretas es acastillada, están desarrolladas en el sentido de la dirección de los diques, y son morfologías adaptadas a la estructura del diaclasado ortogonal de éstos. Están formadas por bloques angulosos de dimensiones métricas con perfiles en arista, dirigi-

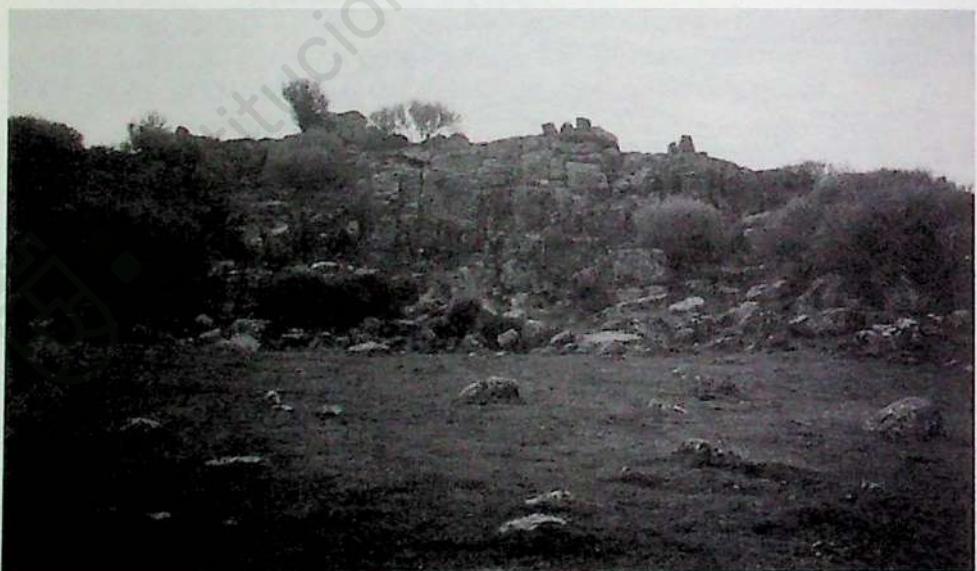


Fig. 85.— Serreta acastillada de Casasola.

dos por el diaclasado en retícula. Presentan laderas muy disimétricas, tendidas y con apilamiento de bloques en la Sur y pequeñas paredes dando la forma acastillada en la Norte (fig. 85). Las direcciones del diaclasado siguen la estructura general de este sector, dirigida por los sistemas E-O, NNE y Norte. Se hace notar la forma de los bloques y algunos bolos en la base de la serreta con perfiles menos angulosos; quedando destacados netamente los planos de las diaclasas que han servido para el avance de la erosión generando las paredes, correspondiéndose con la dirección E-O de los diques de pórfido que siguen la línea principal de fractura.

2.1.3.2. Serreta en apilamiento de bloques.

La morfología en bloques derivada del diaclasado ortogonal, por el diaclasado «horizontal» en lajas siguiendo las líneas de la estructura general, domina el relieve de Canto Cachado, y es visible también en el modelado sobre las granodioritas próximas (fig. 86). A esta altitud las serretas están muy destruidas respecto de su estructura y disposición original de bloques paralelepípedos. Son significativos los diques de pórfido en el Alto de Canto Cachado, angulosos, formando grandes apilamientos de bloques en torno a la zona de raíz de la barra rocosa central, que no se hace visible. Los perfiles de los bloques presentan cierta redondez, lo que permite

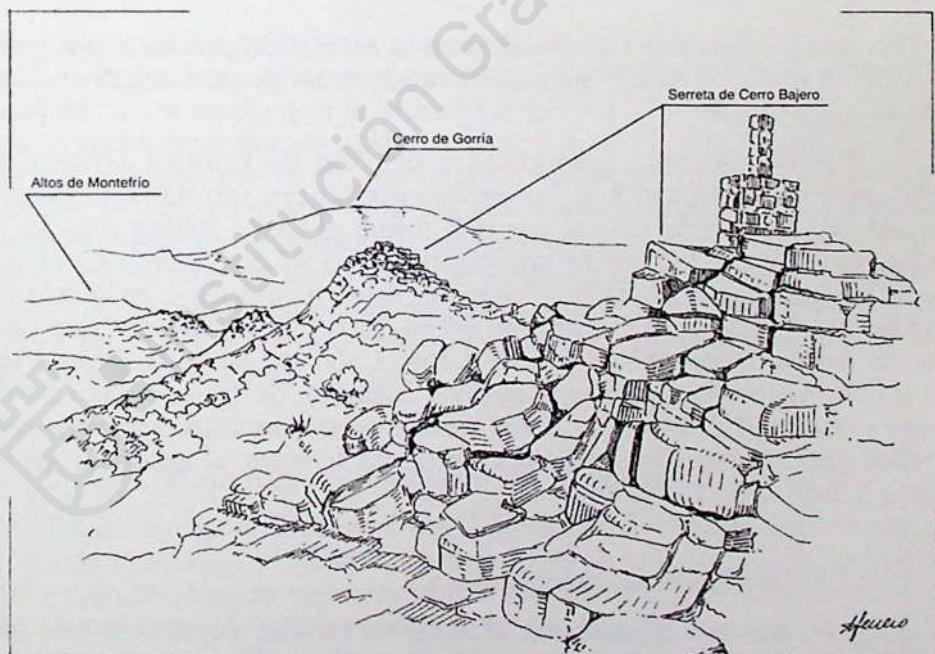


Fig. 86.- Serreta de Cerro Bajero. Morfología culminante sobre los diques de pórfido en el Alto de Canto Cachado.

atribuir a estos elementos una posición alejada de la «raíz» o núcleo central del dique durante los procesos morfogenéticos subaéreos.

En las laderas de estas serretas, existen pedreras formadas por bloques procedentes de la destrucción de la zona de apilamiento culminante de las mismas (fig. 87).



Fig. 87.- Perfil de la serreta Norte de Alto de Canto Cachado.

Podemos relacionar este hecho con la acción de procesos por gelificación durante el Pleistoceno, acelerándose así la destrucción de las formas culminantes.

La morfología sobre granodioritas del Alto de Canto Cachado se diría que ha sido protegida de la erosión por las dos serretas que lo culminan, una al Norte y otra al Sur que forma el Cerro Bajero (fig. 86); ambas quedan drásticamente interrumpidas en su dirección E-O al ser cruzadas por la gran falla de Plasencia que forma en este sector la depresión de Sanchorreja, trazando sobre estos relieves taludes que forman la ladera Oeste del relieve de Canto Cachado hacia la depresión, enlazando la morfología de los perfiles colgados de las serretas con el fondo del corredor tectónico. Estos taludes se encuentran tapizados por bloques procedentes de la destrucción de las serretas, al igual que en la ladera Sur de la de Cerro Bajero.

2.1.3.3. Serreta de morfología mixta.

Estas formas están asociadas a zonas tectónicas deprimidas, de las que emergen como grandes modelados de resistencia, formando cerros dirigidos y coronados por una barra rocosa (fig. 88). Su litología y morfología son mixtas, correspondiendo los duros de las laderas a

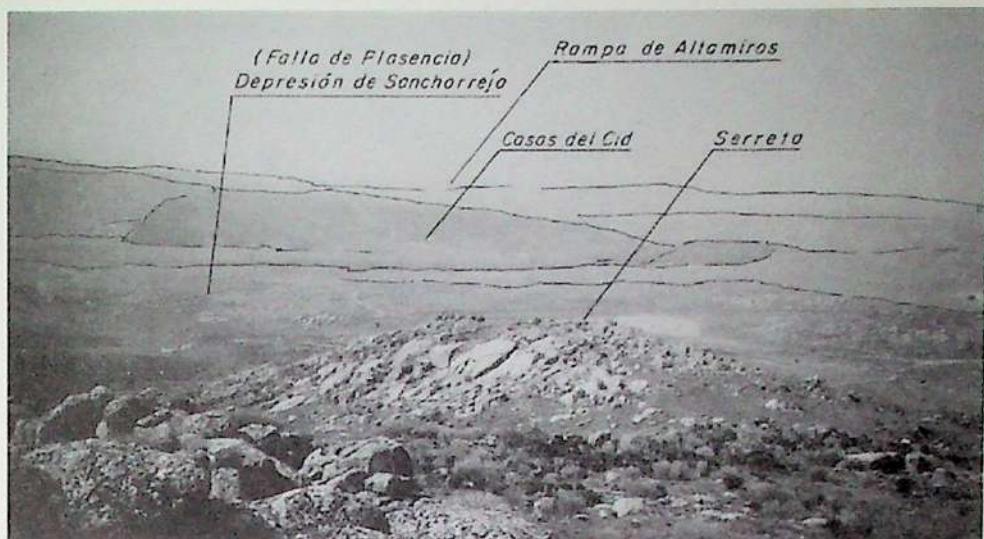


Fig. 88.- Serreta con morfología mixta. Depresión de Sanchorreja.

las granodioritas con morfología domática y en lajas, y la zona axial al dique de pórfido con morfología de barra rocosa acastillada que a modo de «quilla» estructura todo el relieve de resistencia en la dirección del dique.

La estructura de la barra acastillada está dirigida por el denso diaclasiado ortogonal que genera la morfología en bloques angulosos «paralelepípedos» en tanto que la morfología granítica es de modestos lanchares y otras formas graníticas de perfiles curvos bastante evolucionados, formas dirigidas por la red de fracturas curvas de amplio radio, a cuyos perfiles se han adaptado la topografía y morfología de las laderas, formando el relieve de resistencia que podemos considerar como un cerro pero con morfología coronante de serreta; las laderas, en la base de la barra rocosa, están jalonadas de bloques procedentes de la destrucción de la misma, hecho que relacionamos con procesos de gelifracción durante el Pleistoceno.

2.1.3.4. Barra rocosa en apilamiento de bloques angulosos.

Estas formas se localizan linealmente cruzando de Este a Oeste la zona de cumbres del Macizo de Cerro Gorriá a 1700 m. de altitud (fig. 89). Son formas de resistencia por erosión diferencial, que han sido expuestas ante los agentes externos en los últimos tiempos de elevación del horst de la Sierra de Ávila, manteniéndose la estructura ortogonal del diaclasado, que ha dirigido la evolución de la forma permitiendo la acción de los procesos por gelifracción durante las fases frías Pleistocenas.



Fig. 89.- Barra rocosa en apilamiento de bloques angulosos. Alto de Cerro Gorría (1700 metros de altitud).

Sus planos son rectos y tienen las aristas netas, tanto en los apilamientos in situ como en los boques exentos depositados en las laderas; estos elementos morfológicos y el carácter coherente de la litología de los diques permiten la interpretación morfogenética por procesos por gelifracción. La morfología en barra rocosa destaca algunos metros sobre la superficie en cúpula de la zona de cumbres del macizo, con un desarrollo transversal de pocos metros, pero con una morfología muy significativa que a modo de crestería se ferfila de Este a Oeste a lo largo de toda la superficie culminante.



Fig. 90.- Serreta de Casas del Cid «Pedritilla».

2.1.4. Serreta sobre diques básicos.

Las formas con verdadera entidad morfológica, dentro de esta modalidad, son las asociadas al dique diabásico intruido en la falla de Plasencia; las de mayor importancia en el paisaje actual, se encuentran desplazadas de la zona de rejuego y trituración alpina del corredor tectónico de Sanchorreja (fig.90) existiendo unidades en resalte menores, dentro de la propia zona de trituración de la falla sobre el núcleo gabroide central del dique. La serreta de Casas del Cid es kilométrica con una zona culminante perfilada sobre la parte central del dique, mas coherente, no presenta una morfología culminante en resalte tipificable como forma de resistencia. Toda la litología tanto del núcleo central gabroide como las diabasas, se encuentra triturada y diaclasada pero no genera formas menores de resistencia; sobre las laderas existe canturral disperso y la formación de suelo, no ofreciendo tipologías morfológicas reseñables.

2.1.5. Serreta sobre diques de cuarzo.

La morfología que presentan no corresponde a edificios morfológicos con arquitectura propia, sino a modo de líneas rocosas de resistencia que destacan sobre el nivel topográfico de las rampas, delineando el trazado de las fracturas de los sistemas conjugados NNE y ENE intruidas por los diques de cuarzo que sostentan las líneas que reseñamos como serratas. Son líneas en resalte generalmente de longitud kilométrica que perfilan su silueta sobre la superficie de las rampas de forma individual, aislada, puesto que la distancia en paralelo entre estos diques son del orden de dos kilómetros (fig. 91).

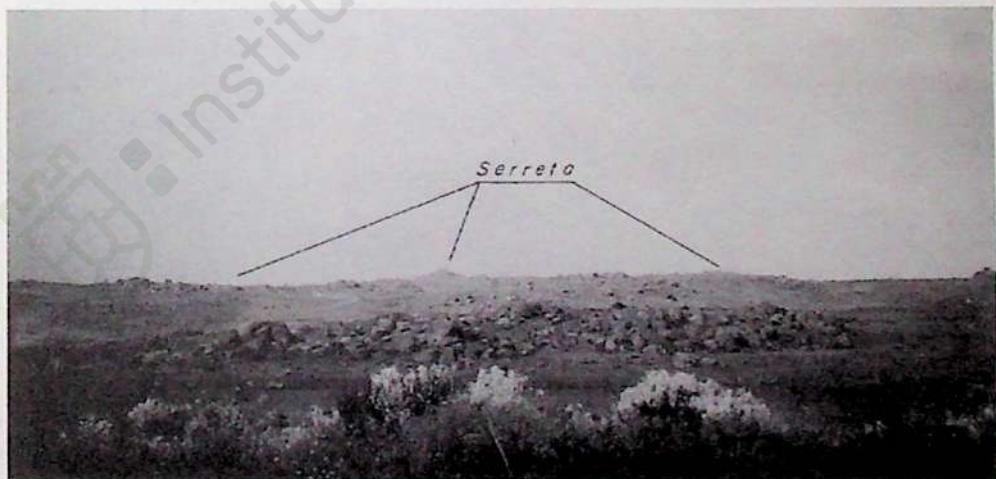


Fig. 91.— Serreta del dique de «Los Rondales». Rampa de Mirueña.

En la rampa de Martiherrero, sobre la superficie de 1130 y 1250 metros, se adaptan a las fracturas de dirección NNE intruidas por los diques de cuarzo y en la de Mirueña a las de dirección ENE y NE. Presentan como morfología de detalle una zona entre 2 y 10 metros de anchura, densamente triturada compuesta por cantos y bloques que mantienen la línea de resalte de color blanco y un tapizado de clastos a lo largo y ancho de las suaves laderas adyacentes. La forma mas significativa desde el punto de vista de esta tipificación morfológica se perfila en el dique intruido en la falla de San Juan del Olmo-Vadillo de la Sierra; puesta en resalte por efecto de la erosión diferencial dentro de la zona deprimida asociada a la falla (fig. 92).



Fig. 92.- Morfología de detalle sobre dique de cuarzo lechoso. Serreta en el corredor tectónico de la falla de S. Juan-Vadillo.

2.1.6. Formas domáticas mayores.

La morfología generalizada del sector de cumbres del horst de la Sierra de Ávila, es el dominio de las formas domáticas. La estructura es en grandes cúpulas graníticas adaptadas en dirección, pendiente y buzamiento a las líneas curvas de la fracturación que se desarrolla en lajas y losas, dirigidas por un denso diaclasado de diferentes radios de curvatura y ángulos centrales y azimutales (fig. 93)

2.1.6.1. Lanchares y Llambrías.

Esta morfología es generalizada en todo el horst de la Sierra de Ávila formando los dorsos en las laderas de perfil convexo. En efecto, en las vertientes de este horst principal se desarrollan distintas morfologías graníticas de ladera adaptadas a los diferentes radios de los perfiles curvos del sistema de diaclasado en lajas, dibujando siluetas de grandes lanchares. Hay lanchares adaptados al trazado de arcos simples de un solo radio como los de la figura 94, en la vertiente Sur de Cerro Gorria, en tanto que los hay



Fig. 93.—Perfiles curvos en la morfología del Horst de la Sierra de Ávila.
Macizo del Cerro de Gorria.

adaptados al trazado de arcos compuestos por curvas de diferentes radios como en el sector del Macizo de Las Fuentes (fig. 95.). En la figura 94 puede observarse el retroceso de la ladera por la posición del lanchar desconectado en la base de la misma.



Fig. 94.—Lanchares en la ladera Sur de Cerro Gorria.

El relieve situado entre Valdecasa y Pasarilla del Rebollar podría interpretarse como una serreta con morfología mixta, puesto que sus elementos esenciales son los mismos; no obstante dos hechos le diferencian, su conexión con el macizo de Cerro Gorria y su superficie culminante pesada adaptada a la estructura curva de gran radio. Este modela-

do se sitúa en un nivel de cumbres de altitud intermedia entre las formas abovedadas en cúpula del horst principal y el modelado de las superficies de las rampas.



Fig. 95.-Lanchares de arco compuesto en el Macizo de Las Fuentes.

Existe una cierta alternancia morfológica principalmente en las laderas del horst principal entre zonas adaptadas a los dorsos de las lajas, formando los lanchares y morfologías de tors y formas simples junto con



Fig. 96.- Lanchares perfilando una estructura en domo en la ladera de Valdecasa. Macizo de Cerro Gorria.



Fig. 97.- Lanchares en la base de La Paramera. «Villaviciosa» en el borde Sur del Valle de Amblés.

apilamiento de bloques y bolos. Esta morfología mixta y compleja, podría explicarse por el comportamiento diferencial de las rocas graníticas ante los procesos morfogenéticos en función de la disposición del diaclasado curvo, de diferentes radios de curvatura y ángulos de buzamiento. El manto de alteración progresó más eficazmente a través de los planos del diaclasado verticalizado, generando la silueta de los tors y demás formas simples, mientras los planos más horizontalizados quedan más protegidos de los procesos, conservando los planos curvos que forman los afloramientos en dorso (fig. 98.).

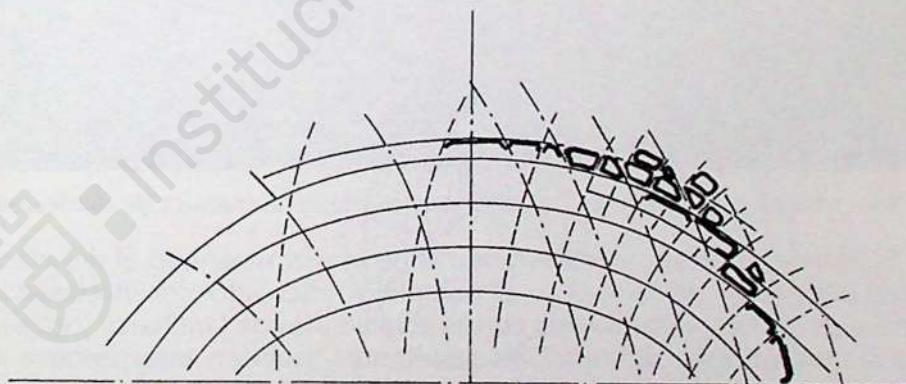


Fig. 98.- Esquema del diaclasado generador de morfologías complejas en laderas de perfil convexo.

Esta conjunción de elementos estructurales y procesos morfogenéticos, con resultado morfológico diferencial, genera en los valles de fractu-

ra disimetrías morfológicas netas en ambas laderas. El ejemplo mas significativo es el valle de Valdecasa, en el Macizo de Cerro Gorría; la ladera desarrollada sobre el dorso de la estructura abovedada de las lajas, está formada por lanchares y llambrías entalladas en reticulado por las líneas de diaclasas, mientras en la ladera opuesta, a modo del frente de la estratificación en lajas, presenta modelado residual en bloques y pequeños tors que generan una ladera escalonada apoyada en las formas de resistencia (fig. 99). Esta morfología, netamente diferenciada entre las laderas desarrolladas sobre el frente de estratificación de las lajas y laderas adosadas a los dorsos curvos de las mismas, es una de las constantes del modelado granítico del bloque cristalino de Avila, y puede observarse a todas las escalas morfológicas, desde las laderas de valles de fractura y modelado de los escarpes de falla, hasta las formas menores y microformas.

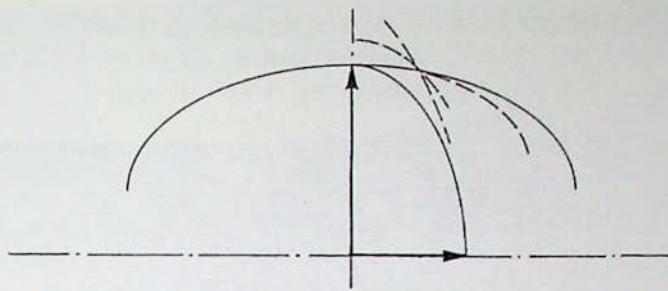


Fig. 99.- Morfología disímétrica en las laderas del valle de fractura de Valdecasa

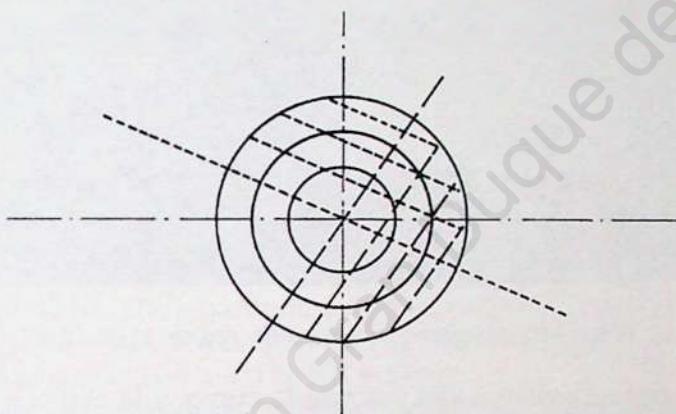
El tipo de esfuerzos, considerando el de mayor magnitud al del efecto descompresivo de la roca, y el complejo reticulado del diaclasado, capaces de generar estas formas curvas abovedadas de lanchares y cúpulas y las morfologías diferenciales resultantes, pueden interpretarse a través del esquema de la figura 100.

2.1.6.2. Morfología en cúpula.

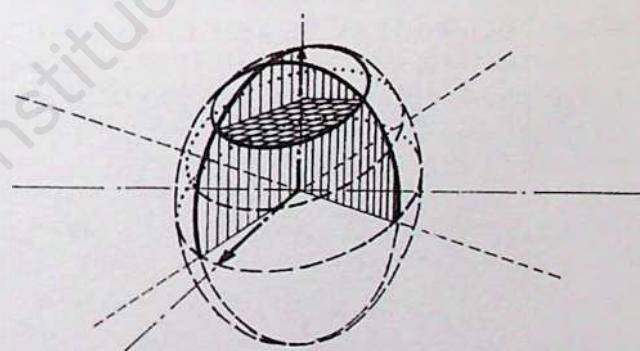
Las superficies culminantes de las formas abovedadas, ya sea en cúpula para los relieves del Horst de la Sierra de Avila, o en bóvedas de amplio radio de curvatura para las de las rampas, presentan una disposi-



a) Sección del elipsoide de esfuerzos



b) Reticulado de las diaclasas. Vista en planta



c) Esquema perspectivo

Fig. 100.- Modelo de esfuerzos y resultado del diaclasado en las formas de perfil curvo.

ción a modo de estratigrafía en lajas y losas desarrolladas por las líneas del diaclasado curvo sobre las granodioritas. La morfología en cúpula, dentro de un perfil general domático (fig. 101) se genera por la intersección



Fig. 101.- Morfología en cúpula. Alto del cerro de Gorría.

ción de los distintos planos del diaclasado curvo, y la evolución diferencial de la morfogénesis que de este hecho se deriva, resultando una superficie curva adaptada a los dorsos de las lajas de mayor radio de curvatura y un escalonamiento de perfiles circulares apoyado en las diaclasas verticalizadas. La potencia de las losas es decimétrica, los bloques angulosos procedentes de la destrucción de la barra rocosa y la potencia de las lajas, hasta culminar en losas. El perfil en cúpula se desarrolla por tanto adaptado al diaclasado de mayor radio y ángulo cenital dirigido por las diaclasas de menor radio en su intersección con las circulares de ángulo azimutal. En las zonas de interfluvio, la tipología morfológica es una superficie en cúpula formada por losas, en cambio en las zonas de nava, quedan en resalte formas simples de planos curvos, dorsos de ballena, bloques y lajas. Fig. 102.

2.1.6.3 .Morfología en bóveda de amplio radio.

Identificamos con esta nomenclatura a los afloramientos masivos en losas, adaptados a los perfiles curvos de gran radio que presentan una morfología alomada coronando los interfluvios, sobre los que existen formas simples importantes tipificables. Coincidén con los niveles más altos de las rampas formadas por grandes bloques tectónicos basculados,



Fig. 102.- Morfología en bóveda en el Cerro de las Navas.

como la de Sanchicorto a 1440 metros y el altiplano de Villanueva a 1550 metros que presentan un arrasamiento general con ausencia de formas menores de resistencia. Son superficies alomadas adaptadas a la gran bóveda granítica, con el desarrollo de sectores mas deprimidos, en nava, desarrollados a partir de zonas de mayor densidad del diaclasado y en las que sí pueden observarse algunas formas residuales de bolos, bloques y dorsos de ballena (Fig. 103 y 104).

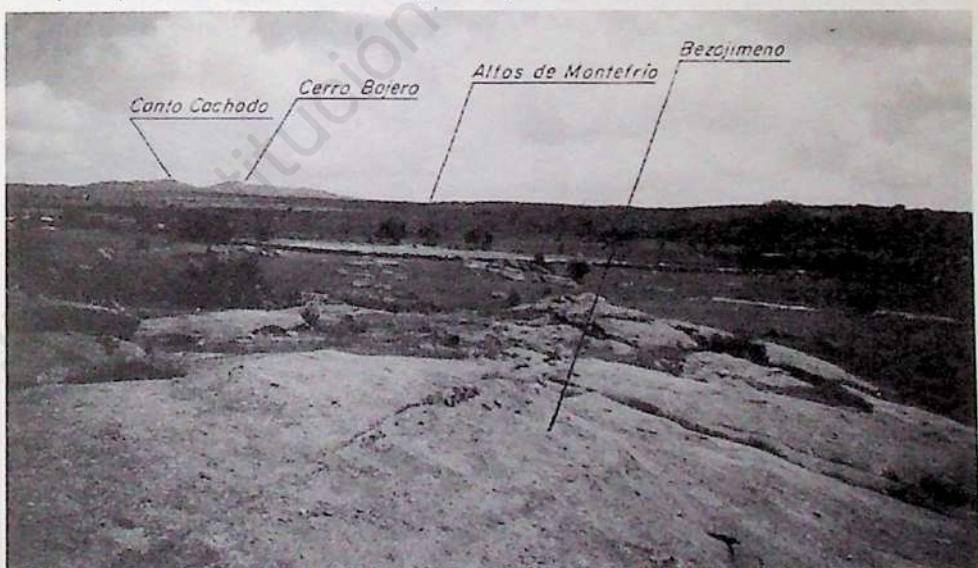


Fig. 103.- Morfología en bóveda de amplio radio. Superficie culminante del bloque basculado de Sanchicorto.



Fig. 104.- Superficie de cumbres del Altiplano de Villanueva del Campillo, en el extremo SO del Horst de la Sierra de Ávila.

Hay que destacar la disimetría morfológica que presentan estas grandes superficies adaptadas a las líneas de curvatura a modo de gran dorso, comparada con los sectores del mismo bloque que exponen el frente de la seudoestratificación, presentando en este caso, escalonamientos morfológicos apoyados en la estructura en lajas generando formas de resistencia asociadas a los mismos como alineaciones de bloques y formas de berrocal (Fig. 105).

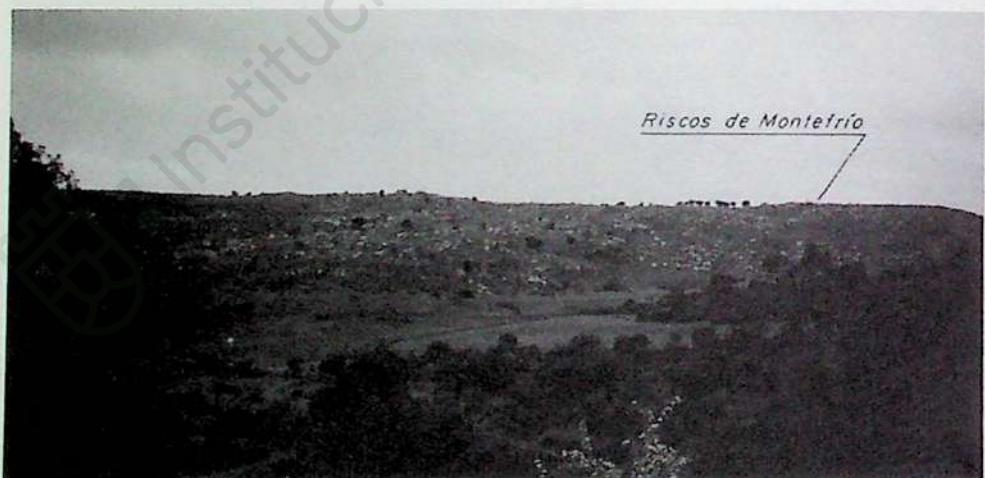


Fig. 105.- Escalonamientos morfológicos y berrocal. Valle de fractura de Montefrío.

2.1.7. Formas domáticas menores.

Agrupamos bajo este epígrafe a diferentes conjuntos de morfoesculturas labradas sobre granodioritas, que derivan de la estructura domática generalizada con estructura de diaclasado curvo, en lajas, y que han evolucionado por morfogénesis a través de líneas de fractura. Presentan morfologías diferentes debido al control selectivo que han ejercido las fracturas, en función de la posición de los perfiles domáticos y de la densidad propia del diaclasado.

2.1.7.1. Cabeza rocosa.

Dentro de la morfología domática «esférica», sobre relieves en cúpula, las morfoesculturas más voluminosas son las cabezas rocosas. En la zona de estudio existe un relieve singular de este tipo, que no se repite en todo el bloque de Avila, y que se sitúa a la altitud de 1550 metros coronando el alto de Canto Cachado. Su forma principal podemos tipificarla como de cabeza rocosa, constituida por un relieve de resistencia englobado en un conjunto morfológico mayor, y más complejo, donde aparecen formas simples como tors y apilamiento de bloques, afectado incluso por desplazamientos por gravedad; y todo ello desarrollado sobre un relieve abovedado «en cúpula» que forma la superficie culminante del semihorst de Canto Cachado (Fig. 106).



Fig. 106.- Conjunto morfológico del Alto de Canto Cachado (1.550 m.) corona-do por una cabeza rocosa.

Su evolución morfológica es compleja, pero consideramos que el modelo evolutivo aplicado, aporta datos explicativos para la interpretación general morfogenética de su propia morfología y de las que afloran sobre los niveles más altos de las rampas. En efecto, la ausencia de modelado menor y microformas alveolares asociadas a los procesos de

meteорización propios de niveles edáficos próximos a la superficie dentro del manto de alteración, su morfología de planos y perfiles curvos, y su posición altitudinal y en interfluvio, lejos de la acción de excavación fluvial cuaternaria, hacen de este relieve una morfoescultura tipificable dentro de los «castle koppies» cuya génesis puede explicarse dentro del modelo evolutivo de TWIDALE (fig. 107).

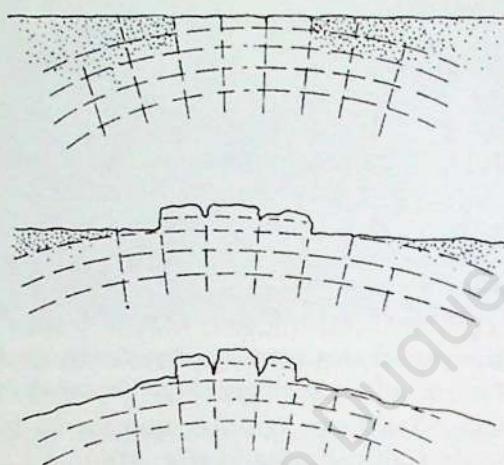


Fig. 107.- Esquema evolutivo de los «Castle koppies» según TWIDALE (1982).

Este modelo no puede considerarse y mucho menos de modo exclusivo para explicar los procesos modeladores de las morfologías sobre la superficie del nivel fundamental de las rampas, pero sí es aplicable a las formas domáticas del horst de la Sierra de Ávila y al modelado en cúpula y abovedado de las zonas de cumbres.

El proceso de ruptura de la cabeza rocosa de Canto Cachado (fig. 106) aprovechando líneas de fractura preexistentes, tiene lugar principalmente por los esfuerzos de descompresión y efecto de descarga de la roca en una posición próxima a la superficie; siendo completado el modelado actual por retoques generados por procesos morfogenéticos externos incluyendo esfuerzos por crioclastia a través de las líneas de las diaclasas, considerando la eficacia del proceso en función de la entidad de las líneas de fractura y de la intensidad de los procesos. De forma general, interpretamos que una línea potencial de ruptura tiene mayor facilidad para progresar en función de tres elementos: Que la estructura de la forma sea domática, que las líneas de diaclasas tengan fuerte buzamiento, y que tenga posibilidades de alcanzar la superficie. En efecto, este hecho se puede constatar

mediante la observación de otra cabeza rocosa de características similares a la del alto de Canto Cachado, próxima a ésta pero a menor altitud (1440 m.) (fig. 108 a y b) cuyo proceso de ruptura está mas avan-



Fig. 108.- a) Cabeza rocosa partida aprovechando líneas de fractura preexistentes muy verticalizadas. Ladera Norte de Canto Cachado.

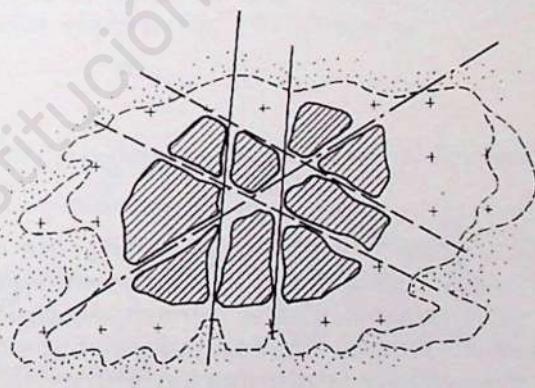


Fig. 108.- b) Esquema en planta del trazado de las fracturas.

zado por efecto de las diaclasas en retícula y de plano vertical. El valor del buzamiento de los planos de las diaclasas, la estructura domática del macizo y el distinto tiempo de permanencia en el manto de alteración, motivado fundamentalmente por los reajustes tectónicos, apoyan la hipótesis de una distribución del modelado específica en función de

su posición morfoestructural dentro del bloque cristalino, aflorando en las cumbres rocas más profundas, con modelados menos evolucionados morfogenéticamente frente a formas mucho más evolucionadas modeladas dentro del manto de alteración sobre niveles litológicos menos profundos.

2.1.7.2. Casquete esférico.

Son morfoesculturas de perfil esférico adaptadas a la estructura en bóveda del sistema de lajas, que han sido puestas en resalte por efecto de la erosión diferencial dirigida por las líneas de fractura dominantes. La potencia de la estratificación en lajas y losas oscila entre métrico y decimétrico, y la curvatura de la forma se adapta a planos de diaclasado curvo de radio menor resultando una morfología en casquete esférico (fig. 109) situado en el fondo de alveolo.



Fig. 109.- Casquete esférico en la rampa de Martiherrero situado en el fondo del alvéolo.

Estas formas aparecen como isletas masivas de resistencia en el fondo de los alveoles o coronando interfluvios alomados en las rampas. En efecto, estas morfoesculturas derivan de posiciones topográficas culminantes en las rampas diferenciándose unas y otras por el efecto morfológico derivado de la distribución y densidad del diaclasado que ha dirigido los distintos ritmos de destrucción y evacuación del manto de alteración. Sobre el alveolo, los procesos morfogenéticos han avanzado a mayor ritmo, provocando el desventramiento del manto de alteración que habría avanzado el proceso desde el borde exterior del alveolo hacia el centro del mismo, donde han quedado situadas las formas simples de resistencia como bloques, piedras caballera, etc. sostenidas en equilibrio sobre el casquete circular. En los interfluvios

los procesos han actuado con mayor eficacia en las zonas centrales (mas altas) de la morfoescultura inicial, y el avance selectivo de los procesos han tenido lugar desde el centro del casquete hacia la periferia, quedando situadas las formas simples residuales, de bloques etc. sobre las zonas periféricas del mismo. Estas zonas son bien explotadas por canteras, aprovechando la estratificación de poca potencia y el reticulado del diaclasado. Fig. 110



Fig. 110.- Casquete esférico en posición de interfluvio. Rampa de Altamiros frente a Narrilos del Rebollar.

El control de las fracturas sobre estas morfologías, a las diferentes escalas forfológicas se evidencia también por la correspondencia entre la forma perimetral de la morfoescultura y la de mayor escala del alveolo o del interfluvio donde se ubica. En este sentido existen formas perimétricas de forma circular, elíptica (Fig. 111), lineal etc.



Fig. 111.- Casquete esférico sobre fondo de alveolo en la rampa de Mirueña.

La densidad y distribución del diaclasado, junto con la potencia del manto de alteración y la topografía de la superficie gravada son los parámetros estructurantes de estas morfologías que han sido puestas en resalte por los procesos de erosión sobre el manto de alteritas y retocadas en sus formas simples por los procesos aéreos. El modelo evolutivo de estas formas puede visualizarse en el esquema de la figura 112a) y b) que presenta la progresión de la forma hacia el centro sobre los alveolos y hacia el exterior de la misma sobre los interfluvios.

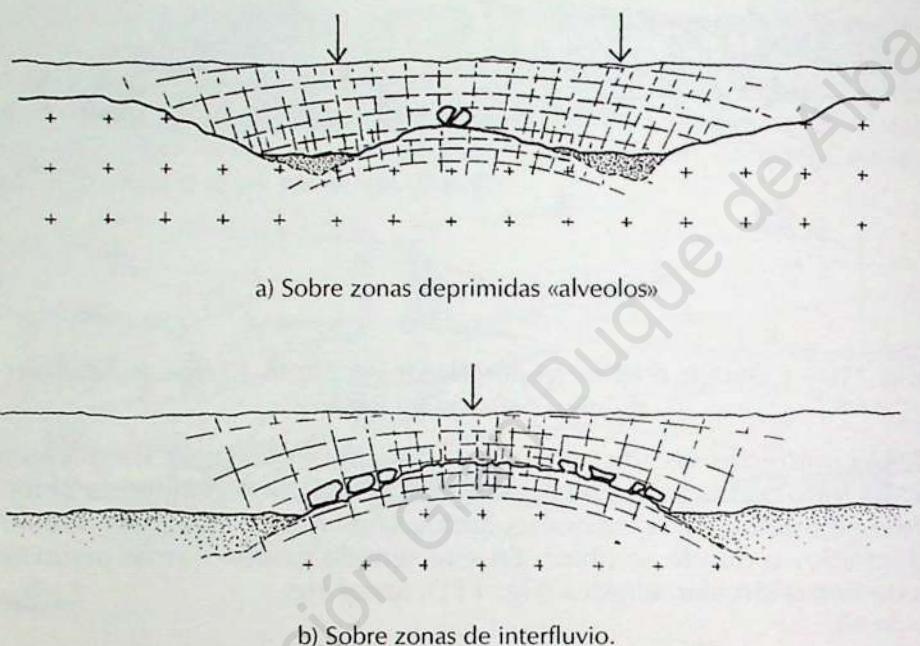


Fig. 112 Esquema evolutivo de los casquetes esféricos.

2.1.7.3. Morfoesculturas en disposición geométrica periclinal.

La estructura domática general del macizo, coincidiendo con las zonas de ladera donde tienen lugar escalones tectónicos importantes, siendo el sistema de fracturas principal el transversal a la pendiente, presenta morfologías alineadas en disposición geométrica periclinal adaptadas al diaclasado circular, que controla el conjunto de formas y su geometría. Son formas de resistencia, muy degradadas que evidencian la estructura en lajas y la potencia de su estratificación, describiendo éstas geometrías a modo de cierres periclinales con tors y bloques que constituyen escalones morfológicos alineados, a los que se adapta la topografía de las laderas. Las de mayor trascendencia morfológica se localizan en la rampa de Altamiros en su ascenso hacia el Macizo de Cerro Gorría Fig.113.

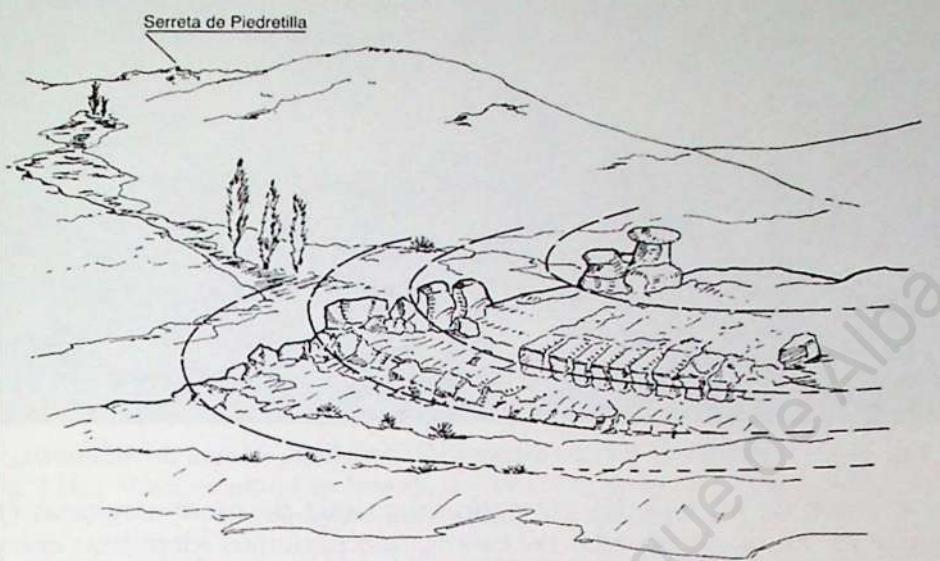


Fig. 113.- Morfoestructuras de tors y rosario de bloques dispuestos en geometría periclinal. Rampa de Altamiros.

El estudio de estas formas consideradas como conjuntos morfológicos y no como elementos de formas simples, permiten la interpretación de una secuencia en la degradación, en el conjunto del modelado de las rampas, y la consideración de que son los sistemas de fractura y el diaclasado curvo, los elementos estructurantes de las líneas de modelado y de su distribución espacial.

Estos conjuntos morfológicos sobre la misma rampa de Altamiros, pero a menor altitud, presentan morfoesculturas generalizadas en forma de tors dispuestos periclinalmente, al igual que las formas situadas a altitud superior, pero formadas por edificios de mayor evolución morfológica Fig.114. Esta progresiva madurez del relieve en función de su inferior posición altitudinal en las rampas, es general para todo el bloque cristalino.

El esquema de la disposición geométrica de estas formas puede observarse a través de la Fig.115 a) y b).

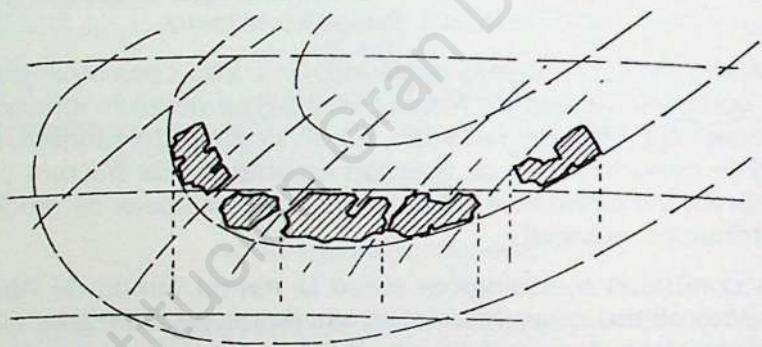
2.1.7.4. Morfoesculturas en bóveda de cañón.

Dentro del conjunto de morfologías domáticas, asignamos esta nomenclatura para definir aquellas formas adaptadas al sentido de ascenso de la rampa, cuando el sistema de fractura de mayor entidad morfológica es normal a la pendiente. El profundo avance del manto de alteración, primero, y la activa erosión del mismo después, a través de

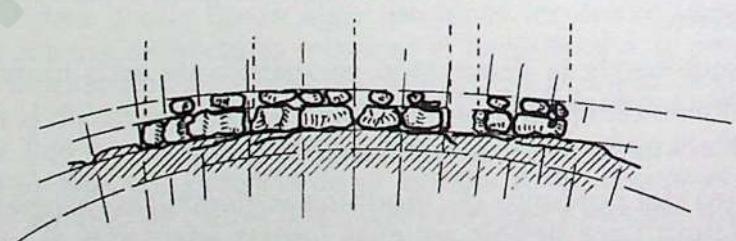


Fig. 114.- Conjunto de tors en disposición periclinal. Rampa de Altamiros.

estas líneas de fractura, ha generado un paisaje de morfoesculturas en resalte en forma de bóvedas de cañón, que podemos identificar como adaptadas a perfiles anticlinales alternando con corredores deprimidos, desarrollados sobre las líneas de fractura. Su forma alargada está contro-



a) Vista en planta.



b) Vista en alzado.

Fig. 115 Esquema de la disposición periclinal de los tors.

lada por las fracturas principales, mientras la estructura transversal, en lajas, con importante diaclasado, se adapta al arco de la bóveda, Fig. 116.

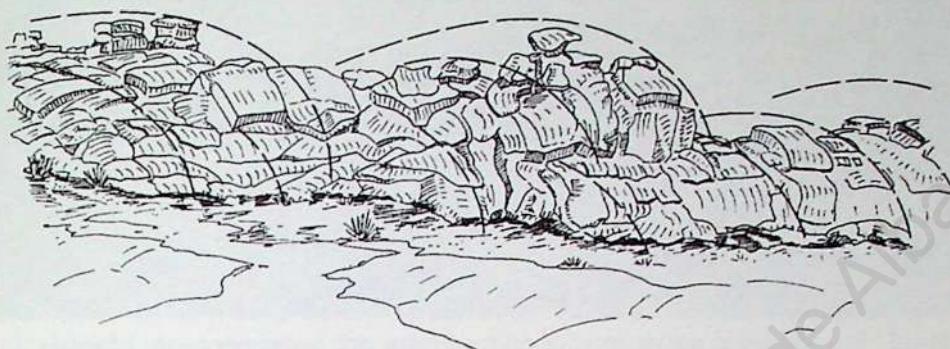


Fig. 116.- Morfoescultura en bóveda de cañón. Presenta morfología residual de formas simples. Rampa de Altamiro.

Presentan distintas morfologías de detalle de formas simples, coronando la forma anticinal, tors, bloques, lajas, piedras caballera, etc. en función del estado de madurez de la forma, Fig. 117.

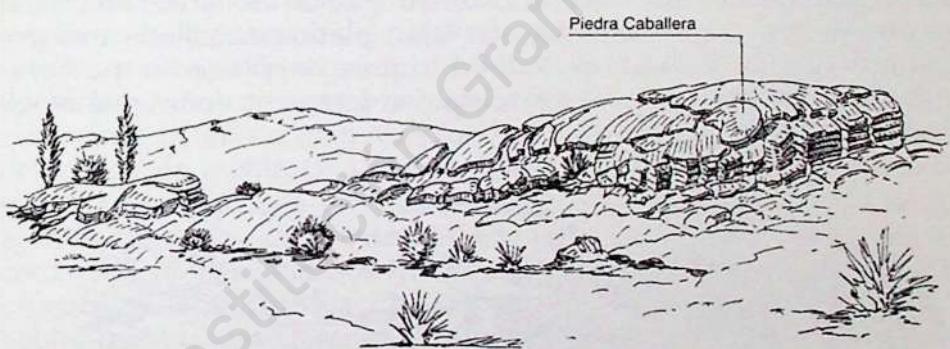


Fig. 117.- Morfoescultura en bóveda de cañón. Morfología culminante de grandes canchales en losas.

Las formas residuales de estas morfoesculturas, en mayor grado de destrucción pueden observarse en el nivel topográfico mas bajo de la rampa de Altamiro siguiendo alineaciones de tors formados por apilamiento de bloques y losas procedentes de la destrucción in situ de estas formas en bóveda de cañón, Fig. 118.

A través de estas morfologías residuales pueden recomponerse las líneas de fractura transversales a la dirección de la bóveda que habrían dirigido la destrucción de la forma. Estas morfoesculturas en bó-



Fig. 118.- Alineaciones de tors formados in situ por apilamiento de bloques y losas. Rampa de Altamiros. Puede observarse la morfología curva de la bóveda anticinal en la base de la forma.

veda de cañón en ocasiones están cruzadas transversalmente por fracturas importantes por las que ha avanzado el proceso erosivo provocando la destrucción de un sector de la misma, generando un gran pasillo de arenización y morfologías masivas complejas como formas acastilladas construidas sobre el corte en sección de la estratificación de las potentes losas, canchales en lajas, piedras caballera, tors por apilamiento de bolos y grandes bloques desplazados por gravedad, piedras pedestal con morfología en seta y escalones morfológicos (Fig. 119).

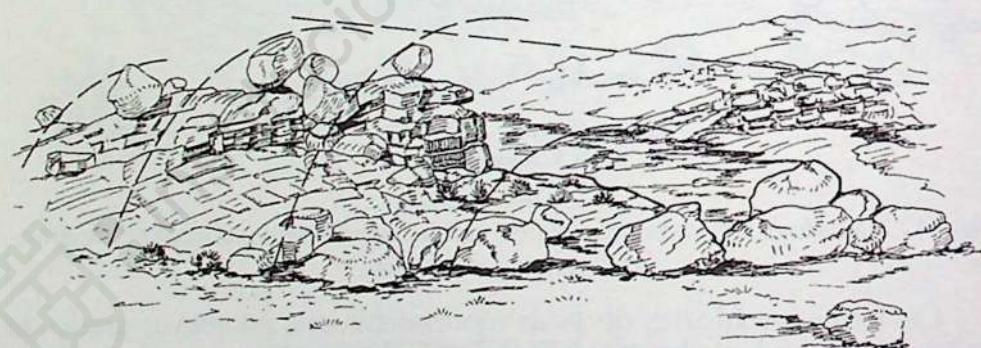


Fig. 119.- Morfología acastillada y formas en tors derivadas de una morfoescultura en bóveda de cañón «anticinal», cuando ésta ha sido afectada transversalmente por una falla.

2.1.8. Tors.

Con esta denominación se interpretan generalmente formas de muy diversa magnitud y de estructura y evolución morfológica diferentes, difí-

ciles de clasificar. En nuestro caso, presentamos una muestra de unidades tipo, dentro del bloque cristalino de Avila, con referencia a los distintos espacios morfológicos donde se ubican, puesto que su modelado está relacionado con la dinámica morfogenética desarrollada sobre la unidad morfoestructural correspondiente.

En la historia evolutiva compleja de estas formas, dentro de la posible secuencia o alternancia en la acción de los distintos agentes morfológicos, deben considerarse varias fases modeladoras diferenciadas en cuanto al tipo de procesos morfogenéticos, aun cuando puedan haber actuado en determinados espacios de tiempo, sincrónicamente. En primer lugar, la fase de alteración fisico química, que por el tipo de depósitos correlativos y las propias zonas donde se mantiene el saprolito, se ha producido por procesos de arenización por hidrólisis, bajo unas condiciones paleoclimáticas de tipo tropical húmedo, cuya acción penetraría selectivamente en el roquedo a través de los planos del diaclasado y de las líneas de fractura, teniendo en cuenta que mientras este proceso tiene lugar en profundidad, sobre el frente de alteración, los movimientos y reajustes tectónicos están elevando el bloque cristalino, provocando cambios de ritmo en la evolución morfológica; es decir, posibilitando la acción selectiva de los procesos externos sobre la paleosuperficie modificando la potencia del manto de alteración existente. Los procesos subaéreos de tipo fisicoquímico, habrían actuado con mayor intensidad y a lo largo de mas tiempo, en las zonas de rampa sobre la superficie que hemos definido como nivel fundamental, delineando formas dentro del manto de arenización, de perfiles curvilíneos muy evolucionados; mientras en las paleosuperficies se acelerarían los procesos erosivos por agentes morfogenéticos externos actuando con mayor eficacia en las zonas de cumbres sobre la morfología aflorante. En segundo lugar, el proceso generalizado de destrucción del manto de alteración, que habría tenido lugar también de forma selectiva, actuando sincrónicamente en el tiempo junto con los procesos externos de acción mecánica sobre la superficie topográfica, los procesos de arenización de los granitos en el frente de alteración, y con los procesos que tienen lugar próximos a la superficie, por hidratación, edáficos, hidromorfismo etc. En tercer lugar no podemos olvidar la última secuencia en la definición del modelado, que responde a la intensa actividad erosiva de la red hidrográfica cuaternaria que ha puesto en superficie muchas morfologías generadas y evolucionadas en el interior del manto de arenización y sobre el nivel edáfico, junto con la acción de los agentes morfogenéticos asociados a los periodos fríos durante el Pleistoceno y los retoques morfológicos del sistema morfogenético de tipo árido-mediterráneo actual. La interacción de estos procesos complejos pueden explicar las diferencias esenciales de las distintas formas del modelado actual.

2.1.8.1. Tors de estructura ortogonal.

Estas morfologías son abundantes en altitudes de 1250 metros en superficies de topografía plana y en zonas de interfluvio, que habrían quedado exentas del manto de alteración con anterioridad a la instalación de la red hidrográfica actual. Se exhiben como formas de resistencia sobre el nivel general de arrasamiento de las rampas. Su estructura principal *in situ*, formada por grandes bloques de perfiles subangulosos está dirigida por un diaclasado ortogonal de planos verticales cruzado con los planos de lajamiento en disposición horizontal; estos últimos, adaptados a la estructura abovedada de gran radio de curvatura generalizada en las rampas y en el conjunto del bloque cristalino. Su evolución morfológica compleja ha sido trazada bajo el manto de alteración observándose la mayor progresión de los perfiles curvos, en los bloques superiores de las formas, y retocada por procesos mecánicos exógenos de desagregación granular, escamación, etc. en los planos horizontales obedeciendo parte de su destrucción a la dinámica gravitatoria (Fig. 120).



Fig. 120.- Tors de estructura ortogonal. Rampa de Martiherrero.

En las zonas próximas a las serretas sobre diques de pórfido en la zona de Casasola, estas morfologías sobre las granodioritas contrastan netamente con las formas acastilladas de aquellas, situándose en pequeños resalteceros a las laderas de la serreta, observándose en ambas la estructura del diaclasado ortogonal aun cuando su morfología sea completamente diferente como puede verse en la figura 121. Las diaclasas y planos de lajamiento horizontales, presentan organizaciones como la de la figura 122 donde podemos observar las direcciones de las fracturas y el reticulado ortogonal, aunque de distinta densidad y efecto morfológico en ambas litologías.



Fig. 121.- Tors en estructura ortogonal de perfiles muy evolucionados. Rampa de Martiherrero, sector de Casasola.

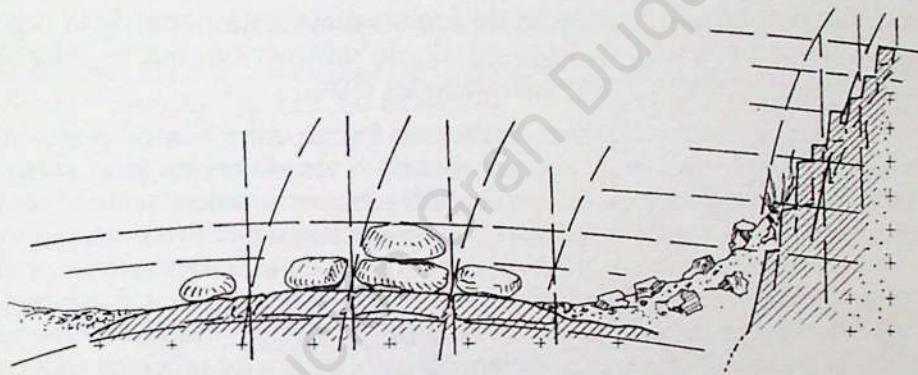


Fig. 122.- Corte morfológico en la serreta de Casasola.

2.1.8.2. Tors en berrocal.

La morfología generalizada en aquellos sectores de las rampas que forman amplios interfluvios, sobre una topografía accidentada, está principalmente constituida por el dominio del paisaje de berrocal. Este paisaje granítico es el mas característico del sector de Martiherrero y de los alrededores de Avila, formado por bloques de granodiorita o «berruecos» que han adjetivado de «piedra berroqueña» a los afloramientos de toda la comarca, Fig.123.

Es un paisaje formado por caos de bloques que derivan de la degradación de otras morfologías, presentando afloramientos indiferenciados *in situ* junto a apilamiento de otros elementos por gravedad y en ocasiones tors de evolución compleja en avanzado estado de degradación. No



Fig. 123.- Tors y paisaje de berrocal en el interfluvio de Marlín.
Rampa de Martiherrero.

es posible reconstruir geometrías de formas mayores a partir de la organización espacial actual, dado su estado de destrucción, que es además la característica común y principal de todas ellas.

No hay duda sobre la presencia de estas formas de resistencia por exhumación del manto de alteración, generadas en sus elementos morfológicos esenciales por los procesos de arenización subaéreos, pero hacemos notar que su evolución morfológica posterior por los agentes externos es muy importante, seguramente propiciada por el modo de evacuación del saprolito que debió ser bastante rápido provocando una dinámica gravitatoria en muchos casos caótica y la ausencia de formas de modelado menor y microformas alveolares que se desarrollan asociadas a los procesos edáficos y por hidratación en los niveles próximos a la superficie topográfica, siendo por otra parte generalizada la morfología de bloques para los berrocales, con ausencia casi total de bolos. La potencia de los bloques y la propia morfología de resistencia de los tors se deriva de la potencia de la estratificación horizontal dirigida por la fracturación de gran radio de curvatura. En la figura 124 se evidencia la estructura general en lajas dando esa aparente estratificación con perfiles curvos evolucionados, pero que en ocasiones son singularmente protegidos de la erosión por la propia geometría de las losas.

2.1.8.3. Tors acastillados.

Dentro de las morfologías en tors son las mas volumétricas, destacando en el paisaje del nivel de las rampas de Altamiros y de Martiherrero con sus formas acastilladas, a ambos lados de la depresión de la falla de Plasencia y próximas a la misma. En el sector de Altamiros se desarrollan sobre los granitos aplíticos que a diferencia de las granodioritas, tienen un diaclasado ortogonal mas denso. Estas morfoesculturas quedan en

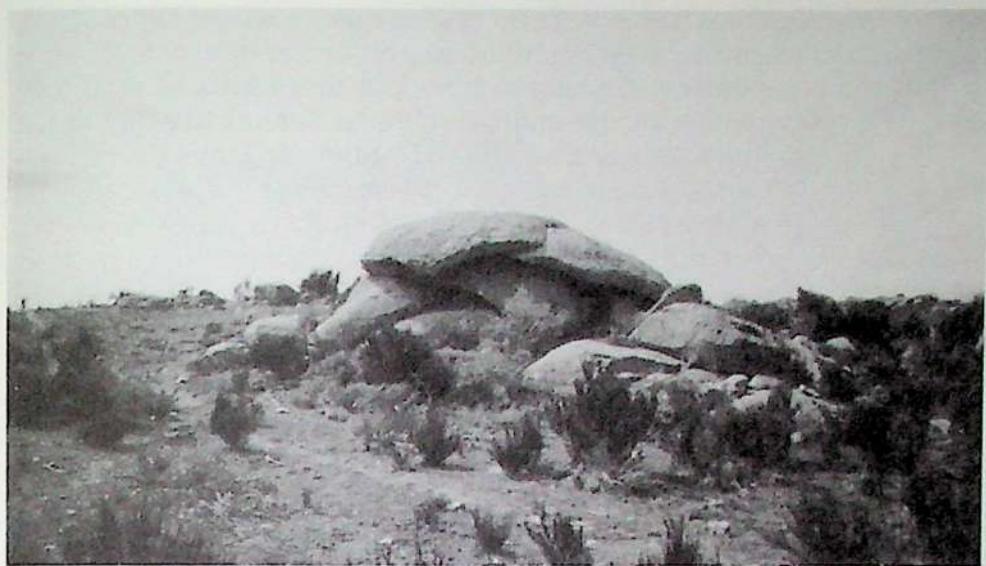


Fig. 124.- Tors sobre berrocal con estructura horizontal en lajas.

resalte, por excavación erosiva de la zona de trituración asociada a la gran falla de Plasencia, Fig. 125. Su estructura, en bloques de aristas angulosas y subangulosas, dirigidas por el intenso diaclasado horizontal y vertical en retícula ortogonal. Además de las formas en torno a la falla de Plasencia, existen en las proximidades de Altamiros varios tors de estas características pero que presentan perfiles más curvilíneos en las aristas de los bloques.

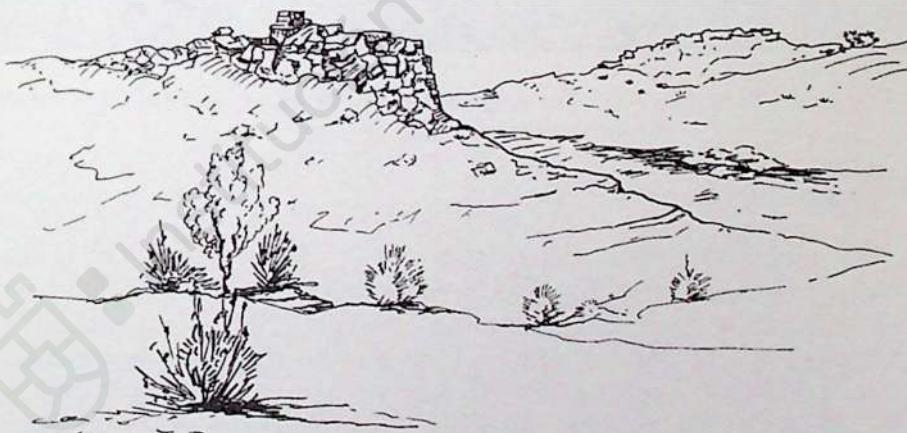


Fig. 125.- Grandes tors acastillados, puestos en resalte a ambos lados de la falla de Plasencia, en el paraje de «Valserrado».

La morfoescultura más volumétrica dentro de esta tipología se levanta al Sur de Marlín, frente a la depresión de la falla de Plasencia pero en el sector de la rampa de Martiherrero, formando el cerro conocido

como «Peña Aguda» a 1382 m. Es un relieve que en su conjunto describe un perímetro circular y está constituido por formas de resistencia que tapizan todas las laderas del relieve principal que forma el gran tors. Dentro de las formas de menor entidad sobre las laderas hay que destacar tors de estructura ortogonal, caos de bloques, apilamiento en lajas etc. y todo ello coronado por la gran forfoescultura del tors acastillado de estructura general ortogonal que, aunque mantenga sectores caóticos dentro de él, puede observarse que está dirigido por grandes líneas de fractura, Fig. 126.



Fig. 126.- Tors acastillado de «Peña Aguda» en el límite occidental de la Rampa de Martiherrero, al Sur de Marlín.

2.1.8.4. Tors de bolos.

Estas morfologías están constituidas por apilamiento caótico de grandes bolos y bloques graníticos y son las formas típicas del borde del macizo cristalino localizadas en los escarpes de falla que limitan la fosa del Valle de Amblés. Por una parte, se pueden distinguir arquitecturas coincidiendo con áreas donde el manto de alteración ha sido casi en su totalidad desmantelado, localizándose los tors en posiciones de borde en lo alto del escarpe. La fragmentación de los bolos y bloques es anárquica, debido a su compleja evolución; pueden diferenciarse planos de ruptura en los bloques adaptados a líneas de fractura, y planos provocados por el choque con otros bloques en la dinámica de apilamiento; los perfiles y planos correspondientes al modelado de los bolos son curvos y los motivados por ruptura son planos de mínima curvatura y aristas netas, Figuras 127 y 128.

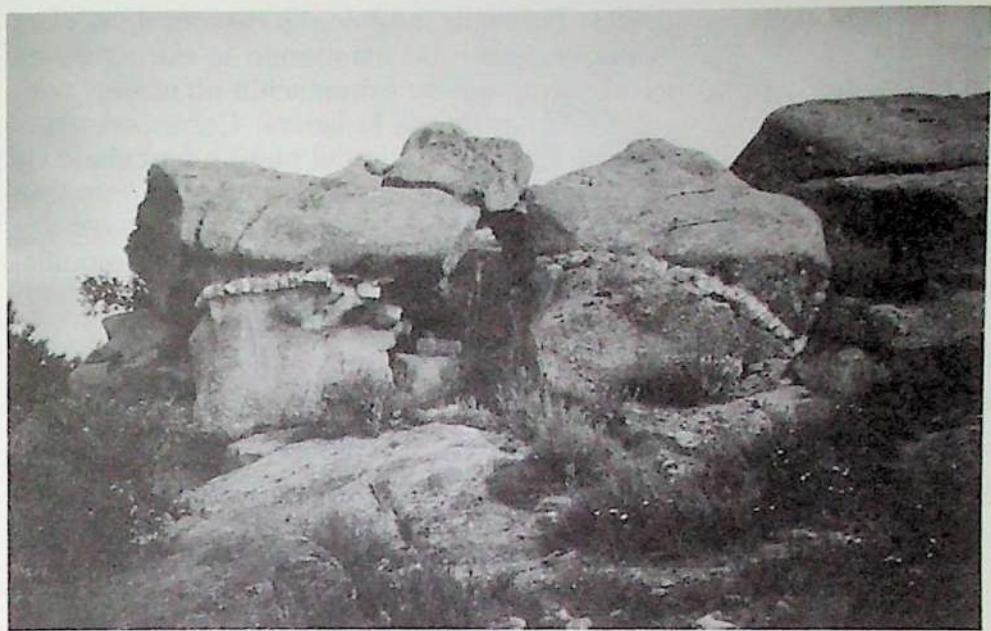


Fig. 127.- Tors caótico de bolos y bloques. Escape de la falla de Muñopepe, Valle de Amblés.



Fig. 128.- Tors caótico de borde de escarpe. Falla de Plasencia. Valle Amblés.

Por otra parte, se pueden distinguir morfologías de tors de perfiles redondos mucho más evolucionados, que mantienen la estructura en bolos con sus perfiles curvos, puesto que su exhumación no es muy antigua y ha sido motivada por la dinámica de la ladera. Corresponden al escarpe de falla de Muñogalindo, en el borde del bloque basculado de Sanchicorto, donde el manto de alteración presenta una gran potencia; aquí el manto de arenización deja visible la densa red de diaclasado y la silueta de bolos, filones y otras formas graníticas no exhumadas, modeladas en el interior del mismo Fig. 129.



Fig. 129.- Detalle de la sección del manto de alteración.
Escarpe de falla de Muñogalindo.

La presencia del manto de alteración bien conservado y en esta posición, la atribuimos a la génesis del escarpe por el efecto combinado de reajustes tectónicos en pequeños impulsos de la falla y el basculamiento general del bloque, que ha dejado cobijado gran parte del mismo. De no ser así la potencia del manto tendría que haber alcanzado 300 metros, puesto que la superficie grabada que se adapta al arrasamiento general en Bezojimeno, en la superficie culminante del bloque, puede observarse en la base del escarpe en el contacto con las series arcósicas del Amblés, Fig. 130. Las morfologías en tors por caos de bolos movidos por gravedad ante la pérdida del saprolito, se encuentra incluso sobre la superficie grabada, puesto que puede observarse en la misma, la litología granítica transformada en una zona de trituración compuesta por cantos, sin alcanzar aún el estado de arenización. En la figura 131 se observa el contacto tectónico de la superficie grabada con los sedimentos arcósicos; en este sector se desarrolla un glacis tendido sobre los sedimentos terciarios que es relevante por la total ausencia de cultural, hecho que puede relacionarse con la situación de la superficie grabada, que no ha sido todavía erosionada y sería la potencial fuente de

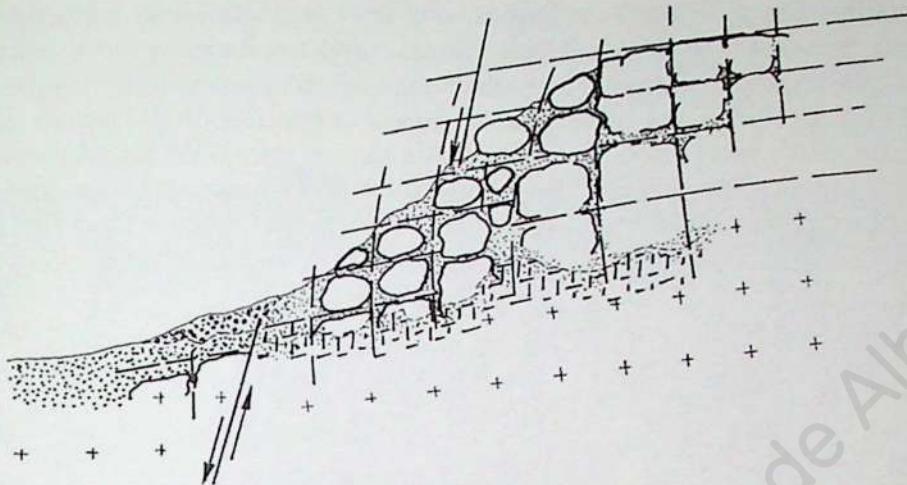


Fig. 130.- Corte morfológico presentando los distintos elementos.



Fig. 131.- Tors de caos de bolos sobre la superficie grabada en el borde del escarpe. Al Norte de Santa María del Arroyo.

cantos sobre la ladera, como ocurre en otros sectores de borde del Valle de Amblés, por ejemplo en el escarpe de falla de La Colilla.

2.1.8.5. Tors bajo el nivel de las rampas.

Puede justificarse esta nomenclatura generalizadora dado que todas las morfologías de tors bajo el nivel altitudinal de los 1130 metros, correspondiente al de arrasamiento general de las rampas, presentan, dentro de una

aparente caótica diversidad de formas, una gran analogía en su estructura y características genéticas y evolutivas, dando como resultado perfiles y volúmenes con fisonomías morfológicas generalizables. En primer lugar, su situación topográfica inferior a las rampas, se debe a la evacuación del manto de alteración por la red hidrográfica cuaternaria que se encajó en las mismas a través de grandes líneas de fractura y que ha dejado en resalte sobre las laderas por exhumación *in situ*, las formas graníticas generadas bajo el manto de alteración; en segundo lugar la ausencia generalizada de formas, planos y



Fig. 132.- Morfología de tors en el Valle de Navazamprón. Puede observarse el perfil de la rampa de Mirueña a 1130 metros.

perfles retocados por agentes mecánicos externos; y en tercer lugar la presencia de modelados menores y microformas por escamación y procesos edáficos, subaéreos en los elementos morfológicos, bloques etc. situados en las posiciones mas altas de los interfluvios; pasando hacia el fondo de los valles a formas sin evolución morfológica reseñable posterior a la generada en profundidad dentro del manto de alteración, Figuras 132 y 133.

La distribución espacial de estas morfologías se situa en el valle del río Navazamprón y demás vallejos de la rampa de Mirueña y en el del río Adaja en la de Martiherrero.

Las características morfológicas generalizadas de estos tors son: La gran volumetría de sus bloques dando formas muy macizas, una fracturación de importante intensidad, manteniendo la estructura ortogonal resultante de los planos en lajas para la horizontal y de fuertes buamientos para las verticales; y una gran monotonía en sus perfiles que prácticamente se resuelven en dos tipos, planos muy redondeados generados por los procesos de alteración subaérea y planos rectos adaptados a líneas de diaclasas verticales por las que progresó con menor eficacia el manto de alteración y su evolución morfológica posterior es debida al efecto descompresivo provocando la ruptura de la roca. Esta



Fig. 133.- Tors de grandes bloques estructurados por las líneas de fractura en el fondo del vallejo de Navazamprón.

monótona dualidad de líneas y perfiles se refleja en los afloramientos generalizadamente alternándose formas perimetrales de planos y perfiles curvos, con planos rectos delimitando grandes bloques subangulosos, Fig. 134.



Fig. 134.- Tors de grandes bloques en una posición topográfica alta respecto al nivel de la rampa. Granitos de San García.

2.1.9. Formas simples.

2.1.9.1. Piedras pedestal y piedras caballeras.

Las primeras, se localizan en el nivel inferior de las rampas, correspondiente a la superficie de arrasamiento generalizado, donde se ubican las morfologías mas antiguas. Sobre estas superficies destacan algunas formas de resistencia *in situ* con microformas muy antiguas y en un estado de redondez muy evolucionado. Son frecuentes los giros y desplazamientos de estas formas por su propia evolución esferoide dentro del manto de arenización, buscando posiciones de equilibrio una vez que han sido exhumadas. En el paisaje, generalmente se alternan con pequeños berrocales muy degradados, que ocupan posiciones de ladera por el desventramiento del saprolito debido a la acción de la red hidrográfica a partir del nivel de la rampa. El proceso de evolución morfológica de estas formas es el mas antiguo, pudiendo representar incluso niveles de la superficie premiocena; los procesos evolutivos serían complejos y los mas largos de todos en el tiempo, durante los cuales, habrían actuado procesos edáficos y de superficie generando formas colaterales a las del manto de alteración como escamaciones, pilancones, tafonís y otras formas alveolares, que aún permanecen labradas en estas formas de resistencia Fig. 135.



Fig. 135.- Piedra pedestal. Rampa de Martiherrero en Narrillos.

Las piedras caballeras con planos de redondez muy evolucionados se localizan coronando todo tipo de formas mayores morfoesculturas, sobre lanchares, casquetes esféricos, tors, sobre los dorsos de ballena, etc.; se presentan con diferentes siluetas, desde bloques, bolos y bolas hasta lajas de perfiles cóncavos y convexos, incluso aparecen partidas

formando varios bloques desgajados «partidos», estas últimas principalmente coronando los casquetes esféricos del fondo de los alveolos, figuras 36 y 38.

2.1.9.2. Bloques partidos.

Se presentan aisladamente o en el conjunto de otras morfologías, mayoritariamente localizados sobre las superficies de rampa. Su evolución se debe a líneas de fractura insinuadas sobre bloques de roca sana por las que no ha progresado la meteorización química pero que actúan como líneas de fragilidad, por donde parte la roca, cuando es sometida a esfuerzos de tensión en su parte superior por descompresión, debido al socabamiento de los materiales deleznables del saprolito en la base de estas formas, figuras 136 y 137.

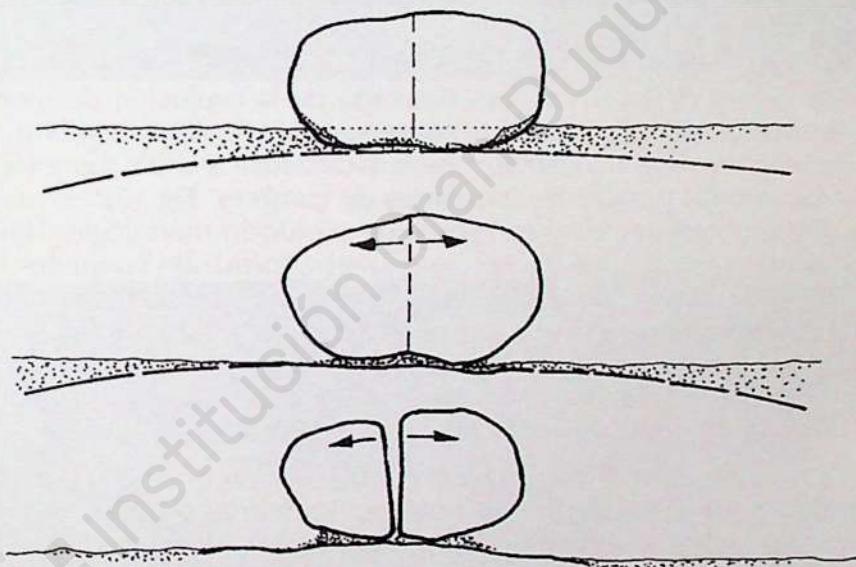


Fig. 136.—Esquema del proceso evolutivo de los bloques partidos.

2.1.9.3. Dorsos de ballena y demás formas de percepción.

Son morfologías que insinuan con sus perfiles, líneas de caricaturización de figuras cuyas siluetas son fácilmente reconocibles por percepción visual.



Fig. 137.- Bloque partido. Rampa de Mirueña.

Los dorsos de ballena como resultado de la evolución de morfologías domáticas de lajas curvas, se presentan principalmente sobre zonas deprimidas en nava y alveolares pero localizadas a todas las altitudes, sobre las rampas y sobre las superficies de cumbres, Fig. 138. Existen de muy diferente volumetría y con grado de evolución morfológica diferente: Sobre las rampas, pueden ser compuestos, formando conjuntos complejos con formas menores asociadas como acanaladuras, descamaciones, etc. y soportar sobre sus dorsos otras formas simples como piedras caballera, bloques y bolos, etc.; en la zona de cumbres tienen menor entidad pero sus perfiles dibujan las formas muy netas, despojadas de cualquier otro tipo de modelado residual asociado.

La variedad de formas figurativas por percepción es amplio y depende del modo perceptivo con que se observen, hay formas de útiles, de animales, de plantas, etc. A modo de algún ejemplo hemos presentado los de las figuras 138 y 139, y a lo largo de todas las morfologías hasta aquí desarrolladas, pueden caricaturizarse otras muchas formas como setas, biseras, etc. En definitiva son perfiles evolucionados de morfologías curvas que han experimentado distintos estadios de evolución principalmente si han mantenido durante largo tiempo parte de su volumen exhumado, y parte en un nivel edáfico o dentro del manto de alteración, por lo tanto afectados por los distintos ritmos de los procesos morfogenéticos asociados.

2.1.9.4. Torres y dedos.

Estas formas menores solamente se perfilan en las serretas acastilladas desarrolladas en los diques de pórfido y en los niveles altitudinales

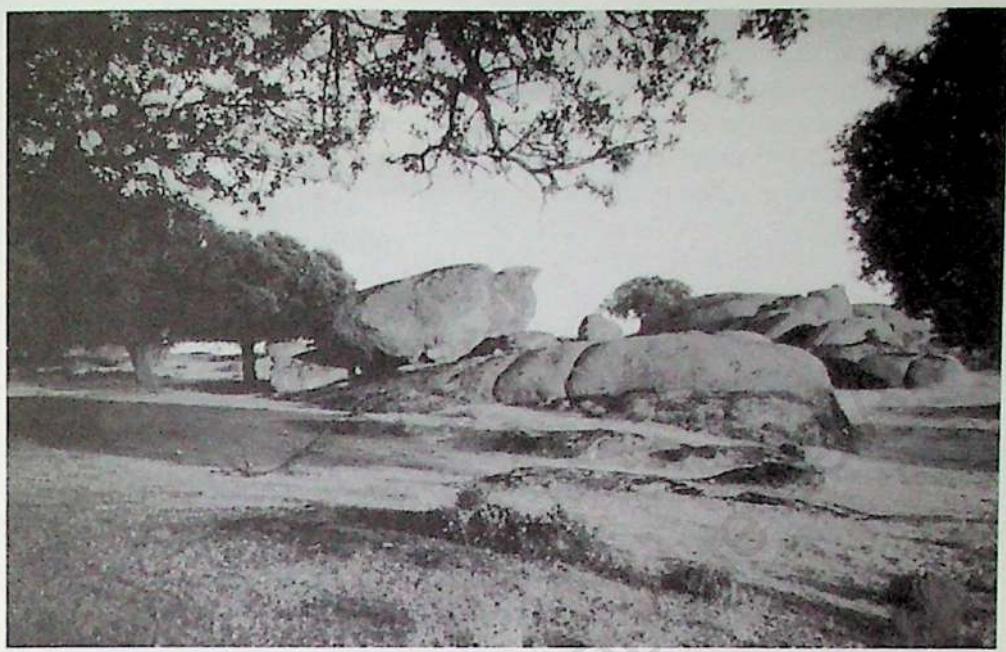


Fig. 138.- Dorso de ballena con acanaladuras, cabalgando por un bloque con silueta de perdiz apostada. Rampa de Mirueña.



Fig. 139.- Formas de percepción, silueta de yunque.

intermedios de la rampa de Martiherrero, en el sector de Casasola. En el conjunto estudiado tienen poca entidad dimensional, no por ello son poco significativas, puesto que delinean perfiles netamente diferenciadores de este sector de Casasola con el resto de las morfologías de serretas y del conjunto del modelado Fig. 140. Corresponden a pequeñas formas de resistencia y equilibrio formadas por bloques angulosos «paralelepípedos», que han quedado en resalte a expensas de la caída por gravedad de determinados elementos de su entorno; su silueta característica figurando torres y dedos, se perfila significándose sobre una morfología de entidad mayor como las serretas y las barras rocosas.



Fig. 140.- Perfil de torres y dedos. Serreta de Casasola.

2.1.10. Microformas graníticas.

2.1.10.1. Pilancones y rosquillas.

Estas micromorfologías se encuentran de manera muy restringida generalmente sobre las formas simples y se localizan en los niveles de rampas inferiores donde las formas graníticas son o se encuentran en estado muy degradado. La mayor altitud a la que se han encontrado pilancones, es a 1500 metros en Valdecasa.

En general tienen forma circular de diámetro a lo sumo métrico, son poco profundos y tienen habitualmente canales de desague muy desarrollados configurando formas en sillón y en algunos casos coalescencia de varios elementos dando una morfología de seudolapiaz, Fig.141. Su génesis la atribuimos a procesos de alteración por hidrólisis e hidratación en niveles edáficos, completándose la evolución de la forma por agentes externos, escamación y desagregación granular. En la mayoría de los casos han evolucionado explotando líneas del diaclasado que han actuado como vías de debilidad dirigiendo el modelado y la dirección del conjunto, Fig.61 Cuando este proceso modelador actúa en torno a un

pequeño núcleo mas coherente de la roca, se perfila una forma en resalte con forma de rosquilla, aunque se han encontrado muy excepcionalmente. Existen también siluetas incipientes de pilancones sobre los afloamientos masivos de la superficie de arrasamiento de las rampas. Su



Fig. 141.- Pilancones coalescentes y en cadena «en seudolapiaz» adaptados a las directrices de las diaclasas. Collado de Valdecasa.



Fig. 142.- Pilancones sobre piedra caballera que ha basculado por gravedad. Rampa de Altamiros.

estado de evolución incipiente por acción de agentes externos, puede compararse con los ejemplares desarrollados en la superficie antigua culminante de los bloques y formas de resistencia en el conjunto del mismo

afloramiento Fig. 135, denotando la gran diferencia en el tiempo y en los procesos entre la morfología labrada sobre el plano coronante de las cabezas rocosas y la superficie actual de la rampa, en su base, Fig. 142.

2.1.10.2. Surcos, acanaladuras y superficies rugosas.

Estas microformas son lineales, de evolución morfológica dirigida por la densidad e intensidad de las diaclasas. Su génesis es por procesos esternos de acción mecánica y por efecto de la escorrentía superficial. Los surcos aprovechan líneas de diaclasas de mayor calado, que en ocasiones progresan a verdaderos pasillos de fractura y suelen desarrollarse sobre canchales de gran volumetría. Las acanaladuras evolucionan en retículas ortogonales dirigidas por el diaclasado más superficial, en afloramientos de perfiles curvos, generando formas más desarrolladas cuanto menor es la pendiente del afloramiento hasta formar en ocasiones superficies en enlosado poligonal, Fig. 143.



Fig. 143.- Enlosado poligonal por evolución de las acanaladuras sobre granodioritas. Rampa de Mirueña.

Las superficies rugosas se localizan de forma muy restringida, exclusivamente sobre litología de granodioritas de grano grueso con gabarras, en la zona de Cillán (Rampa de Altamiros) donde pueden observarse estrías y pequeñas acanaladuras, en principio siguiendo pequeñas líneas reticulares del diaclasado, evolucionando a una cierta desorganización que produce la sensación de rugosidad superficial, Fig. 144. Los factores esenciales que coadyuvan a estas microformas son la escorrentía superfi-

cial, la desagregación granular y principalmente por la textura granuda de grano grueso de las granodioritas.



Fig. 144.- Superficie rugosa sobre granodioritas de textura granulada. Zona de Cillán en la Rampa de Altamiros.



Fig. 145.- Nerviación en dique intruido en las granodioritas. Pilancones de desarrollo incipiente en Narrillos.

2.1.10.3. Nerviaciones y pseudoestratificaciones.

La gran densidad y variedad de diques presentes en el bloque cristalino, generan morfologías que oscilan desde grandes serretas hasta microformas de nerviación trazadas sobre los afloramientos masivos y enrasadas con la superficie de las rampas. En la figura 145 puede obser-



Fig. 146.- Pseudoestratificación en lajas dirigida por diaclasado de buzamiento vertical. Alto de Pasarilla-Valdecasa.

varse un dique de granito cataclástico que intruye en las granodioritas formando una nerviación como una microforma de resistencia, por erosión diferencial, respecto de la roca caja.



Fig. 147.- Pseudoestratificación en lajas dirigida por diaclasado horizontal. Rampa de Mirueña.

Dada la estructura curva en lajas de todo el bloque cristalino, son muchas las citas que hemos realizado refiriéndonos a formas con cierta estratificación, abarcando ésta muy diferentes potencias de la estructura en lajas. En rigor nos hemos referido a una seudoestratificación que abarca todas las escalas morfológicas dirigidas por el sistema de diaclasado en lajas. En este punto presentamos dos ejemplos de microformas explotando los sistemas de lajas vertical y horizontal que ilustran la similitud de estas formas con una verdadera estratificación a esta escala decimétrica, Figuras 146 y 147.

2.1.10.4. Taffonis y pequeñas formas alveolares.

Estas microformas se desarrollan exclusivamente en morfologías mayores degradadas, desarrolladas sobre las granodioritas de textura gruesa, que han debido soportar un proceso de evacuación del manto de arenización muy lento, provocando la génesis de estas formas en niveles edáficos, por hidratación, que han actuado sobre los planos semienterrados de las formas masivas. Su retoque morfológico por agentes externos es mínimo y principalmente por escamación de microsuperficies atacadas por los procesos de alteración. Las formas más importantes observadas se localizan en la rampa de Altamiros a 1200 m. de altitud, modelando los planos verticales de un conjunto de grandes bloques dispuestos de forma circular y que forman los restos de una morfoescultura mayor seguramente un gran casquete esférico en zona de interfluvio. Las formas de taffonis están labradas sobre los planos de los bloques que quedan situados hacia el interior de la gran morfoescultura antigua, este hecho nos hace pensar en la necesidad de que exista una zona protegida de la evacuación general del manto de arenización, en la que tenga lugar un cambio de ritmo morfogenético localizado durante largo tiempo, capaz de generar esa disimetría morfológica en los bloques según queden expuestos sus planos hacia el interior o el exterior del conjunto morfoescultural preexistente, en su proceso de degradación, Fig.148.

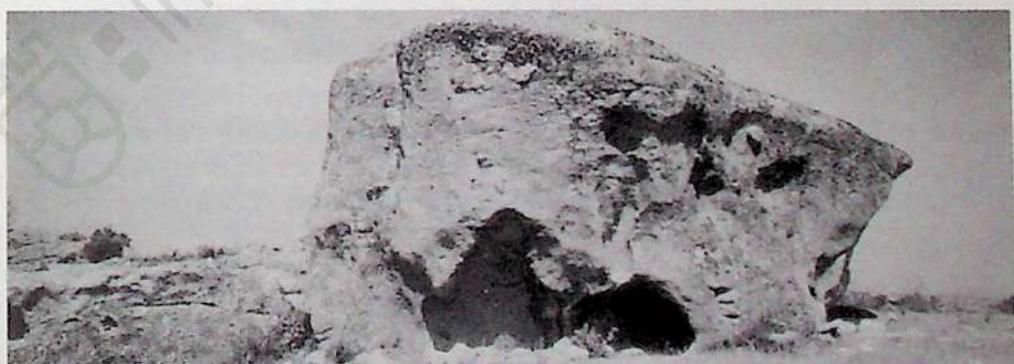


Fig. 148.- Taffonis sobre granodioritas de grano grueso de Cillán.



Fig. 149.- Crestones rocosos en el Cerro de Cogote. Montes Isla.

2.2. Morfología sobre las rocas metamórficas

2.2.1. Crestones rocosos.

En la morfología de los Montes Isla, de perfiles topográficos suaves dando formas de grandes conos aislados, destacan en sus laderas esporádicamente formas masivas de resistencia labradas en los niveles estratigráficos de pizarras y cuarcitas del Ordovícico. Constituyen una morfología de verdaderos crestones rocosos que presentan los frentes de la estratificación afectada de fuerte buzamiento, formando escarpes abruptos de mas de 10 metros de altura (Fig. 149). Estos crestones derivan por resistencia erosiva, de la ruptura por fracturación de las charnelas de las formas anticlinales hercínicas y han quedado en resalte por el efecto de la erosión diferencial sobre los niveles de estratificación de rocas mas masivas.

Se localizan en las zonas altas de las laderas de estos relieves, generalmente en las orientadas hacia el Norte y Noroeste conformes al sentido de las líneas de plegamiento hercínico y los crestones mas significativos corresponden al cerro de Cogote al Norte de Solana de Rioalmar.

2.2.2. Afloramientos masivos indiferenciados.

Tanto en los Montes Isla, como en el sector metamórfico de la Rampa de Mirueña existen pequeños afloramientos de rocas masivas,

formando rodales que no podemos tipificar como formas específicas por sus elementos morfológicos; se trata en todo caso de afloramientos indiferenciados formando pequeñas formas de resistencia que mantienen un cierto resalte topográfico sobre la superficie de arrasamiento de la propia rampa, pero además, cuando este hecho es algo más significativo, coincide con algún afloramiento de dique de cuarzo muy abundantes en la formación de esquistos porfiroblásticos de Mirueña. Solamente serían reseñables, como pequeños escalones morfológicos, ciertos afloramientos en el valle del río Almar sobre los esquistos, como pequeñas formas de resistencia, que han quedado colgadas en las pequeñas laderas del vallejo ante el efecto erosivo diferencial del curso fluvial actual.

3. FORMAS Y FORMACIONES FLUVIALES

3.1. Formas

Se incluyen en este apartado todas aquellas formas heredadas o subactuales, que tienen su origen en la acción modeladora de las aguas fluviales o en la acumulación de los materiales que transportan, independientemente del dominio morfoclimático en que esta acción se realice.

Este conjunto de formas podemos subdividirlo en tres grupos: Por una parte, las formas relacionadas con la dinámica de los ríos principales, Adaja y Almar; por otra las derivadas de la red secundaria; y por último, las formas escarpadas o en talud sobre los depósitos de terrazas.

3.1.1. Formas relacionadas con la dinámica de los ríos principales.

a) El río Adaja es el principal colector fluvial de la zona de estudio con una longitud de 68 Km. Comprende tres tramos bien diferenciados de los que se derivan morfologías propias. El tramo superior que discurre de Oeste a Este por el valle de Amblés, forma el eje fluvial que vertebría y drena la cuenca hidrográfica desarrollada en torno a esta gran depresión y que podemos titular como la Cuenca Alta del Adaja. La morfología del lecho puede tipificarse como de canal irregular en lecho móvil que en ocasiones se organiza en pequeños canales anastomosados para sortear los bancos aluviales de arenas gruesas cuarzosas que forman los depósitos continuos a lo largo de todo el lecho actual; la llanura de inundación se sitúa a + 2 metros sobre el cauce actual y tiene un desarrollo transversal máximo de 200 metros en los sectores de Baterna y El Fresno, localizándose sobre la misma de forma esporádica, trazados de lechos

meandriformes abandonados. La morfología de los bordes se reduce a pequeños taludes labrados sobre el nivel de terraza o directamente sobre la formación de las arcosas terciarias. El lecho del Adaja sobre el Valle de Amblés se ha encajado muy someramente, no sobre pasando los 4 metros en la zona mas significativa sobre las arcosas en «El Soto» al Sur de Avila. Es evidente que esta morfología fluvial del Adaja sobre el valle está controlada por un nivel de base local, situado a 965 metros de altitud a la entrada de éste en el bloque cristalino de Avila.

El tramo intermedio, cruzando el bloque cristalino se Sur a Norte, entre Avila y Zorita de los Molinos, lo hace encajado sobre líneas de fractura que dirigen su trazado. La morfología del lecho es de canal irregular sobre lecho rocoso, sorteando los bancos aluviales de arenas gruesas cuarzosas que forman el fondo del lecho actual y un pequeño nivel de inundación. Dirigido por fracturas, realiza en su trazado cambios bruscos de dirección (con efectos de abrasión sobre los afloramientos masivos) describiendo un trazado que puede adjetivarse de meandriforme. El perfil del valle es en V, siendo mas abierto en el tramo Sur, y mas cerrado en el tramo Norte, próximo a su salida a la Cuenca del Duero.

El tramo que discurre por la Cuenca lo hace sobre los materiales sedimentarios, trazando meandros encajados. La morfología del lecho es de canal irregular en lecho móvil sobre un pequeño nivel de inundación restringido al fondo de los meandros compuesto por cantos de litología granítica, cuarcítica y cuarzosa y arenas gruesas cuarzosas que constituyen los bancos aluviales por donde discurre el lecho actual. Los límites del valle encajad con la superficie de la cuenca Terciaria o con el nivel de terraza del propio Adaja, son bordes abruptos con taludes de fuerte pendiente.

b) El río Almar al igual que el Adaja, forma varios tramos bien diferenciados a lo largo de su recorrido. El Almar en el sector correspondiente a La Sierra de Avila drena la vertiente Norte del macizo de Las Fuentes y su morfología en este sector serrano del bloque cristalino, al igual que la de sus tributarios, se adapta perfectamente a las direcciones estructurales con valles de fractura rectilíneos con perfil en V y lechos que se limitan a ciertas disecciones y efectos de zapa sobre las rocas cristalinas. Otro tramo individualizable del Almar es el generado a su paso por la fosa de Muñico, sobre los materiales sedimentarios, con una morfología de canal irregular meandriforme en lecho móvil con un fondo aluvial de cantos de cuarzo, arenas cuarzosas y limos. Su encajamiento es somero sobre la formación de materiales coluviales cuaternarios que tapizan la depresión de Muñico, localizándose algún tramo de lecho antiguo abandonado, trazado sobre una pequeña llanura de inundación.

El tramo que corresponde a su paso por el sector metamórfico de la rampa de Mirueña discurre zigzagueante, marcando cambios de dirección dirigidos por la estructura del macizo sobre los materiales esquistosos, generando un valle encajado de perfil en V; el lecho es rocoso encajado en los esquistos, produciendo formas de abrasión en el roquedo sobre los bordes cóncavos del trazado del río.

El tramo establecido sobre los materiales sedimentarios de la Cuenca del Duero ha desarrollado un valle de fondo plano y vertientes disimétricas quedando la izquierda de topografía tendida, adaptada al plano general de la superficie culminante de la Cuenca, y la derecha en talud con 80 metros de desnivel y pendientes del 15 %. El lecho actual se encaja unos 2 metros en la formación del fondo plano constituida por un depósito aluvial de cantos y arenas sobre el que se abre paso el canal irregular en lecho móvil del curso actual. La ruptura de pendiente del talud que forma la vertiente por la derecha es escarpada, generando un borde abrupto y neto, donde se desarrollan cárcavas por arroyada concentrada de funcionamiento actual.

Todos los cursos fluviales en este sector de borde de la Cuenca desarrollan morfologías de características idénticas a las especificadas para el río Almar, es decir valles de fondo plano y vertientes disimétricas, y morfología de canal irregular en lecho móvil para todos ellos.

3.1.2. Formas derivadas de la red secundaria.

Se distinguen dos conjuntos de formas en función de los dos medios geológicos en que se desarrollan, las del macizo cristalino sobre rocas graníticas y las de las cuencas sobre depósitos sedimentarios.

a) En el macizo cristalino la red de drenaje a escala mayor está dirigida por las grandes fracturas: Los barrancos y gargantas siguen sus trazados rectos adaptados a las mismas, formando valles en V, que hemos interpretado morfológicamente como valles de fractura; a partir de esa escala morfológica la red fluvial actual está dirigida las diaclasas y fracturas menores, dando como resultado un trazado de líneas quebradas con cambios bruscos de dirección adaptados a los distintos sistemas de fracturas. Presentan perfiles en cascada, pequeños rápidos, escalones o umbrales rocosos, abrasión en la roca, etc. Estas formas constituyen en definitiva distintas manifestaciones de los lechos rocosos adaptándose a las características y a la distribución de los afloramientos masivos. En la cartografía geomorfológica hemos representado todos estos elementos englobados bajo un solo símbolo, puesto que son manifestaciones que podemos considerar como microformas, dado

el orden de magnitud menor en que se desarrollan, y obedeciendo a criterios de expresión cartográfica. Una característica morfológica muy interesante de esta red es, su perfil longitudinal en tramos alternantes entre zonas de pendiente importante con pequeños escalones rocosos, rápidos, etc. y zonas planas en nava, o descansos de menor pendiente, donde se forman pequeñas zonas imperfectamente drenadas, en las que la red fluvial tiene distinta manifestación morfológica en virtud del grado de desarrollo de las mismas: Sobre las zonas de menor entidad, se forma un humedal donde el curso fluvial se desorganiza y termina por desaparecer, generalmente por percolación, resurgiendo de nuevo bajo forma de fuente o manantial; en las zonas de mayor entidad se forma un potente suelo con pradera, en el que se encaja el propio curso fluvial con un lecho de canal móvil y un trazado meandriforme, que evidencia el tipo de dinámica fluvial bien diferenciada de estas zonas, respecto del conjunto desarrollado a través de los afloramientos masivos.

b) Sobre los materiales sedimentarios del valle de Amblés y de la Cuenca del Duero esta red secundaria presenta algunas diferencias morfológicas reseñables, razón que nos lleva a describir sus características separadamente.

La red de tributarios del Adaja en el Valle de Amblés presenta una clara disimetría a ambos lados del mismo, formando los de la izquierda (procedentes de los bordes del bloque cristalino de Ávila) pequeñas llanuras de inundación formadas por arenas y limos en las que se encaja el curso actual, cuyo lecho es irregular y móvil llegando incluso a desaparecer sobre las zonas endorreicas que caracterizan el sector al Norte del río Adaja entre las localidades de Salobral y Salobralejo. Los de la margen derecha, procedentes de La Paramera, forman vallejos de fondo plano, sobre depósitos de arenas y limos en los que se han desarrollado potentes suelos. Los lechos actuales con canales móviles se han encajado sobre estas formaciones describiendo trazados meandriformes de pequeñas dimensiones que en ocasiones presentan varios canales abandonados dentro del mismo fondo aluvial. Todos estos elementos morfológicos evidencian su nula eficacia erosiva actual, característica motivada por la regulación hidráulica y control morfológico que ejerce sobre toda la cuenca cerrada, el nivel de base local del Adaja situado en Ávila a su entrada en el zócalo cristalino.

Esta red secundaria en el sector de la Cuenca del Duero, presenta nuevamente una gran disimetría en su desarrollo y en su morfología. Son cursos tributarios del propio Adaja, del Arevalillo, del Zapardiel, del Trabancos y del Almar. La singularidad de estos lechos radica en que solamente se desarrollan en la margen izquierda de

todos los ríos enumerados, debido a la disimetría de las vertientes de los vallejos que forman. Se desarrollan por lo tanto exclusivamente sobre la vertiente tendida, de topografía adaptada a la superficie culminante de la Cuenca. Debido a su escasa pendiente, forman fondos planos bien desarrollados, que en ocasiones tienen el carácter de zonas semiendorreicas adaptadas al trazado del barranco, y que son características de todo este borde de la Cuenca. Debido a este hecho singular se han cartografiado con simbología mixta, distinguiendo en ocasiones las líneas o pequeños canales de drenaje y en otros casos las zonas semiendorreicas desarrolladas en la formación aluvial. Sobre las vertientes de las márgenes derechas de los vallejos, tienen lugar fenómenos de arroyada concentrada, con cárcavas, etc. correspondientes a procesos actuales y que desarrollaremos en el capítulo posterior correspondiente.

3.2 Formaciones

3.2.1. Formas fluviales de acumulación.

3.2.1.1. En la Cuenca del Duero.

Asociamos estos depósitos a los materiales vinculados con la red fluvial cuaternaria y actual. El río Adaja en el sector de la Cuenca presenta un nivel de depósito de terraza a + 5 metros sobre el lecho actual, formado por cantos, gravas, arenas y limos. La litología de los cantos y gravas es fundamentalmente de cuarcita y las arenas mayoritariamente cuarzosas. Estos depósitos se encuentran encajados directamente sobre los fangos arcósicos terciarios de la facies proximal y sobre la superficie aplanada denominada de Coca-Arévalo (que tiene su desarrollo fundamental en el sector más central de la Cuenca), en el tramo comprendido entre Zorita de los Molinos y Pozanco. Su edad puede interpretarse como del Pleistoceno Superior-Holoceno.

Existen unos retazos de similares características en la zona próxima a Morañuela correspondientes a un nivel antiguo del río Villaflor (quizá del Arevalillo) al Oeste de su trazado actual.

Los depósitos de la llanura de inundación y del fondo del lecho actual del Adaja, están formados por arenas cuarzosas y limos que en ocasiones forman un nivel de terraza bajo, a + 1,50 metros sobre el curso actual, con potencias de hasta 3 metros en el que se incluyen algunos cantos y la incorporación de materiales coluviales provenientes de las vertientes. En ocasiones la formación es un verdadero canturral con

ausencia de materiales finos. Sobre la formación de fondo de valle se desarrollan suelos generalmente poco evolucionados con un perfil A, C derivando a perfiles mas evolucionados tipo A, «B», C en zonas con mayor aporte de materia orgánica.

Las características sedimentológicas y edáficas de estos depósitos pueden ser aplicables de forma generalizada a las formaciones de fondo de valle generadas por la red hidrográfica actual instalada en los valles encajados en los materiales terciarios de la Cuenca. Así de Este a Oeste, además del ya citado valle del Adaja, hay que destacar el desarrollo de este nivel Holoceno en el fondo del valle del río Berlana, con un perfil transversal de 150 metros en la zona de Las Berlanas-Rivilla y Gotarrendura; en el del arroyo de Aldeanueva desde Muñoyerro-Aveinte a Riocabado; en el del río Villaflor desde la localidad del mismo nombre hasta San Pedro del Arroyo y San Juan de la Encinilla; en el del río Arevalillo, desde Grandes y Horcajuelo hasta Albornos con un desarrollo transversal de 200 metros; En el del río Zapardiel que a su paso por Vita tiene un fondo plano de 300 metros; en el del arroyo Jabán que al Norte de Herreros de Suso el fondo plano del valle tiene sobre estos materiales 300 metros de anchura; en el del río Almar que al NE de Blascomillán tiene 250 m. de llanura aluvial; para terminar con el mas occidental, el del río Zamprón, que entre las dos Manceras (la de Arriba y la de Abajo) tiene una anchura de fondo de 225 metros.

3.2.1.2. En el Valle de Amblés.

El río Adaja en su recorrido por el Valle de Amblés presenta un nivel de acumulación, sobre el que se ha encajado el curso actual, que podemos definir como una terraza que se sitúa a +2 o 3 metros. Está formada por arenas y limos de litología cuarzosa y menores proporciones de gravas en fracción fina; se encuentra estructurada en hiladas, en ocasiones cruzadas, alternando niveles de arenas y limos con hiladas de gravas y arenas gruesas. El mayor desarrollo se encuentra en el centro del valle en torno al núcleo de Niharra donde este nivel se integra topográficamente con las facies arcósicas de Salobral.

Se sitúa encajada en el conjunto arcónico produciéndose en las zonas de contacto y transición un aporte de materiales coluviales que contribuyen a la formación de un suelo poco evolucionado de perfil A, C, que deriva a perfiles con horizontes mas evolucionados en los fondos de valle de la red fluvial secundaria. En efecto, este nivel constituye la formación de fondo de valle plano por donde divagan o se encajan los cursos fluviales actuales de los arroyos que proceden de La Paramera. Esta red de tributarios del Adaja depositó estos materiales en algún periodo del Pleistoceno final generando las pequeñas pero singulares llanuras aluviales

características dentro de la morfología y el paisaje del Valle de Amblés. La llanura de inundación del Adaja, encaja en el nivel de terraza y está formada por un depósito compuesto de arenas cuarzosas de granulometría gruesa por donde divaga el Adaja en ocasiones con estructura anastomosada, a lo largo de todo su recorrido por el Valle de Amblés.

4. FORMAS Y FORMACIONES CORRESPONDIENTES AL DOMINIO SUBTROPICAL HÚMEDO

4.1. Formaciones

El bloque cristalino de Avila, en su conjunto, desde el punto de vista estrictamente geomorfológico presenta una morfología en rampa labrada por efecto de la erosión sobre los materiales graníticos y metamórficos hercínicos del zócalo, y que podemos definir como un pedimento o glacis rocoso.

Es evidente que el bloque cristalino de Avila, al menos durante todo el Paleógeno y el Mioceno Inferior y Medio, estuvo sometido a un ambiente paleoclimático cálido-húmedo que, por sus efectos morfológicos, podemos interpretar como propio de un dominio morfoclimático Subtropical Húmedo. Las condiciones paleoambientales propias de este dominio son propicias para los procesos de alteración fisico-químicos sobre el roquedo, principalmente sobre las rocas cristalinas, generándose los mantos de alteración que se hacen visibles en diferentes sectores de las rampas y en los bordes del bloque cristalino con el valle de Amblés y con la cuenca del Duero.

La distinta textura de los mantos de alteración está determinada por la composición químico-mineralógica y la textura de los diferentes conjuntos litológicos. El manto de alteración de textura arenosa procede de la alteración química del material granudo, granitos y granodioritas; la acción por hidrólisis de los iones H^+ libres del agua actuando sobre estas litologías, han provocado la arenización de la roca. Este proceso, ha generado una formación superficial que es la que compone básicamente el manto de alteritas relicto y los depósitos correlativos de las arcosas. Está formado por una proporción de arenas del 45% y materiales arcillosos por neoformación, principalmente de clorita y de caolinita. Este proceso ha actuado con mayor intensidad a través de las líneas de debilidad del roquedo, fracturas y diaclasas, y en aquellos minerales de la roca más susceptibles al proceso de alteración como los feldespatos y la biotita, siendo esta acción diferencial de los procesos la que ha dejado dibujados dentro del propio manto de alte-

ración los volúmenes de rocas que constituyen las morfoesculturas y demás formas simples del modelado granítico observable en el paisaje actual.

Sobre los materiales pizarrosos el manto de alteración presenta una textura mas arcillosa; en esta litología los procesos de alteración por hidrólisis desarrollan un fuerte manto argílico, por neoformación de sus minerales mas básicos, generando minerales arcillosos como la montmorillonita y la caolinita. La proporción de la fracción arena en esta formación es bastante inferior a la argílica; no existe tampoco una morfología asociada a los afloramientos masivos, modelada dentro del manto de alteración. Sobre esta formación, los afloramientos masivos son muy escasos y se reducen casi exclusivamente a crestones en resalte por efecto de la erosión diferencial que ha explotado las líneas de plegamiento hercínicas y las diferencias litológicas de las series ordovícicas.

4.2. Formas

Reseñamos aquí exclusivamente las formas labradas sobre el propio manto de alteración no la morfología sobre afloramientos masivos en resalte, que hemos desarrollado ya en el capítulo correspondiente dedicado a la morfología granítica, aunque ambas respondan al mismo proceso por evacuación de la formación superficial de alteritas; estas formas por lo tanto son deprimidas, labradas sobre los materiales deleznables.

-Alvéolos.

Son depresiones prácticamente cerradas, desarrolladas sobre el bloque cristalino, que tienen una topografía muy suave y están rodeadas generalmente por morfologías graníticas masivas de resistencia. Conservan en su fondo parte de la formación superficial que no ha sido evacuada, en la que se pueden observar procesos edáficos y de hidromorfismo. Suelen estar mal drenados, generalmente por un pequeño arroyo de mínima pendiente, evidenciando que estas formas son heredadas, generadas por procesos de lavado y denudación que han actuado sobre la formación superficial bajo paleoclimas de tipo tropical y que esta morfología heredada ha sido solamente retocada durante el Cuaternario por procesos fríos de gelifluxión y crioclastia dejando canturrales y pequeños coluviones sobre las vertientes, y por último formas y formaciones holocénas asociadas con la red hidrográfica actual.

Estas paleotopografías deprimidas, se localizan en todos los niveles altitudinales de las rampas, por lo tanto, aunque de origen morfoclimáti-

co, se encuentran adaptadas a la estructura tectónica general del bloque cristalino y se han desarrollado en zonas afectadas de denso diaclasado, el cual facilitó una mayor progresión del frente de alteración, generándose en estas zonas la mayor profundidad del manto arenizado.

De sus fondos planos, a veces de dimensiones kilométricas, emergen en forma de rodales morfologías graníticas de resistencia, como casquetes esféricos, tors y canchales.

Los alveolos más significativos se localizan en la rampa de Martí-herrero, siendo el de Cardeñosa a 1130-1150 metros de altitud el de mayores proporciones, con una extensión superior a 2 Km². (Fig. 150). La morfología de esta paleodepresión es disimétrica favorecida por la litología. En efecto, el hecho de que se haya desarrollado sobre distintas litologías ha generado una vertiente de perfil cóncavo muy suave sobre las rocas metamórficas, y grandes canchales y tors en la vertiente granítica de perfil convexo y de mayor pendiente. La posición de este alveolo cercana al valle del río Adaja, ha hecho que en su conjunto, la forma alveolar haya evolucionado en su sector inferior, hacia un vallejo encajado en los materiales graníticos por la acción erosiva del arroyo de Cardiel.

—Pasillos de arenización.

La generalidad de las formas desarrolladas sobre los materiales deleznables del manto de alteración, son los pasillos de arenización localizados entre los afloramientos masivos graníticos. Son surcos topográficos



Fig. 150.— Vista panorámica del alveolo de Cardeñosa.

ficos de muy desigual trascendencia morfológica, que siguen las líneas de fractura organizando la espacialización de estos afloramientos y están recubiertos en ocasiones por arenas gruesas procedentes de la acción de los procesos mecánicos sobre los granitos o resultantes del efecto del lavado de los materiales finos de la propia formación de alteritas. Su distribución se adapta a las redes de fracturas, por lo que los grandes pasillos desarrollados sobre estas líneas con significación morfoestructural han sido tipificados como formas estructurales en el capítulo correspondiente, dándoles así mayor contenido estructurante por encima de su significado morfoclimático. No obstante y sin ánimo redundante, hemos destacado aquí la importancia de los procesos morfogenéticos que han permitido su evolución morfológica y de esa forma poder identificar el trazado de las fracturas.

5. FORMAS CORRESPONDIENTES AL DOMINIO TROPICAL CON ESTACIÓN SECA

5.1. Montes Isla «Inselberge»

Hemos interpretado como montes isla al conjunto de cerros que forman los relieves de Solana de Rioalmar labrados sobre los materiales metamórficos de este sector del afloramiento de Muñico. En nuestra opinión la morfología que hoy observamos en estos relieves nos permite considerarlos como formas residuales poligénicas, talladas quizá desde el



Fig. 151.— Montes Isla de Solana de Rioalmar.

Mioceno Superior; correspondiendo su periodo de modelado mas significativo en el paso Plio Cuaternario (Fig. 151). En general este tipo de relieves han sido labrados principalmente por procesos morfogenéticos de paleoclimas subtropicales secos, pero que habrían sido retocados durante el Cuaternario, por procesos propios de otros dominios, con especial intensidad por los de tipo periglaciar, dándoles así ese carácter de poligénicos. En este sentido, podemos enmarcar la génesis principal de los relieves de Solana en un dominio morfoclimático subtropical seco pero con marcada aridez y un régimen de precipitaciones espasmódicas de gran intensidad. Bajo estas condiciones paleoclimáticas se pueden evacuar importantes cantidades de materiales de alteración generados *in situ*, y de los acumulados en las laderas provenientes de la erosión de los materiales metamórficos.

6. DOMINIO SEMIÁRIDO

6.1. Formaciones

En el contexto de este dominio morfoclimático podemos enmarcar en primer lugar parte del modelado de los Montes Isla y de las formas residuales graníticas para el conjunto del bloque cristalino, y en segundo lugar a determinadas formaciones superficiales fanglomeráticas identificables en las proximidades de los montes isla y en las de algunos escarpes del bloque cristalino, tanto hacia la Cuenca como hacia el Valle de Amblés. Estos depósitos se han extendido ampliamente sobre la Cuenca fosilizando grandes superficies de las arcosas miocenas, configurando formaciones que podemos interpretar como glacis tendidos, tipo «raña,» con un desarrollo de hasta 10 Km. respecto del área fuente en el sector al Norte de los montes isla, con una potencia sedimentaria actual en torno a 1-2 metros que en ocasiones representa exclusivamente un nivel edáfico sobre los depósitos arcósicos miocenos. Estas formaciones se ubican en el sector de borde de la Cuenca sobre la superficie topográfica plana que podemos interpretar para la misma como la fundamental desde el punto de vista del plano general de arrasamiento atribuible al Plioceno final y que es observable en el paisaje morfológico actual hasta el centro de la Cuenca. La edad de estos depósitos, por lo tanto, hay que situarla en el tránsito Plio-Cuaternario.

-Formación fanglomerática.

Hemos asignado esta denominación a la serie de depósitos reseñados, formados en proporción superior al 50%, por cantos angulosos

y subangulosos mayoritariamente de cuarzo y cuarcita (con un tamaño medio de 10-12 cm.) empastados en una matriz arenolimosa que en ocasiones incorpora importantes proporciones de arcilla. La potencia actual de estos depósitos no supera los dos metros situándose por lo general en torno al metro. Sobre estos materiales se han generado suelos rojos ferialíticos con perfiles de tipo A, Bt. C. Estos procesos han creado horizontes de lavado y de acumulación de arcillas bien evolucionados, con estructuras prismáticas y procesos de rurbanización.

Estos depósitos en el sector de la Cuenca han sido diseccionados junto con los materiales miocenos, por la red hidrográfica cuaternaria, localizándose en extensiones kilométricas o en grandes retazos sobre las superficies altas aplanadas de los interfluvios. Podemos así describir la localización de varios conjuntos: Al Oeste del río Zamprón aparecen varios retazos, el de mayor dimensión (1 Km²) se sitúa en el paraje de «La Rellana» en una posición culminante. La formación de Blascomillán (superficie plana culminante del interflujo entre el Zamprón y el Almar) aunque se encuentra compartimentada por la incisión de la red hidrográfica se puede seguir en una extensión de mas de 10 Km. y una anchura máxima de 2,5 Km. En el interflujo Almar-Jabán la formación de Herreros de Suso tiene una anchura media de 1,3 Km. formando un depósito continuo a lo largo de 8,5 Km. El conjunto de Vita, entre el arroyo Jabán y el río Zapardiel, se presenta en grandes retazos que quedan colgados en las superficies mas altas del interflujo adaptados a la topografía menos plana de este sector.

Al Este del río Zapardiel y en torno a los relieves de Solana, aparecen varias zonas adaptadas a la topografía en posiciones morfológicas de resistencia.

En el sector al Norte de la falla de Peñalba, el interflujo entre el Adaja y el Berlanas, se encuentra tapizado por un depósito de características similares a los ya citados de la zona en torno a los Montes Isla pero con mayor proporción de cantes.

En el Valle de Amblés interpretamos dentro de este dominio una formación similar a las descritas, que se localiza al Norte de Padiernos en las proximidades de las casas de Montefrío. Está formada por cantes de cuarzo, pórfidos y granodioritas con mínimo índice de desgaste, empastados en una matriz arenolimosa de color pardo oscuro y tiene una potencia de 1,00 a 1,50 metros. Se localiza en retazos, desconectados por la incisión de los barrancos, apoyados directamente sobre el saprolito del conjunto plutónico en la falla de Muñochas; y en parte también, fosilizando el afloramiento de areniscas groseras carbonatadas de este sector de Padiernos y la serie arcósica miocena.

7. DOMINIO PERIGLACIAR

En el paisaje morfológico actual tienen singular significación y presencia generalizada las formas y formaciones que podemos atribuir a procesos morfogenéticos desarrollados bajo paleoclimas fríos, dentro de un dominio morfoclimático tipificable como periglaciado; no obstante en zonas geográficamente muy próximas, como La Serrota y el Macizo Central de Gredos, es evidente que se desarrollaron importantes formas glaciares aunque siempre en altitudes superiores a las que presenta la Sierra de Ávila.

Las morfologías generadas bajo este dominio Periglaciado, podemos agruparlas en función de la intensidad de los procesos ya que éstos llevan asociadas sus propias manifestaciones morfológicas; en su virtud distinguimos formas y formaciones crionivales, gelifluídicas, acciones mixtas por gelificación, gravedad y arroyada, así como otras manifestaciones que tipificamos como subordinadas.

7.1. Formas de origen crionival

—Valles en cuna.

En el macizo de Cerro de Gorria existen dos valles que forman las cuencas altas y de recepción de los arroyos que drenan al Arevalillo; son el de Narrillos del Rebollar y el de Pasarilla del Rebollar, ambos situados por encima de los 1500 metros de altitud y desarrollados sobre las granodioritas Fig.152



Fig. 152.— Valle de Narrillos del Rebollar.

Desde el punto de vista estructural podemos interpretar que han evolucionado a partir de valles de fractura aprovechando la intersección de fracturas importantes de los sistemas dominantes, el NE y el NNO a NO. Ambos valles se localizan en la vertiente Norte-Noreste adaptada a las direcciones tectónicas. Su morfología actual es de valles en cuna modelados por procesos periglaciares Fig. 153. En efecto, los perfiles topográficos de las vertientes son suaves combinando zonas convexas adaptadas a la estructura geológica (con 15º-20º de pendiente) y zonas cóncavas correspondientes a vertientes con depósitos gelifluídicos con pendientes entre 20º y 40º. El fondo es en cuna tapizado por depósitos de gelifluxión que en ocasiones presentan acumulaciones de materiales groseros por el lavado de la matriz fangosa. Como conjunto morfológico tienen el aspecto de valles que han quedado colgados con un cierto perfil en «U», que quieren recordar formas glaciares, pero que en rigor no las hemos catalogado como tales.

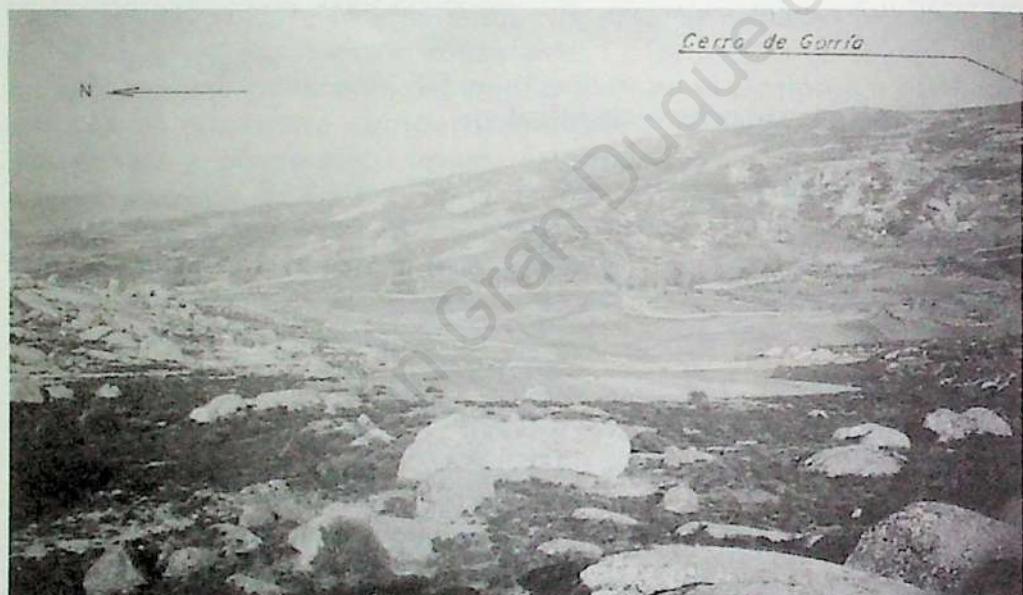


Fig. 153.- Valle de Pasarilla del Rebollar. Vertiente orientada al Oeste sobre el macizo de Cerro de Gorria.

El tapizado del fondo y de las vertientes corresponden a procesos crionivales y gelifluídicos, no obstante, existen ciertas formas que podemos asociar con procesos nivales directos y que se sitúan morfogenéticamente próximas al glaciarismo como son los nichos de nivación y las morrenas de nevero.

-Nichos de nivación.

En el valle de Pasarilla del Rebollar, en su parte más alta a 1520 metros de altitud, y en una orientación claramente Noreste existe una modesta



Fig. 154.- Morfología en pequeño circo del nicho de nivación. Valle en cuna de Pasarilla de Rebollar.

forma en circo que tipificamos como de nicho de nivación (Fig. 154). En efecto, ni la morfología del mismo, ni los depósitos asociados, pueden considerarse formas plenamente glaciares; mas bien corresponde a un nicho que ha quedado colgado generado por procesos crionivales favorecido por la orientación ya que no se repite en toda la Sierra de Ávila. La morfología granítica de su cabecera presenta el modelado en lanchares y tors generalizado, sin otras formas atribuibles al efecto del hielo. Sí son evidentes en cambio, la acumulación de clastos en la ladera procedentes de un sector de cabecera coronado por diques de pórfido y depósitos de fondo de acción gelifluidal.

-Morrenas de nevero.

En el nicho de nivación del valle de Pasarilla existe un depósito formado por bloques y clastos constituyendo una pequeña forma de aspecto morrénico que identificamos con el límite de acumulación del nevero en la última pulsación fría pleistocena. Esta acumulación en forma de arco situada en el fondo del nicho de nivación no lleva asociados otros depósitos de borde; (Fig. 155) éstos cuando existen, son de origen gelifluidal correspondientes a la formación general de la vertiente que por otra parte tapizan también el fondo actual de la morfología del nicho de nivación, formando en el mismo, ese perfil en cuna, que queda colgado respecto del conjunto del valle de Pasarilla, dándole un cierto aspecto de origen glaciar.

-Arroyada nival.

La acción de los agentes morfogenéticos actuales bajo un dominio árido-mediterráneo ha borrado de las vertientes casi todo indicio de arroyadas nivales correspondientes al Pleistoceno, no obstante hay que atribuir a estos procesos el barrido selectivo de la fracción fina generali-



Fig. 155.- Morrena de nevero. Nicho de nivación de Pasarilla



Fig. 156.- Arroyada nival en la vertiente Norte de Pasarilla.

zado en todas las vertientes de la Sierra de Avila. Podemos hacer esta afirmación apoyados en la observación de formas debidas a procesos de arroyada nival actuales, sobre la morfología heredada y que tienen lugar en las zonas de vertiente periglaciares mas elevadas y con orientación Norte y Noreste, como el nicho de nivación del valle de Pasarilla (Fig.156). Nos estamos refiriendo a formas de arroyada nival concentrada, en reguerones, y efectos de lavado por arroyada difusa sobre los depósitos gelifluídicos del fondo de los valles periglaciares de Narrillos y Pasarilla marcando las diferencias morfológicas en torno a las zonas de borde de las superficies ocupadas por neveros durante el invierno, donde tiene lugar una dinámica crionival actual apreciable.

7.2. Formas de origen gelifluídico

-Laderas de gelifluxión.

Las vertientes Norte y Sur del macizo de Cerro de Gorría constituyen un buen ejemplo de disimetría morfológica desde el punto de vista de su interpretación morfoclimática. En efecto, en tanto son dominantes los afloamientos masivos con morfologías graníticas domáticas para la vertiente Sur, con importantes formas de erosión y de arroyada actuales, en la vertiente Norte el paisaje morfológico en su conjunto es periglaciar, destacándose los dos valles en cuna ya descritos y zonas de vertiente cubiertas por depósitos de gelifluxión, coincidiendo éstas con laderas de topografía más pendiente y perfiles cóncavos.



Fig. 157.- Depósitos de gelifluxión. Vertiente periglacial. Pasarilla.

Estas zonas de la vertiente Norte que hemos catalogado como laderas de gelifluxión presentan depósitos generalizados de coladas gelifluidales (Fig. 157) con presencia de bloques y clastos formando espesores de varios metros, más potentes cuanto más próximos a la base de los relieves. Las más significativas son la ladera de la cara Norte de Cerro de Gorria (correspondiente al valle de Narrillos del Rebollar) y la de la misma orientación situada entre Valdecasa y Pasarilla del Rebollar.

-*Gelifluxión laminar.*

Las laderas de gelifluxión y las vertientes de los valles en cuna, presentan sobre las coladas gelifluidales un lavado generalizado de los elementos finos dejando incluso zonas de bloques apilados, desprovistos de la matriz, en las zonas de mayor concentración de la arroyada. Es evidente la disimetría morfológica que se deriva de la actividad de estos procesos de acción lenta y difícil concentración de flujos, actuando sobre los depósitos gelifluidales de esta vertiente Norte de la Sierra de Ávila, frente a las formas actuales de arroyada concentrada de la vertiente Sur de la misma labradas sobre el propio manto de arenización y afectadas por una gran dinámica actual. (Fig.158).

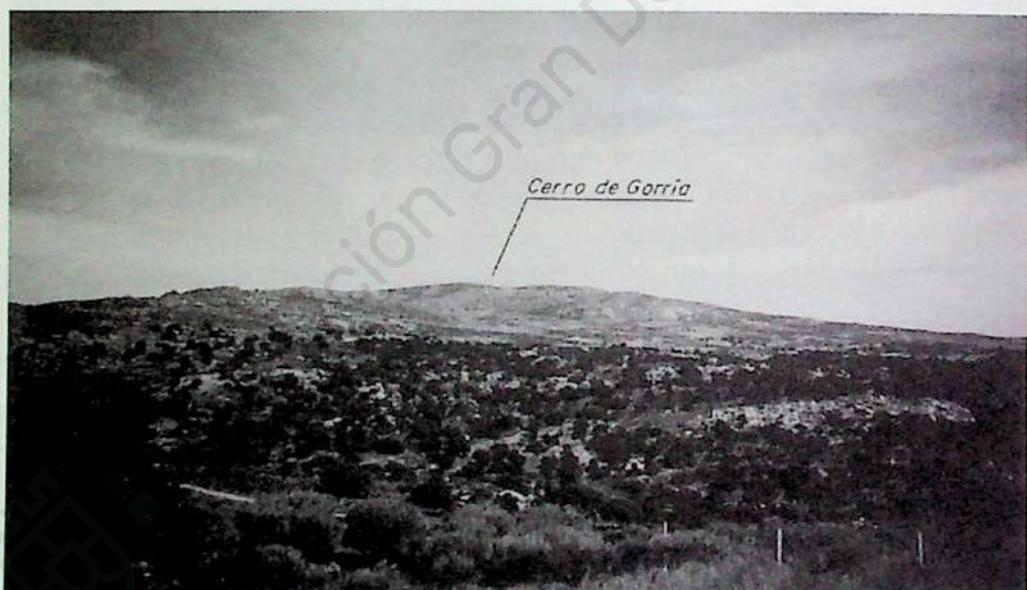


Fig. 158.- Vertiente Sur de la Sierra de Ávila.
Formas de arroyada concentrada actual.

A pesar de la importancia de los procesos periglaciares en la zona, no hemos encontrado lenguas o coladas aisladas de gelifluxión en estado reconocible; atribuimos este hecho, no a la entidad en sí de los fenómenos sino posiblemente a la destrucción de muchas formas de modelado gelifluidal por el efecto erosivo del dominio morfoclimático

actual en el que pueden haber quedado reducidas a depósitos groseros por gravedad, antiguas formas gelifluidales desarrolladas sobre las laderas.



Fig. 159.- Aterrazamientos y lóbulos de solifluxión. Valle de Pasarilla del Rebollar.

-Lóbulos de solifluxión.

Estas formas sí pueden reconocerse sobre las laderas gelifluidales y con mayor entidad sobre los depósitos situados en la proximidad de los fondos de los valles en cuna, donde pueden identificarse junto a formas bien definidas, zonas aterrazadas asociadas con lóbulos y pequeñas coladas antiguas (Fig.159)

7.3. Acciones mixtas

-Derrubios de gelifracción «pedreras» y gravedad.

La acción de la gelifracción sobre el roquedo, tiene su significación principal sobre los diques de pórfido, aprovechando el denso diaclasado de éstos y su coherencia textural. En este sentido la formación de derrubios de gelifracción («pedreras») y su distribución espacial están directamente vinculadas a los afloramientos de los diques, situándose en todos los casos en las laderas de los valles y de las serretas coronadas por éstos

(Fig. 160). Dentro del conjunto del paisaje periglaciario, con esta denominación nos estamos refiriendo a la acumulación localizada de bloques

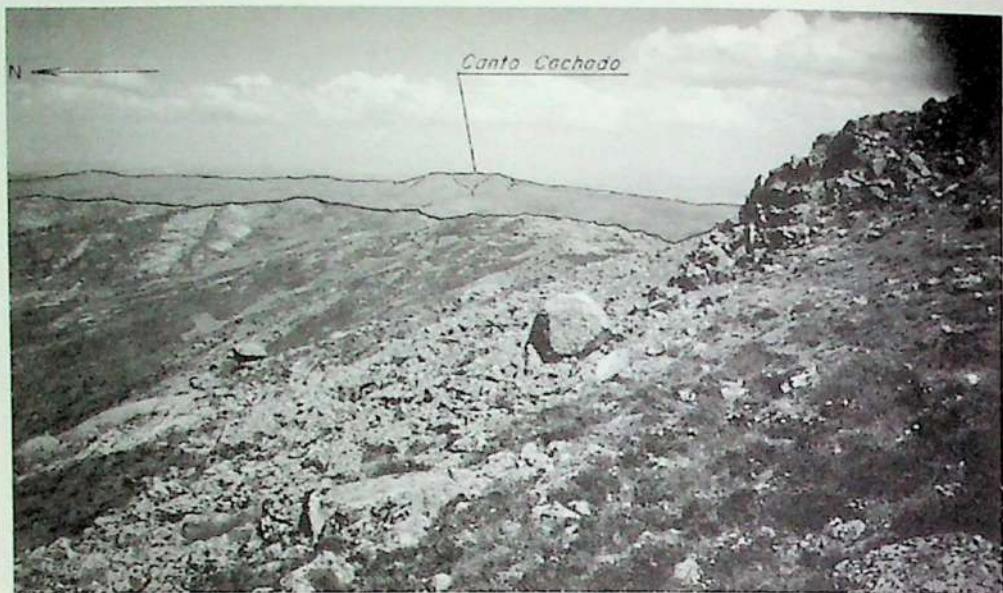


Fig. 160.- Derrubios de gelificación, «pedrera» sobre pórfidos.
Valle de Narrillos del Rebollar.

angulosos de litología porfídica sobre las laderas; los mas importantes sobre las laderas con depósitos gelifluídicos, dando una morfología de pedrera en posiciones inmediatamente inferiores al área de alimenta-

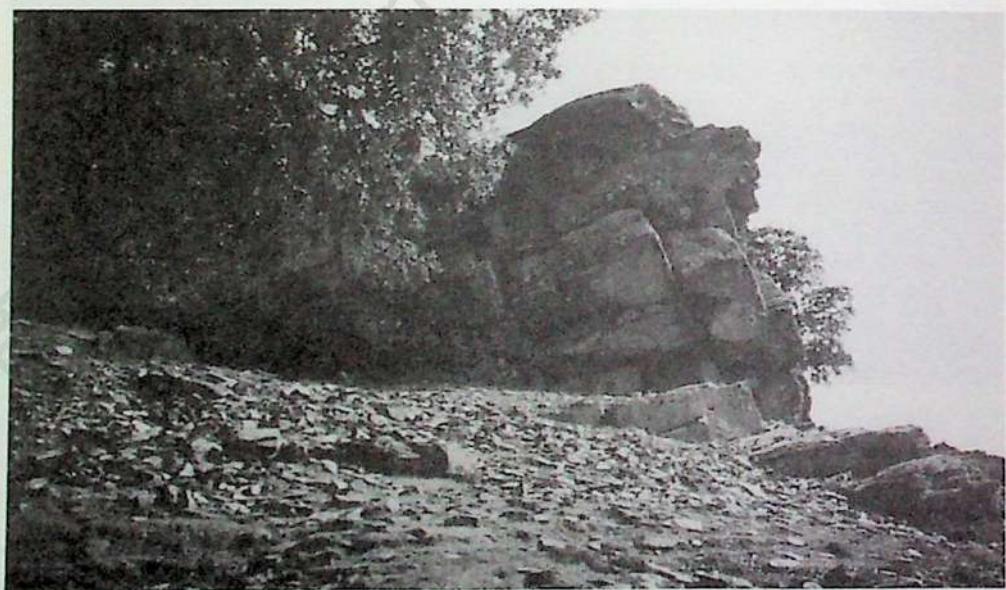


Fig. 161.- Depósito de derrubios de gravedad en la base de un crestón rocoso.
Montes Isla de Solana.

ción. El comportamiento frágil del roquedo por gelifracción es evidente y los desplazamientos en las laderas se realizan por gravedad; estos procesos los situamos en los tiempos finales del Cuaternario dado que se acumulan sobre los depósitos de gelifluxión y sobre los materiales graníticos de las vertientes indistintamente.

Existen también acumulaciones de clastos y derrubios en la base de los crestones cuarcíticos en los Montes Isla (Fig.161); taludes de clastos de cuarzo que tapizan las zonas de ladera de las serretas coronadas por diques de cuarzo, dando al paisaje un tono blanco característico; depósitos de canturral en las laderas de las serretas coronadas por diques de pórfido; y por último derrubios en taludes de los vallejos de la Cuenca.



Fig. 162.- Depósitos coluviales por gelifluxión y arroyada.
Borde Norte del Valle de Amblés.

-Formaciones de gelifluxión y arroyada.

En la base de las laderas de la vertiente Sur del macizo de Cerro de Gorría fosilizando los materiales graníticos de las rampas, y en general en la base de los escarpes de falla mas importantes, fosilizando los sedimentos terciarios, se localizan de forma esporádica depósitos que, a modo de pequeños glacis coluviales enlazan siempre ambas morfologías (escarpes y superficies planas de rampas o de cuencas) con perfil topográfico suave (Fig.162). Son depósitos de poca potencia de matriz arcillo-arenosa y abundante proporción de clastos, que atribuimos a procesos mixtos de lavado y arroyada sobre las formaciones gelifluídicas antiguas, que

han sido desmanteladas del macizo. Este supuesto, de la existencia de depósitos de gelifluxión generalizados en la superficie del macizo, hoy solamente conservados en las laderas Norte; la destrucción de los mismos y la migración de los materiales finos, puede explicar la presencia de amplias zonas tapizadas por un canturrall de clastos y en ocasiones de bloques cuya presencia y distribución no pueden ser explicados por procesos simples sobre las vertientes sin la actuación previa de procesos periglaciares generalizados (Fig. 163).



Fig. 163..– Canturrall disperso no asociado con áreas de aporte.
Rampa de Martiherrero.

En este sentido, reseñamos especialmente la presencia de abundante canturrall cuarzoso en niveles edáficos de la rampa de Mirueña sobre litología esquistosa, lejos de las áreas de aporte, que constituyen verdaderas zonas en resalte, por efecto de la erosión diferencial, con lavado y migración de la matriz arcillosa; quedando en superficie niveles de clastos desprovistos de la fracción fina.

7.4. Formas periglaciares subordinadas

–Céspedes almohadillados.

Son manifestaciones periglaciares actuales en zonas de nava sobre suelos holocenos con pradera, que hemos localizado en el nivel de cumbres del macizo de Cerro Gorria a 1700 metros de altitud. En ocasiones

estos suelos se deslizan por la vertiente cuando encuentran un perfil mas arcilloso o zonas de humedal generando planos de despegue (Fig.164). Es evidente que, a esta altitud, los procesos periglaciares siguen actuando aunque de forma estacional, lo que provoca una alternancia morfo-genética dentro de los procesos del dominio mediterráneo dominante, que hace difícil la evaluación singularizada de los efectos de uno y otro dominio. Quizá sea esta la razón por la que no hemos encontrado otras formas subordinadas menores como círculos de piedras, fenómenos de crioturbación, etc.



Fig.- 164 Suelo con deslizamiento. Valle de fractura de Valdecasa.

Dentro del conjunto de formas periglaciares, aun cuando han sido expuestas aquí en orden de importancia de los procesos, puede establecerse una relación cronológica a través de la secuencia de formas mas completa en el valle de Pasarilla, donde pueden observarse cuatro generaciones temporalmente distintas: La morfología crionival a partir de valles de fractura, los depósitos de gelifluxión de las vertientes, las pedreras y depósitos de procesos mixtos y por último las formas subordinadas actuales.

7.5. Morfología de los interfluvios

El paisaje geomorfológico generalizado que observamos en los interfluvios sobre los materiales sedimentarios, de la Cuenca del Duero y del Valle de Ambles, puede enmarcarse como modelado por un conjunto de acciones mixtas de procesos bajo dominio periglaciar, procesos asociados con la red fluvial actual y procesos de arroyada subactuales y actuales.

Presentan estos interfluvios una morfología por lo general heredada, que podemos considerar como un conjunto de paleoformas en las que

tienen lugar retoques morfológicos por procesos actuales de arroyada y dinámica fluvial, junto con formas localizadas de modelado sobre las vertientes.

-Glacis de erosión.

Generalmente el enlace de las superficies aplanadas culminantes de los interfluvios con el fondo de las zonas deprimidas en el sector de la Cuenca del Duero, se realiza a través de dos generaciones de glacis. Los glacis de erosión corresponden a los de posición mas alta, enmarcando suavemente, con un perfil ligeramente cóncavo, las superficies culminantes, que quedan protegidas de la erosión generalizada por los depósitos pliocuaternarios o formando paleosuperficies degradadas sobre las series miocenas. Estas morfologías tienen perfiles mas acantilados cuanto mas se alejan del macizo cristalino adentrándose en la Cuenca, a excepción del sector suroriental del Valle de Amblés, que en las proximidades de La Paramera, presenta perfiles prácticamente en talud. Se desarrollan sobre los materiales miocenos de las series arcosicas quedando a veces en resalte, dentro del perfil tendido de los glacis, pequeños rellanos o motas por erosión diferencial, protegidos por niveles estratigráficos con mayor proporción de cantos, evidenciando precisamente su carácter de glacis de erosión (Fig.165).



Fig. 165.- Perfil de glacis de erosión en Riocabado.

-Glacis mixtos.

Corresponden a la generación que se sitúa topográficamente por debajo de los de erosión, desarrollándose entre éstos y las zonas depri-

midas. Están generados de una forma mixta donde se pueden observar fases de acumulación por arrastre y dinámica de la ladera, alternando con procesos de erosión en una secuencia en función de la topografía y de la forma de enlace con las zonas inferiores. En este sentido hay que considerar algunas formas generadas por procesos incluso actuales por derrame y lavado de materiales finos formando pequeñas acumulaciones coluviales.

El perfil topográfico es convexo en ambos sentidos, transversal y longitudinal al interfluvio, evolucionando a un perfil muy suave pero cóncavo en su enlace con las zonas de valle deprimidas. Se desarrollan sobre las series arcósicas miocenas y contribuyen al reglaje generalizado, en suaves laderas, para todos estos interfluvios.

-Glacis coluviales.

Estas formas intrínsecamente relacionadas con la vertiente, están constituidas por pequeños depósitos de cantos empastados en una matriz arenoso-arcillosa, localizados generalmente en los bordes del bloque cristalino, en la base de los escarpes, y sobre los materiales sedimentarios de la Cuenca del Duero y del Valle de Amblés. Su génesis hay que incluirla dentro de una dinámica subactual y actual por procesos de arrastre esporádico sobre las laderas con mayor pendiente y acumulación de materiales deleznables.

8. DOMINIO TEMPLADO SECO (MEDITERRÁNEO)

Incluimos en este dominio las formas y formaciones que han retocado el paisaje geomorfológico desde el Holoceno hasta nuestros días. El dominio morfoclimático templado, en general, no se define precisamente por procesos morfogenéticos muy activos para el modelado. No obstante, en nuestro caso, podemos considerar el área de estudio dentro de una región marginal de este dominio, caracterizado por un régimen térmico bastante extremado con fuertes amplitudes térmicas diarias y estacionales, escasas precipitaciones con larga estación seca y fuertes aguaceros de finales de verano, inviernos secos con bajas temperaturas y un periodo de heladas de nueve meses. Son éstos parámetros de un clima mediterráneo muy continentalizado y con gran influencia de la altura.

Como consecuencia de estos caracteres climáticos y medioambientales, los procesos morfogenéticos son moderadamente agresivos, con acciones en los interfluvios sobre rocas y formaciones deleznables, escasa actividad sobre el roquedo masivo y acciones de arroyada concentrada en taludes y bordes de los escarpes.

8.1. Modelado de los interfluvios

-Derrubios de gravedad asistidos por arroyada.

Son pequeños depósitos de cantos y derrubios terrosos que se localizan en las laderas con mayor pendiente de los valles disimétricos de la Cuenca del Duero, como resultado de los efectos de la arroyada concentrada cuando ésta actúa sobre el borde de los depósitos fanglomeráticos pliocuaternarios con abundantes cantos. Estos derrubios junto con las arenas arcósicas de las laderas, forman los sedimentos de los pequeños conos de deyección que se forman a la salida de algunos barrancos sobre el fondo plano de los vallejos.

-Lóbulos de solifluxión.

Estas formas se localizan en las zonas de humedal sobre los materiales graníticos del macizo cristalino, coincidiendo con aportes localizados de agua por fuente o manantial sobre suelo con pradera. Son pequeños movimientos en masa superficiales que dejan tras de sí una cicatriz en el suelo describiendo un arco en torno al lóbulo desplazado (Fig. 166). Son fenómenos que tienen lugar generalmente en primavera coincidiendo con la estación alta de escorrentías dentro de un régimen claramente pluvionival.

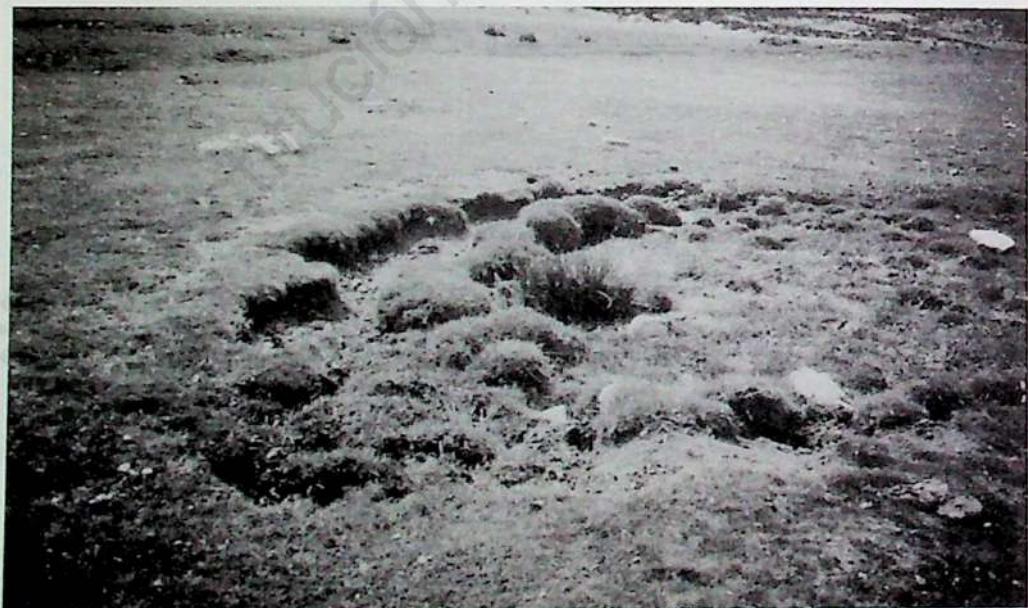


Fig. 166.- Lóbulo de solifluxión. Rampa de Martiherrero en Marlín.

-Terracillas sobre vertientes con suelo.

Son pequeños escalonamientos sobre las laderas del macizo, que pueden tipificarse así cuando coinciden con zonas de cierta pendiente, y que han sido desarrolladas por el pastoreo y demás acciones antrópicas. Tienen lugar sobre los restos de antiguos depósitos gelifluídicos, y sobre los propios materiales deleznables del manto de arenización, condicionando incluso la distribución de la vegetación xerófila, tomillares, etc. que quedan fijando los pequeños talones del escalonamiento.

En la vertiente Sur de Cerro de Gorría, hacia Balbarda está la ladera con este modelado más significativa.

8.2. Arroyada concentrada

-Formas de erosión.

La actividad erosiva de este sistema ha atacado al relieve en general, pero con mayor incidencia con los procesos de arroyada concentrada sobre las laderas desprotegidas de una adecuada cubierta vegetal y sobre las litologías sedimentarias de las cuencas. Así la distribución de estas formas de arroyada se localizan en las vertientes con mayor pendiente y con mayor potencia de materiales deleznables.

-Cárcavas y surcos de arroyada.

Constituye la morfología actual generalizada, formando las cabezas de los barrancos sobre las zonas de talud y laderas de mayor pendiente. En el conjunto del sector de la Cuenca del Duero constituyen el paisaje habitual de las laderas con mayor pendiente de los valles cuaternarios, donde forman en ocasiones verdaderos «bad land» sobre los materiales arcósicos. La acción remontante de las cárcavas sobre las laderas genera unas líneas de ruptura muy quebradas y netas, acentuando en el paisaje la disimetría morfológica entre ambas laderas. Este modelado coincide siempre sobre las laderas orientadas al Oeste en todos los casos desde el Adaja hasta el Zamprón (Fig.167).

La dinámica actual es importante, distinguiéndose conjuntos de arroyada ya jerarquizada que vierten al río o arroyo principal; formas de incisión incipientes sobre el sector más alto de la ladera, y pequeños conjuntos de cárcavas que se organizan sobre un canal de desagüe principal para terminar depositando un pequeño cono de deyección sobre el fondo del valle sin llegar a conectar con el arroyo principal.



Fig. 167.- Morfología de cárcavas. Valle del río Almar.

En el bloque cristalino esta actividad actual se centra en las cabezas de los arroyos de la vertiente Sureste del macizo de Las Fuentes, con formas de incisión incipiente y pequeños conjuntos ya jerarquizadas, labradas siempre sobre la formación del manto de arenización. Esta dinámica de la arroyada coadyuva a la disimetría morfológica de ambas vertientes (Sureste y Noroeste) de toda la Sierra de Ávila. En ocasiones se forman pequeñas cuencas de recepción perfiladas por afloramientos masivos dando un paisaje más recortado y abrupto a los perfiles de la vertiente.

Sobre los bordes del bloque cristalino en los escarpes de falla, también esta dinámica actual es muy activa formando de nuevo conjuntos jerarquizados e incipientes con formación de pequeños conos de deyección funcionales a su salida al Valle de Amblés. Estas formas se desarrollan sobre los materiales del manto de alteración y sobre los depósitos arcósticos, indistintamente.

Dentro del Valle de Amblés, solamente se desarrollan este tipo de formas activas en el borde de terraza del Adaja, en el tramo próximo a Baterna, donde el tímido encajamiento del curso actual es en ese punto algo mayor, debido a la morfología en mesa de un depósito de bloques de la sedimentación terciaria de facies proximal.

-Barrancos.

Nos referimos a las formas de arroyada actuales con un encajamiento en los materiales deleznables superior a un metro y que constituyen las formas correspondientes a los canales de desagüe de los conjuntos de cárcavas y jerarquizados y organizados sobre las lade-

ras. Sus cauces están en todos los casos conectados a la red hidrográfica y constituyen los elementos secundarios de la propia red de drenaje.

En ocasiones la morfología del perfil transversal es en rambla, con acumulación de arenas tapizando el fondo plano; los mejor desarrollados son tributarios del río Arevalillo procedentes del bloque cristalino en el sector de Bularros.

-Cuenca de recepción.

Son formas muy localizadas asociadas a la acción erosiva de la red hidrográfica y de la arroyada concentrada en las zonas de cabecera de algunos barrancos. Nos referimos en primer lugar a las desarrolladas en el sector de la Sierra de Ávila y que forman verdaderas cuencas en la cabecera de los arroyos principales pero que en algunos casos las hemos interpretado como valles en cuna con gran actividad de los procesos periglaciares; no obstante cabe destacar la desarrollada en la cabecera del arroyo de Balbarda en la vertiente Sur del Cerro de Gorría donde la acción de la arroyada actual es muy importante. En este sentido hay que destacar la actividad de los barrancos y cárcavas sobre las cabeceras de los arroyos que se forman en la vertiente del Macizo de las Fuentes y del sector de las Tres Rayas que mira al Valle de Ambles. Sobre el Bloque Cristalino existen otras formas de pequeñas cuencas desarrolladas por la arroyada sobre restos de materiales deleznables del manto de alteración cuando éstos se localizan en zonas de borde en los escarpes; por último existen pequeñas cuencas de cabecera desarrolladas por acción de la arroyada actual sobre los depósitos arcósticos de la Cuenca siempre en posiciones de ruptura de pendiente.

-Formas de acumulación.

En este punto incluimos las formas de acumulación actuales debidas a procesos de arroyada concentrada o a procesos muy localizados de arrastre sobre las laderas.

-Conos coluviales.

Son pequeñas formas de acumulación que se forman a la salida de los barrancos y surcos de arroyada, sus proporciones son métricas y están formados por depósitos de arenas y algunos cantos procedentes de la vertiente y acumulados en los cauces de los barrancos hasta que son evacuados por la acción de la arroyada de forma esporádica,

cuando la competencia del flujo lo permite en función del régimen pluviométrico.

Se localizan principalmente en el sector de la Cuenca del Duero y en los bordes del Valle de Amblés en la base de los escarpes de falla, siempre asociados a las formas de erosión por arroyada concentrada.

9. FORMAS DE ORIGEN ANTRÓPICO

Incluimos en este apartado las dos formas de explotación de materiales geológicos que tienen algún significado espacial por su impacto visual y morfológico, tales formas son las originadas por la explotación de áridos o graveras y las canteras.

9.1. Graveras

La explotación de áridos (gravas y arenas) se realiza sobre el nivel de terraza del río Adaja, tanto en el Valle de Amblés (en la zona de Niharra) como en la Cuenca del Duero (en Zorita de los Molinos). Las excavaciones han generado formas con significación geomorfológica de varias hectáreas de superficie, formando zonas lagunares deprimidas con bordes verticales netos.

En las del sector del Amblés el fondo de las lagunas está formado por niveles arcillosos de las series arcósicas, en cambio en las de Zorita (Fig. 168) los fondos están formados por niveles de cantos y bloques de la facies de borde.



Fig. 168.– Forma de excavación antrópica en Zorita de los Molinos. Nivel de terraza del río Adaja.

9.2 Canteras

En el Bloque Cristalino existen formas de excavación en rocas masivas producidas por la explotación de canteras, de las que se pueden destacar por su verdadero impacto morfológico las desarrolladas sobre los diques de pórfido y sobre los granitos aplíticos. Sobre los diques de pórfido las formas más importantes se concentran en el sector de La Colilla-Duruelo-Casasola donde la morfología en serreta de los diques se alterna con los impactos morfológicos de las excavaciones, que presentan siempre una forma en nicho (que puede ser de centenares de metros) y que genera una zona en pared o fuerte escarpe en el sector central del dique y una zona de acumulación de bloques (o escombrera) asociada, que se extiende sobre la ladera de la serreta (Fig. 169)



Fig. 169.- Canteras sobre diques de pórfido en Duruelo.

En la zona de Cardeñosa, sobre los granitos aplíticos existen formas por excavación con perímetros de centenares de metros junto a verdaderos enjambres de pequeñas canteras en su mayoría abandonadas. La morfología que presentan es completamente distinta a la descrita para los diques, en este caso son formas profundas excavadas bajo el nivel de la rampa explotando el denso diaclasado de los granitos, dejando paredes verticales netas adaptadas a las líneas del diaclasado vertical (Fig. 170). En ocasiones los fondos de éstas se han convertido en lagunas y en las localizadas aprovechando la pendiente de la ladera constituyen verdaderos graderíos que dejan an resalte la estructura del denso diaclasado horizontal, como en el alveolo de Cardeñosa.

Las canteras sobre granodioritas son de menor entidad e impacto morfológico, reduciéndose a la explotación de la estructura en losas de



Fig. 170.- Cantera de Cardeñosa sobre los granitos aplíticos.

los afloramientos siendo fácilmente explotadas por el denso diaclasado; en todo caso, estos materiales son solamente explotados para la construcción y se localizan generalmente junto a los núcleos de población.

Institución Gran



Institución Gran Duque de Alba

V. CONCLUSIONES

Del análisis realizado, conforme a la metodología propuesta, derivan una serie de resultados o conclusiones, que a continuación se exponen articulados desde la perspectiva de los objetivos básicos propuestos en la investigación: El establecimiento del modelo evolutivo y la definición geomorfológica del territorio estudiado (tanto en conjunto como en los elementos que lo constituyen).

1. SÍNTESIS DEL MODELO EVOLUTIVO

La historia o evolución geomorfológica del sector del Sistema Central que hemos denominado Bloque Cristalino de Avila se integra en el contexto del área central del Macizo Hespérico; se trata por lo tanto de un fragmento de zócalo con un registro geomorfológico que se extiende desde el Paleozóico Inferior hasta nuestros días. Se distinguen, a lo largo de tan dilatado intervalo de tiempo, tres grandes etapas de muy desigual duración y de efectos diferentes en la construcción del relieve desde la doble perspectiva de lo morfoestructural y lo morfodinámico.

La primera, incluye desde el Paleozoico hasta el Paleoceno, y se enmarca dentro de la diferenciación de las macroformas del Macizo Hespérico; la segunda va desde este último período hasta el Plioceno y queda vinculada a la evolución del Sistema Central durante el Alpino; y la tercera comprende desde este último hasta nuestros días y corresponde al modelado de las morfoesculturas que caracterizan el paisaje actual.

1.1. Primera etapa evolutiva

La primera etapa evolutiva coincide con el desarrollo de los ciclos tectónicos Hercínico y Tardihercínico e incluye además todo el Mesozoico perteneciente al período distensivo del Alpino; durante ella

quedan definidos los conjuntos geológicos y trazadas sobre éstos las grandes líneas geotectónicas de la Plataforma Ibérica con la diferenciación de los bloques estructurales tardihercínicos, a partir de los cuales evolucionarán las morfoestructuras durante los períodos posteriores.

Durante el Hercínico los procesos deformativos y metamórficos tanto si se produjeron en varias fases como de forma sincrónica y en una sola fase muy dilatada en el tiempo, tuvieron consecuencias de primera magnitud desde el punto de vista geomorfológico. En efecto, el desarrollo de grandes cabalgamientos mayores definiendo los grandes complejos estructurales dentro del sector central de la Plataforma Ibérica (Gredos, Guadarrama y Somosierra-Ayllón), capaces de provocar un engrosamiento cortical importante, explicarían el aumento geotérmico durante el metamorfismo con acciones granitizantes en función de los niveles estructurales y la proliferación de los batolitos graníticos tardíos por la ascensión primero, de un domo térmico y, posteriormente, de los magmas calcoalcalinos generados en profundidad. De todos estos procesos geodinámicos desarrollados a escala macroestructural se derivan las grandes unidades geológicas que constituyen el sector de zócalo estudiado, así como las deformaciones que las afectan y su distribución espacial.

Finalizada la etapa de tectónica orogénica con la formación de la Cadena Hercínica, ésta fué afectada en su conjunto por reajustes isostáticos de sentido básicamente ascendente. En la zona estudiada este hecho, junto con la dinámica eruptiva de los plutones graníticos dentro del proceso tectónico posthercínico, hubo de ser respondida por intensa acción erosiva, haciendo posible el acceso a niveles superficiales e incluso el afloramiento de rocas profundas, que están representadas por las intrusiones graníticas y granitoides. La dinámica de los plutones graníticos en ascenso manteniendo masas semimármaticas más plásticas en profundidad y volúmenes rocosos de comportamiento más frágil en las zonas menos profundas, generó una intensa fracturación en todo el sector central de la Plataforma Ibérica, con especial significación en el área de estudio. Esta tectónica tardihercínica, trascendental desde el punto de vista geomorfológico para el sector estudiado, tuvo lugar en una etapa definida como de transición entre dos ciclos distintos de tectónica global, posterior al Hercínico y anterior al Alpino, que se extiende desde el Westfaliense-Estefaniense-Pérmino y que lleva asociada la intrusión de rocas granitoides tardías del ciclo hercínico.

Su principal consecuencia morfostructural es la creación de fallas de desgarre, por esfuerzos compresivos, como la de Plasencia, que en la zona del Bloque Cristalino de Ávila se ha desplazado horizontal y verticalmente, articulando el movimiento de bloques adyacentes, tanto en esta fase como posteriormente en el ciclo Alpino. A la fase compresiva

(con efectos de desgarre) situada entre el Estefaniense y el Pérmico Inferior le sigue una fase distensiva en el Pérmico, con el desarrollo de rejuegos en la vertical y el mantenimiento de un magmatismo tardío, cuya consecuencia fundamental es la intrusión generalizada de rocas filonianas o diques.

En efecto, los diques son de origen magmático y tanto las condiciones petrogenéticas como los esfuerzos necesarios para su génesis los hemos situado en un campo de esfuerzos locales, relacionados con la propia intrusión magmática dentro del plutonismo general, bajo un mecanismo localizado que presenta cierta analogía con el funcionamiento de los diapiros. En estas condiciones el magma mas líquido, no consolidado y con gradiente térmico elevado, puede inyectarse en las fisuras que se abren por la propia descompresión del material caja mas rigidificado debido a su posición en la parte del plutón mas próxima a la superficie. Este mecanismo actuó en distintos niveles de profundidad, con distintas secuencias en el tiempo y con un gradiente térmico diferente, de tal forma que los diques presentan algunas diferencias petrológicas y han intruido a través de las fracturas, incluso formando sistemas conjugados. En este estudio la trascendencia asignada a los diques y haces de diques así generados es de capital importancia, ya que aportan datos fundamentales en tres órdenes de magnitud geomorfológica: En primer lugar, geotectónicos y petrogenéticos; en segundo lugar morfoestructurales, ofreciendo los registros de las deformaciones tectónicas sobre el conjunto granítico; y en tercer lugar morfológicos, ofreciendo diversas formas de resistencia en el modelado actual, por efecto de la erosión diferencial.

La tectónica distensiva generalizada que tuvo lugar en el Pérmico afectó también de manera sustancial al sector central de la Plataforma Ibérica (que coincide con el actual Sistema Central), generándose una densa red de fracturas de menor profundidad y un intenso diaclasado sobre las rocas graníticas. Los efectos de este episodio de intensa fracturación sobre la morfología de la zona de estudio son fundamentales, ya que la evolución morfoestructural posterior y las líneas directrices del modelado se adaptan fundamentalmente a las fracturas y diaclasas generadas en este período. Los factores determinantes de esta intensa fracturación serían los siguientes: a) La elevación epirogénica generalizada y la fuerte erosión sobre el conjunto de la Cadena, junto con la actividad magmática en profundidad, que propiciaron el desajuste de los distintos bloques tectónicos creando diferentes ritmos de elevación con repercusión local en el ascenso de los niveles estructurales y de los efectos del plutonismo. b) Las características petrológicas de las rocas graníticas, con un comportamiento mecánico frágil ante los esfuerzos tectónicos en los niveles de rocas mas rigidificadas. c) La mayor facilidad para la ruptura

de éstas dentro de un campo de esfuerzos distensivos, lo que hace que la fracturación y el intenso diaclasado se produzcan en condiciones muy favorables.

Todos estos factores, nos llevan a la conclusión de que, cuando los materiales externos del batolito por efecto de la denudación alcanzan la superficie topográfica, el conjunto cristalino está compartimentado en grandes bloques tectónicos dirigidos por fallas corticales de dirección NE, que se han movido horizontal y verticalmente; presentando las rocas en sus niveles mas superficiales una fracturación intensa y un denso diaclasado, estructurados ambos en las direcciones principales como son la NE, la ONO y la N-NNE.

El régimen distensivo que se establece durante el Pérmico Superior permaneció activo durante todo el Mesozoico y las grandes fallas de desgarre tardihercínicas impusieron las directrices principales en la tectónica de bloques. Tras la generación de esta tectónica de bloques en el Pérmico, con una distensión moderada, en el Triásico la distensión se acentuó con estiramiento general de la plataforma y un cierto adelgazamiento cortical con importantes cambios en los efectos térmicos, para los niveles profundos de la corteza, que permitió la génesis de magmas profundos y su ascensión a través de las fallas corticales. Con este proceso se relaciona el ascenso del magma basáltico a través de la falla de Plasencia intruyendo el dique básico mediante un proceso de ascenso lento y en repetidos impulsos, que se situaría en el Triásico Medio y el Triasjurásico. Es ésta una intrusión que genera un sistema de diques complejo que a veces se desplazan del desgarre principal y que en todo caso tuvo lugar durante el período de máximo estiramiento en los niveles inferiores de la Plataforma Ibérica coincidiendo con la apertura del Atlántico.

Estos hechos tuvieron efectos morfoestructurales y morfológicos fundamentales para la evolución posterior del conjunto de la Plataforma, creándose unas condiciones geotectónicas de gran estabilidad dentro de un régimen generalizado de esfuerzos distensivos favorables a la destrucción general del relieve y una sedimentación de tipo continental y de plataforma de gran potencia que constituyen los materiales sedimentarios afectados por el ciclo Alpino. En efecto, la fragmentación de la Cadena Hercínica durante el Triásico y Jurásico afectó a la Plataforma Ibérica que quedó situada entre dos grandes mares que invadieron transgresivamente amplias áreas antes emergidas, creándose unas condiciones paleoclimáticas de ambiente marino. No obstante lo anterior, de la sedimentación mesozoica no se conservan materiales en el área estudiada, observándose un vacío sedimentario que abarca todo este período con la excepción de un pequeño afloramiento de depósitos de borde (atribuido al Cretácico Final) que se localiza próximo a la

zona de estudio, en el Campo Azálvaro (al Este de Avila). Sobre este depósito se ha trazado la costa mas occidental del mar Cretácico, quedando la zona de estudio situada en una zona relativamente de borde pero siempre emergida.

La primera etapa en la historia evolutiva podemos darla por finalizada con la situación indicada en el Cretácico Final, en la que podemos afirmar que una posible superficie antigua como podría ser la pretriásica, tendría ya para el Bloque Cristalino de Avila escasa o nula importancia, dado que sobre esa superficie siempre emergida actuaron los agentes morfogenéticos durante un período muy dilatado de tiempo provocando la destrucción generalizada del relieve. De esta manera la superficie heredada de esta primera etapa evolutiva, al igual que en otras zonas del Macizo, puede definirse como resultado de varios ciclos de reactivación tectónica y de erosión que actuaron sucesivamente sobre superficies anteriores que habrían sido a su vez atacadas por distintos procesos de meteorización, mereciendo por tanto la calificación de poligénica y policíclica. Por todo ello consideramos que el resultado se este estadio del proceso evolutivo, para el Bloque Cristalino de Avila, es la existencia de una superficie prepaleocena, peneplanizada, producto de la degradación poligénica y policíclica desarrollada a lo largo de todo el Mesozoico sobre una antigua superficie de referencia que podemos fijar como pretriásica.

1.2. Segunda etapa evolutiva

La segunda etapa evolutiva se extiende, dentro del ciclo Alpino, desde el Cretácico Final-Paleoceno hasta el Plioceno, y comienza con la entrada de un régimen de esfuerzos compresivos en la Placa Ibérica producidos por el cambio de sentido del movimiento relativo entre las placas Euroasiática y Africana, provocando una situación colisional. Es una etapa con consecuencias de carácter esencialmente morfotectónico y se enmarca ya en un contexto regional mas restringido, correspondiente al sector de la plataforma donde se forma el Sistema Central.

Los esfuerzos compresivos se transmitieron desde las márgenes activas, donde se formaron las cadenas alpinas, con alternancia de dirección según procedan del margen Pirenaico o del Bético y el comportamiento de los diferentes sectores de la Plataforma Ibérica está determinado por diferentes factores como la litología, el grado de fracturación tardihercínica y la estructura profunda de la misma.

Ante los primeros esfuerzos compresivos que tuvieron lugar durante el Paleoceno, de dirección SE-NO provenientes del frente Bético, se produjo un arqueamiento de amplio radio provocando el levantamiento en

bóveda de la región central de la Plataforma Ibérica de donde surgirá en pulsaciones posteriores el Sistema Central. Las condiciones paleoclimáticas que afectaron a esta zona en el Cretácico Superior-Paleógeno, son las propias de un ambiente marino y húmedo con un régimen térmico elevado como corresponde a una posición paleogeográfica relativa situada sobre el trópico. Estas condiciones paleoclimáticas de régimen térmico elevado y abundante humedad permaneció durante el Paleógeno, aunque marcándose una tendencia progresiva hacia la aridez cuanto mas se avanza en el tiempo dentro ya del Oligoceno.

Las condiciones biostásicas derivadas de este ambiente climático favorecerían una meteorización química muy activa con especial intensidad sobre las rocas graníticas, generando potentes mantos de alteración. De esta forma, la superficie que interpretamos como fundamental de partida, cuando comienza la elevación general del Sistema Central durante el Paleoceno, se encuentra peneplanizada y afectada por una dinámica de tipo biostásico que genera un manto de alteración en el que el frente de meteorización tendría mayor progresión en profundidad que la dinámica erosiva en el exterior; y avanzaría selectivamente aprovechando las líneas de diaclasado y de debilidad del roquedo.

La elevación generalizada del Sistema Central, que comienza durante el Paleoceno motivada por los esfuerzos compresivos del frente Bético, tiene singular significación para este sector, dado que el bloque cristalino de Ávila ocupa una posición de borde en el sector de anteclide y se encuentra partido tectónicamente a nivel de toda la plataforma por la falla de Plasencia.

En este sentido, antes de que tenga lugar la tectónica de bloques alpina en esta zona, el bloque cristalino de Ávila formaba una superficie en rampa adaptada a la estructura en bóveda de la anteclide con un valor de pendiente inferior al 1% que enrasaría los niveles que hoy interpretamos como superficie de Parameras, con el nivel actual de la Rampa de Martiherrero. Sobre esta paleosuperficie de partida se generó el manto de alteración durante todo el Paleógeno, cuyo frente de meteorización dejó grabada una superficie que hemos interpretado como pre-miocena. Y consideramos que la superficie del paisaje actual corresponde a la degradación de ésta.

La articulación de las unidades morfoestructurales actuales tiene su origen con toda probabilidad en los esfuerzos compresivos de componente Bético que, en el tránsito Eoceno-Oligoceno, activaron el movimiento de las fallas tardihercínicas importantes de dirección NE, como la de Plasencia, que en su reajuste generó la acción de esfuerzos distensivos vertebrando localmente el movimiento de bloques y generando la incipiente apertura de la fosa del Ambles.

Con el inicio de la apertura de esta fosa, el bloque cristalino de Avila fué afectado por un sistema de esfuerzos cuya consecuencia morfotectónica principal sería la creación de dos ámbitos dinámicamente diferentes a ambos lados de la falla de Plasencia: Uno al NO, formando el bloque levantado de la misma, que responde al levantamiento progresivo del labio superior de la falla, con basculamiento del bloque hacia el NO (donde se ubica la Sierra de Avila); y otro, formando el sector SE, donde tiene lugar la apertura y consiguiente hundimiento por distensión local de las dovelas que constituyen el basamento de la fosa del Amblés, junto con la elevación relativa del bloque cristalino al Este de la gran falla, configurando el sector levantado que hemos denominado bloque de Martiherrero.

Esta dinámica local y selectiva generó diferencias de ritmo de los procesos morfogenéticos que afectaron a los distintos sectores superficiales del zócalo, con profundización del frente de alteración y/o acumulación sedimentaria. Las series sedimentarias correlativas de esta actividad tectónica, corresponden al Oligoceno-Mioceno Inferior con depósitos microconglomeráticos con niveles carbonatados y matriz arcólica que se apoyan directamente sobre el zócalo en el sector del Valle de Amblés y en la Cuenca. Esta sedimentación procede de la destrucción del manto de alteración, denotando ya un cambio paleoclimático hacia un régimen pluviométrico con alternancia de largas estaciones secas y una marcada tendencia hacia la aridez, dentro de un régimen térmico elevado.

Durante el Mioceno Medio-Superior se producen las mayores elevaciones en el conjunto del Sistema Central, y en concreto, en el Bloque Cristalino de Avila, con esfuerzos compresivos de componente Bético (SE) que motiva el rejuego en la vertical principalmente de los bloques afectados por fallas de gran profundidad. Para el conjunto del Bloque Cristalino de Avila, atribuimos a esta fase la configuración principal de las unidades morfotectónicas que articulan el relieve actual, con la puesta en afloramiento de rocas mas profundas del plutón que, con una estructura domática local, constituyen los macizos de Cerro de Gorría y de Las Fuentes. Estos relieves se levantan en el borde NO de la falla de Plasencia formando el horst principal del bloque cristalino que hemos denominado «*sensu stricto*» como Sierra de Avila. Este hecho puede interpretarse como indicador de una inversión morfotectónica del relieve. La elevación selectiva de este sector central del bloque de Avila, adaptado al labio superior de la falla de Plasencia, provocaría el reajuste ascensional de todo el bloque cristalino, generando una elevación en graderío apoyada en las líneas de fractura, destacándose el nivel general del bloque cristalino en su conjunto por el hundimiento relativo de la Cuenca del Duero y de la Fosa del Amblés.

Esta actividad morfotectónica principal la relacionamos con la fase «Castellana y Neocastellana» (1^a Stairica), responsable del plegamiento del Paleógeno y Mioceno Inferior de los bordes de la Cuenca del Duero en el contacto con el bloque cristalino, cuyos materiales se presentan discordantemente bajo las series arcósicas del Mioceno Medio y Superior. Las series arcósicas fangosas serían los sedimentos correlativos a esta fase tectónica tanto para la Cuenca como para el Valle de Amblés. Para la Cuenca estas series con estructura desorganizada y proporción de cantos progresiva hacia el borde con el zócalo (bloque cristalino), corresponden al Astaraciense Superior y principalmente al Vallesiense en el Mioceno Final.

La inestabilidad relativa del bloque levantado tendría efectos de cabalgamiento y reajustes en dirección en sus bordes, generando escarpes de falla en su definición sobre la Cuenca que hemos interpretado, según los sectores, como de fallas inversas o normales. Durante este período la dinámica morfogenética externa debió ser muy activa bajo el dominio de paleoclimas áridos con régimen pluvial espasmódico favorable a una acción torrencial con gran capacidad de arrastre e intensa destrucción del manto de alteración, e incluso de la superficie grabada pre-miocena del macizo cristalino. En estas condiciones cesaría el avance del frente de alteración desarrollándose un desmantelamiento generalizado del manto alterítico preexistente y comportándose el bloque cristalino en su conjunto como área fuente de los materiales sedimentarios arcósicos depositados en la Cuenca del Duero y en la Fosa del Amblés.

Hay que destacar en este punto las consecuencias que tiene sobre el relieve la distinta eficacia de los agentes morfogenéticos en el bloque granítico, inestable y en constante elevación, como corresponde a la zona de estudio en este período. La morfogénesis sería muy diferente en las áreas mas bajas dentro del bloque levantado, dotadas de mayor estabilidad y las zonas sometidas a fuerte elevación progresiva, como ocurriría en el bloque principal levantado entre las fallas de dirección NE de Muñico y Plasencia. Las zonas en constante elevación serían destruidas con mayor rapidez, aflorando en superficie progresivamente niveles rocosos mas profundos del zócalo y dando una morfología estructural constantemente renovada; mientras, en las zonas de peana, hoy reconocidas como rampas, el modelado puede protegerse mas eficazmente, generándose una morfología en la que se conservan materiales y formas heredadas incluso de la superficie fundamental de partida prepaleocena.

En resumen, la conclusión de la segunda etapa evolutiva del Bloque Cristalino de Ávila interpretamos que puede fijarse al final del Mioceno, cuando la conjunción de una dinámica morfotectónica local (dentro del conjunto del Sistema Central) y una actividad morfogenética específica habrían generado la configuración de un relieve muy aproximado al

actual en su estructura fundamental, donde las grandes unidades morfoestructurales que hoy existen quedarían ya definidas.

El Mioceno Final (Vallesiense), cuyo techo sedimentario en el centro de la Cuenca del Duero está definido por las calizas de la superficie del páramo, se desarrolló en un ambiente sedimentario algo más húmedo y estable, formándose las áreas lacustres en las zonas distales de la Cuenca. La superficie de colmatación de este ciclo corresponde ya a la base del Plioceno (Rusciniense) y queda interrumpida por una nueva fase tectónica de elevación generalizada, que cambia los procesos sedimentarios por los erosivos en las Cuencas y genera una reactivación del relieve en bloques en este sector del Sistema Central.

1.3. Tercera etapa evolutiva

La tercera fase evolutiva comienza con el desarrollo de esta fase tectónica definida como Rodánica o Iberomanchega, que dio origen a amplias deformaciones en el relleno de la Cuenca y a una apreciable reactivación del relieve en la zona de estudio, que debió propiciar la elevación general del bloque de Ávila quedando destacado en su conjunto por escarpes sobre la Cuenca del Duero. En el interior, la Fosa del Ambles quedó limitada por escarpes sobre las líneas de falla tardihercínicas reactivadas, y por escarpes sobre fallas propiamente alpinas de dirección E-O. El bloque cristalino en su conjunto, pudo haber basculado ligeramente hacia el NO, cobijando en algún sector materiales del borde de la Cuenca (fallas de Monsalupe, Bularros etc.), con efectos de cabalgamiento del bloque levantado, como respuesta antitética, por ser ya fracturas de borde en ese momento evolutivo.

Durante todo este período de ascenso generalizado, la actividad erosiva en los bloques elevados debió ser muy intensa bajo un ambiente paleoclimático árido, generándose una morfología más en resalte, por efecto de la erosión diferencial, siendo desmantelados en gran parte los materiales del manto de alteración quedando expuestos al exterior sectores de la superficie grabada premiocena. Esta dinámica erosión-acumulación generaría, por una parte, el modelado de las grandes formas residuales del bloque-rampa de Ávila sobre los materiales graníticos y los haces de diques, y de los relieves residuales (montes Isla) sobre los materiales metamórficos; y por otra, la acumulación de potentes niveles de facies margosas que fosilizarían las zonas deprimidas en la Cuenca, incluso en las áreas de yacimiento de las calizas del páramo del centro de ésta. Esta sedimentación, perteneciente ya al Rusciniense Superior-Villanyense Inferior, iría seguida de un ambiente sedimentario más húmedo y estable que crearía de nuevo un ambiente lacustre generalizado generando un nivel de calizas denominado del segundo páramo.

Esta alternancia de ambientes paleoclimáticos secos y húmedos a lo largo del Plioceno, asociada con impulsos tectónicos y reajustes en los bordes de los bloques levantados generaron en el Bloque Cristalino de Ávila, la estructura fundamental de los grandes relieves residuales en resalte, adaptados a las condiciones petrológicas y mecánicas de las rocas graníticas y metamórficas, junto con las líneas de depresión tectónica y valles de fractura, siendo además desmantelados los materiales de las zonas de trituración asociadas a las grandes fallas.

Para el Bloque Cristalino, tanto en el borde de la Cuenca del Duero como en el Valle de Amblés, hemos asociado determinados depósitos con leves movimientos de reactivación tectónica, que situamos como Plio-Cuaternarios e incluso Pleistocenos. Dichos depósitos aparecen en la base del macizo de Cerro de Gorría, sobre la rampa en Balbarda, sobre la superficie desmantelada erosivamente de la zona de trituración asociada a la falla de Plasencia y sobre las arcosas de la Cuenca. En todo caso, a este tipo de depósitos de composición fanglomerática les hemos atribuido una génesis relacionada fundamentalmente con las condiciones climáticas, desarrollada por procesos tipo abanico aluvial dentro de un ambiente hídrico de régimen espasmódico propio de un dominio semiárido.

Los movimientos tectónicos han continuado con mayor o menor intensidad durante el Cuaternario, afectando principalmente al zócalo del fondo de la Cuenca como se deduce de ciertos síntomas morfológicos en superficie. En este sentido, para la zona de borde de la Cuenca comprendida en nuestro trabajo, se observa en su conjunto, un bascamiento general hacia el Noreste que ha motivado la disimetría en las vertientes de los valles cuaternarios de dirección NO encajados en las series sedimentarias de la Cuenca. El posible hundimiento de bloques del zócalo en el centro de la Cuenca, ha generado importantes disimetrías en los sistemas de terrazas de los afluentes del Duero y, en concreto, podemos atribuir a este hecho el profundo encajamiento del Adaja en los materiales sedimentarios e incluso en el sector del bloque cristalino al Norte de Ávila hasta la cota de los 1000 metros, motivado por su nivel de base en el Eresma-Duero.

Por todo ello, la configuración actual del relieve la interpretamos a partir de la elevación general pliocena que generó una importante reactivación de los distintos elementos estructurales y desencadenó el modelado de la gran morfología residual por efecto de la erosión diferencial que domina todas las escalas en el paisaje actual. En este modelado complejo guiado por la estructura han actuado procesos de sistemas morfogenéticos áridos y semiáridos, durante el Plioceno, y de sistemas fríos, periglaciares en concreto, durante el Pleistoceno. La red hidrográfica, por su parte, se ha encajado principalmente sobre líneas de fractura, coadyuvando a la fijación diferencial de esta morfología estructural que

caracteriza al Bloque Cristalino. Por último, los procesos morfogenéticos asociados al sistema mediterráneo continentalizado actual y subactual en el que se mantienen procesos periglaciares de acción estacional, han retocado significativamente el paisaje morfológico con formas frescas y actuales modeladas principalmente por procesos de arroyada sobre los materiales deleznables.(Fig. 171).

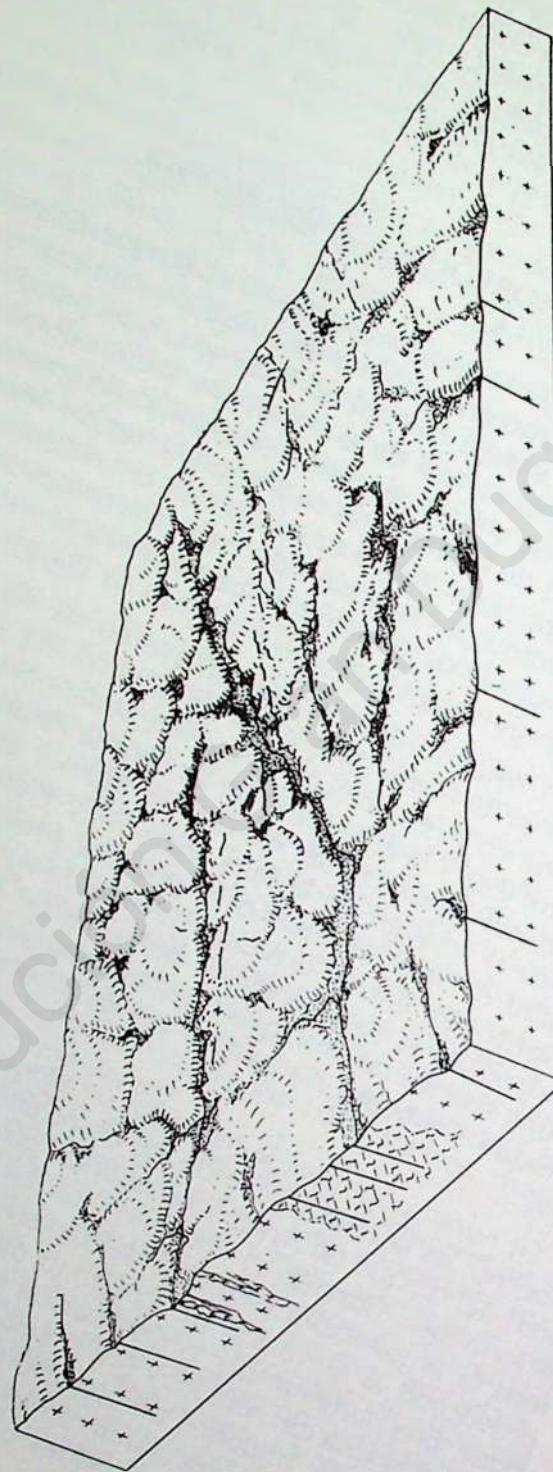
2. DEFINICIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL BLOQUE CRISTALINO DE ÁVILA

Desde el punto de vista morfoestructural, el Bloque Cristalino de Avila puede definirse como un conjunto de bloques tectónicos o dovelas articulados en torno a la falla cortical de Plasencia, que proceden de la fragmentación del sector central de la Plataforma Ibérica durante la fracturación tardihercínica y han adquirido su significado geomorfológico actual por el rejuego de las fracturas mas importantes del Macizo durante la tectónica alpina. Este hecho tuvo lugar en el contexto del Sistema Central y fue generado por la acción de esfuerzos compresivos de componente Bético y por la distribución de tensiones locales producidas por el movimiento en dirección y vertical de la falla de Plasencia.

El Bloque Cristalino de Avila constituye en su conjunto una gran rampa que forma (al Norte del Macizo de Gredos) el sector de borde del Sistema Central en su enlace con la Cuenca Sedimentaria del Duero y se extiende entre ésta y la alineación de La Serrota Parameras. Su evolución morfoestructural fundamental, durante el Alpino, está vinculada, como se ha dicho, al rejuego de la falla cortical de Plasencia que, con toda probabilidad durante el Eoceno-Oligoceno, provocó por distensión el hundimiento de varias dovelas de una rampa antigua paleocena generándose así la fosa tectónica del Valle de Amblés; esta depresión forma una cuenca interior, que queda enmarcada por el sector en resalte del Bloque Cristalino de Avila y por la alineación de La Serrota-Parameras.

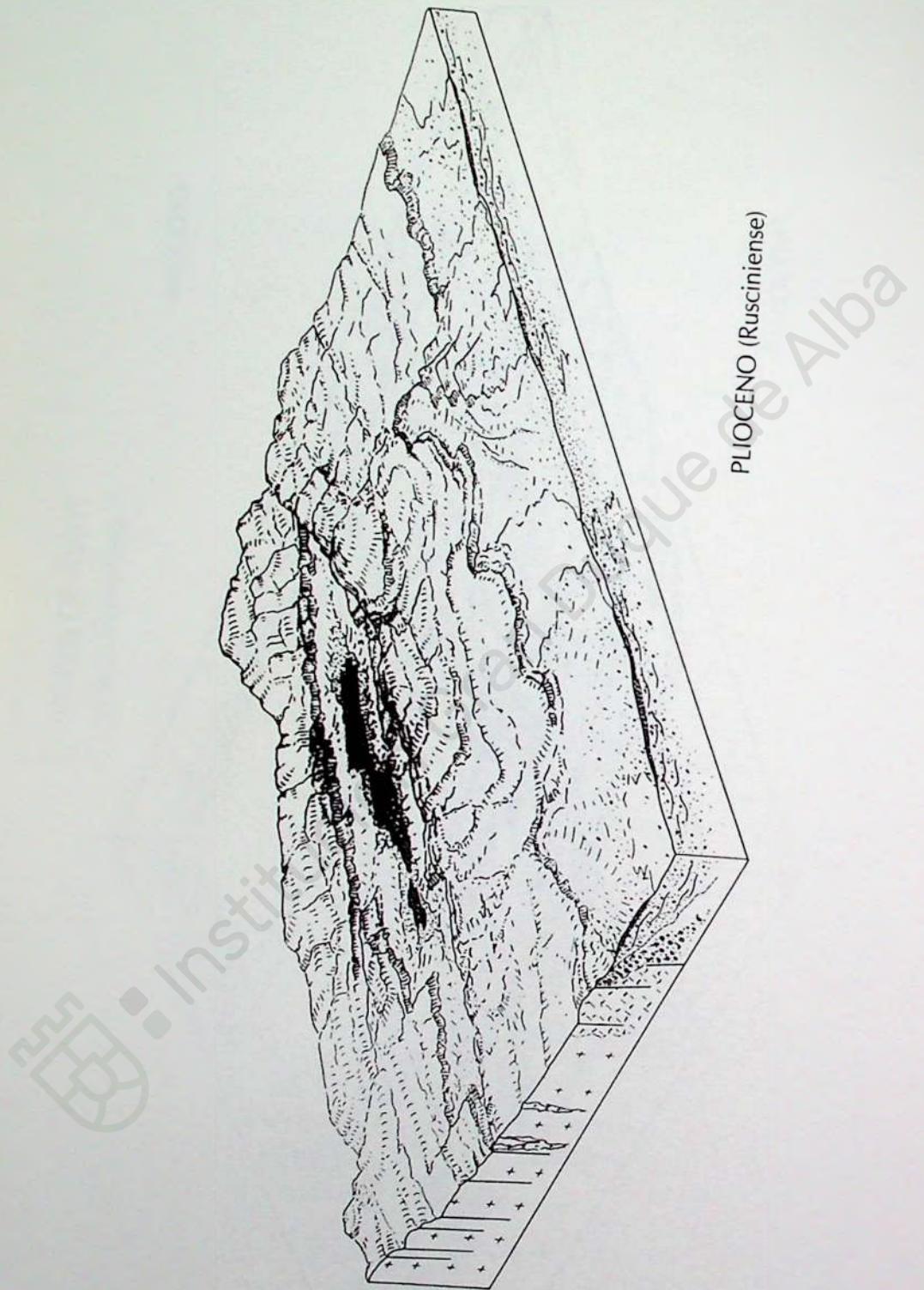
En nuestra opinión, la tectónica de bloques que tuvo lugar durante el Mioceno, es la responsable de los desniveles mas importantes en el conjunto del bloque de Avila; y las distintas pulsaciones que tienen lugar posteriormente, durante el Plioceno, son las que articulan definitivamente toda la arquitectura tectónica del bloque cristalino. Estas últimas no han provocado la elevación del conjunto del bloque como un único y gran horst, precisamente por la distribución y disipación de esfuerzos polarizados por la fosa del Amblés y por la falla de Plasencia, respondiendo el bloque ante estos impulsos de elevación, con una estructura escalonada en semihorst y con el basculamiento individualizado de determinadas dovelas. Esta articulación de bloques basculados y bloques escalonados en

LA SIERRA DE ÁVILA
—Modelo Evolutivo—



PALEOCENO





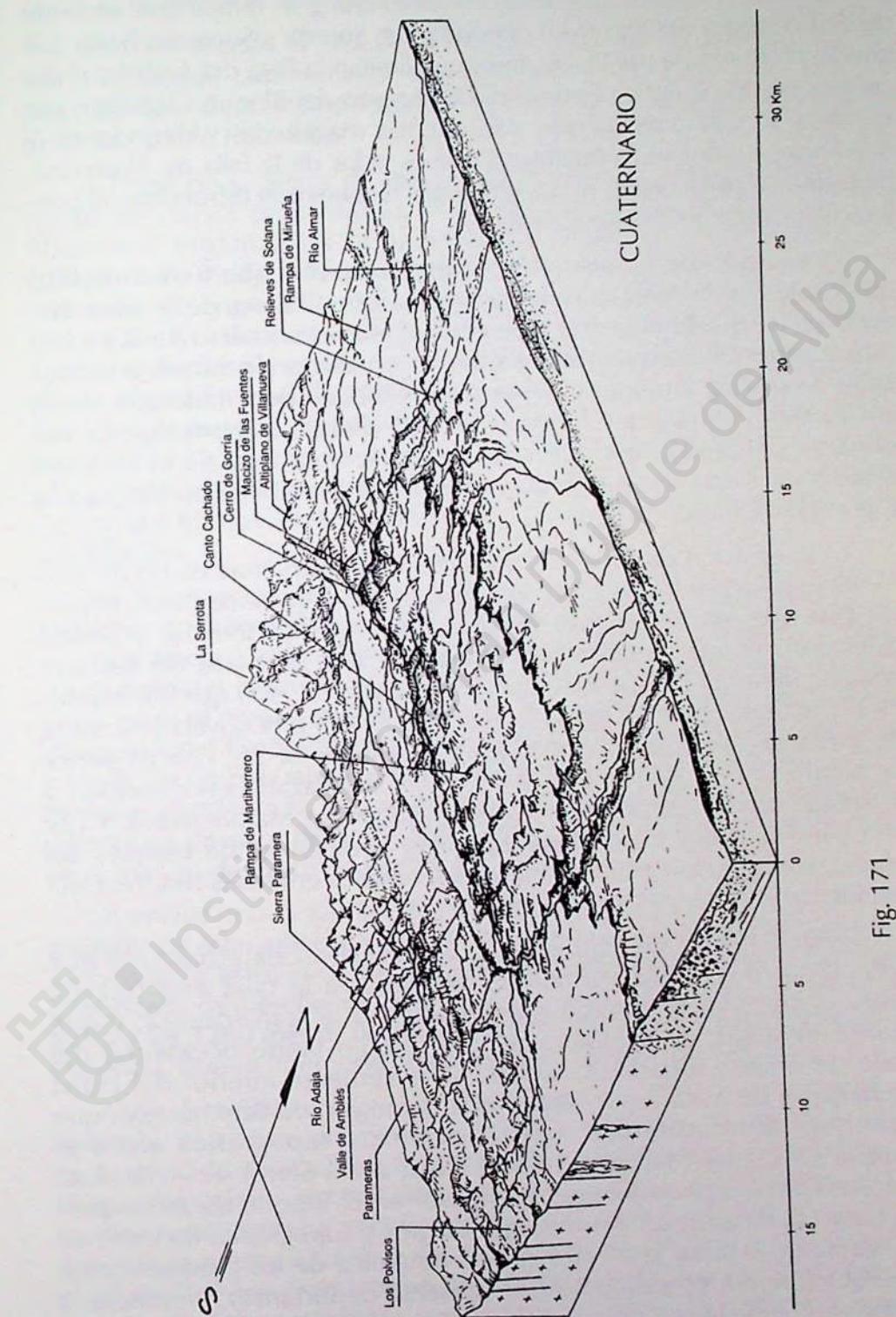


Fig. 171

estructura de semihorst forman en conjunto una gran rampa que asciende desde la Cuenca del Duero en dirección Sur, Sureste y Suroeste, hasta que queda interrumpida por los escarpes que limitan la Fosa del Amblés; dicha cuenca cerrada queda así enmarcada, respecto del Bloque Cristalino, por escarpes de falla directos que, con distintas magnitudes y direcciones (y diferencias morfológicas notables a ambos lados de la falla de Plasencia), muestran las alineaciones de los diferentes bloques que estructuran el conjunto en rampa del Bloque Cristalino.

La posición de las unidades morfoestructurales que forman el Bloque Cristalino de Ávila se vertebría en función, primero, de la línea diagonal de la falla de Plasencia, que corta al bloque cristalino de SO a NE, provocando dinámicas morfotectónicas y erosivas diferentes a ambos lados de la falla; y después, del sector del bloque deprimido que forma la Fosa del Amblés y que ha generado una disimetría morfológica entre el sector del bloque que forma la vertiente interior hacia el Valle de Amblés y el sector del mismo que forma la vertiente exterior, abierta a la Cuenca del Duero.

La integración de todas las unidades morfoestructurales en un sólo conjunto geomorfológico está controlada por las características de la propia falla que, por una parte, vincula a las unidades situadas a ambos lados de la misma en tanto que bloques de una gran falla de desgarre tardihercínica: un bloque levantado y basculado (al NO) que corresponde al horst principal que forma la Sierra de Ávila y a la dovela basculada de la rampa de Mirueña; y un bloque deprimido (al SE), con un sector formando la Fosa del Amblés y un sector desplazado en dirección y levantado sobre la depresión tectónica (bloque de Martiherrero). Y por otra parte, provoca en su desplazamiento la dinámica de bloques del Alpino, configurando definitivamente las actuales unidades morfoestructurales.

Dentro de este modelo general, la línea divisoria estructural que articula las dos grandes unidades asociadas a la falla está trazada sobre el corredor deprimido que identifica a la gran fractura, y que hemos definido, de un lado, como el propio límite occidental del Valle de Amblés situado en la base de la vertiente interior del Horst de la Sierra de Ávila y, por otro, por la depresión de Sanchorreja, que genera la discontinuidad morfotectónica y topográfica entre el Bloque-rampa de Martiherrero y el Horst de la Sierra de Ávila. Esta discontinuidad es absolutamente singular en el Bloque de Ávila, propiciando la división estructural, morfológica y topográfica de éste; de tal forma que, tanto la estructura y la dinámica de los bloques como la evolución morfológica posterior, presenta importantes diferencias a ambos lados de la misma.

2.1. El Sector al NO de la falla de Plasencia

El sector situado al NO de la falla de Plasencia, que interpretamos como el bloque tardihercínico levantado de la misma, integra al Horst principal que identificamos con la Sierra de Ávila y al bloque basculado de la Rampa de Mirueña.

El Horst de la Sierra de Ávila es la unidad morfoestructural que, a modo de dorsal desarrollada sobre el labio superior de la falla de Plasencia, organiza las otras unidades fundamentales del Bloque Cristalino de Ávila, interponiéndose como gran diagonal elevada en dirección NE entre la Rampa de Mirueña que queda al Noroeste, y el Bloque de Martiherrero y la Fosa del Amblés, que quedan al Sureste, apareciendo desconectado de estas dos últimas, como ya se ha dicho, por la discontinuidad deprimida que genera la falla de Plasencia. Es un horst con estructura disimétrica, limitado por dos grandes fallas, la de Muñico al NO que representa un escalón estructural sobre el dorso del bloque, y la de Plasencia al SE, que forma un escarpe de falla sobre el flanco del bloque levantado; no obstante, su altitud y desnivel son moderados.

Su diferenciación morfoestructural principal la situamos en el Mioceno, correspondiéndose con el estadio de mayor esfuerzo compresivo que afecta a todo el Sistema Central; su elevación provocaría el basculamiento del bloque-rampa de Mirueña que buzaría en todo su conjunto hacia el Noroeste. Este horst en su sector mas occidental (área de Villanueva del Campillo) enlaza directamente con la rampa de Mirueña a través de un pequeño escalón estructural, no así en dirección hacia el Noreste, donde cada vez se destaca mas netamente de la rampa con diferencias de salto de hasta 360 metros (al SE de Pasarilla del Rebollar en el Macizo de Cerro de Gorría).

El enlace con la Rampa de Altamiros se resuelve con el ascenso en graderío de ésta, articulado sobre fallas y fracturas del sistema ONO que seccionan la estructura domática del macizo y que tienen el cambio importante de pendiente, definidor del paso de la rampa al horst, en torno a los 1260 metros de altitud. El límite SE está trazado en la falla de Plasencia, que se interpone entre el Horst y la Fosa del Amblés.

Toda la estructura granítica es domática, de formas pesadas, y presenta una clara disimetría en ambas vertientes. La SE, que mira hacia el Valle de Amblés, está labrada sobre el «frente» de ese gran bloque basculado por la falla de Plasencia, y ha sido sometida a una fuerte erosión que ha hecho retroceder la vertiente hasta generar una línea de cumbres estrecha. Por el contrario la NO, desarrollada sobre el «dorso» de ese gran bloque basculado, se adapta a las líneas estructurales domáticas y genera una vertiente tendida con perfil convexo

que enlaza con la Rampa de Altamiros y el Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña.

El sector mas elevado y significativo del horst lo constituye el Macizo del Cerro de Gorría, que se levanta del nivel general de cumbres del horst (a 1620 m.) hasta los 1710 metros; está adaptado a la trayectoria de los diques de órfido del sistema E-O que coronan el macizo. Todas sus laderas son generalmente de perfil convexo adaptadas a la estructura domática. La sensación de forma pesada para todo el conjunto del horst se adquiere además por su relación con las rampas adyacentes, puesto que es un horst que se levanta desde el nivel mas alto de las mismas. El mayor desnivel sobre la Fosa del Amblés, que lleva a visualizar destacada en el paisaje a la Sierra de Avila, se debe mas que a la propia elevación al hundimiento de la fosa, puesto que la elevación sobre las rampas es solamente del orden de 200 metros.

La vertiente Norte del Macizo de Gorría enlaza con la Rampa de Altamiros, que desde el punto de vista estrictamente geotectónico forma parte del horst de la Sierra de Avila; esta rampa enlaza el Horst Principal con la Cuenca del Duero, destacándose de ésta por los escalones tectónicos de borde que constituyen la falla de Bularros de dirección ONO. Esta rampa comprende dos áreas bien definidas estructuralmente: por un lado, la superficie que definimos como fundamental, premiocena (que se sitúa entre los 1130-1250 metros, y en la que se presenta la morfología mas evolucionada del bloque cristalino); y por otro, la zona de enlace con el Horst de la Sierra de Avila, que presenta los conjuntos de morfoesculturas graníticas mas significativas.

La superficie interpretada como fundamental se sitúa en la zona de borde con la Cuenca del Duero a una altitud de 1140 metros, y morfológicamente está muy degradada; asciende en dirección Sur con una pendiente moderada del 1,2 / 2,5% apoyada en pequeños escalones tectónicos sobre fracturas del sistema ONO. Todo el ascenso en graderío hasta la base del Macizo de Gorría lo interpretamos como una sucesión de dovelas evidenciadas por la elevación del horst principal, al igual que el resto de los bloques que estructuran las otras rampas.

El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña enlaza los relieves aplanos de cumbres del horst de la Sierra de Avila (en el sector de Villanueva del Campillo) con la Cuenca Sedimentaria del Duero, a través de un descenso suave y continuado a lo largo de 20 Km. Forma una continua y gran rampa en que asciende hacia el Sur apoyada en escalones tectónicos desarrollados sobre fracturas del sistema ENE, que limitan dovelas o semihorst que han sido puestos en evidencia, generalizadamente, por efecto de la erosión diferencial, y forman parte estructural de la elevación progresiva de todo el Horst de la Sierra de Avila. El bascula-

miento general lo asociamos al movimiento de escenso del horst principal durante la fase intramiocena, quedando dispuesto el nivel fundamental de la rampa sobre los 1130-1250 metros de altitud, que constituye la superficie de referencia morfológica finimiocena que se ha definido para el nivel general del interior de la Cuenca del Duero sobre el Páramo.

La unidad de los Montes Isla (Relieves de Solana), aunque constituyen por sí mismos una unidad morfoestructural singular, se enmarcan dentro de la Rampa de Mirueña, y han sido puestos en resalte a partir de la superficie que denominamos fundamental.

Estos relieves se componen de tres cerros, alineados según un rumbo SO-NE siguiendo la dirección estructural principal de toda la estructura geotectónica del Bloque de Ávila, y están situados entre la Fosa tectónica de Muñico (al Sureste) y la Cuenca del Duero al Norte y Noreste, habiendo sido puestos en relieve por efecto de la erosión diferencial. Interpretamos que estarían ya destacados antes del final del Plioceno, aun cuando su fisonomía actual derive también de algunos retoques morfológicos durante el Cuaternario.

La observación morfológica permite el enrascamiento de superficies de las rampas de Mirueña y Altamiros con las cotas más elevadas de los Montes Isla entre los 1292 y 1399 metros, mientras que los collados entre los distintos cerros enrasan con la superficie fundamental entre los 1145 y 1100 metros. Esta observación morfológica junto con el hecho singular de la propia existencia de los citados relieves en los niveles de las rampas, precisamente frente al sector más elevado del horst de la Sierra de Ávila apoyan, en nuestra opinión, la interpretación de una inversión geotectónica del relieve en el horst principal: mientras que los niveles más superficiales de los materiales del zócalo, con una morfología poligénica muy antigua, se localizan en las rampas (en las que se incluyen los montes Isla, de cuya presencia podrían deducirse indicios de la superficie grabada premiocena), la superficie del horst principal presenta materiales más profundos del plutón con una morfología de elementos menos evolucionados, adaptada a las líneas domáticas estructurales del cuerpo intrusivo.

En el Mioceno Final y a partir de la superficie fundamental, en el sector metamórfico de la Rampa de Mirueña se instala, por el hundimiento de algunas dovelas, la fosa tectónica de Muñico. Esta depresión asociada a la falla del mismo nombre, del sistema NE debió formarse por esfuerzos distensivos originados en las fallas en una posición de borde del Bloque Cristalino con la Cuenca del Duero, debido a impulsos ascendentes del horst principal y al progresivo hundimiento de los bloques del basamento de la Cuenca. Es una fosa tectónica que genera una discontinuidad estruc-

tural, litológica, morfológica y topográfica en dirección NE entre el sector granítico de la Rampa de Altamiros y el metamórfico de la Rampa de Mirueña, donde se sitúan los Montes Isla. Es una depresión, en la que el bloque cristalino se encuentra fosilizado por depósitos terciarios y cuaternarios, que forma un corredor que se adentra desde la Cuenca del Duero a modo de una gran «dársena» sedimentaria.

La morfoestructura del zócalo en el fondo de esta fosa puede estar formada por dos pequeños bloques o dovelas, situándose a mayor profundidad el situado al SO. En el sector central de esta depresión se sitúa el interfluvio entre las cuencas hidrográficas del Tormes(Almar) y del Adaja (Arevalillo), desdoblándose en este punto el sistema de drenaje de la vertiente Norte de la Sierra de Ávila. El hundimiento de la fosa habría tenido lugar en el Mioceno Superior y la morfología disimétrica de la superficie actual opinamos que podría estar relacionada con la morfoestructura de las dovelas bajo los depósitos sedimentarios.

2.2. El Sector al Sureste de la falla de Plasencia

Este sector está integrado por la Fosa del Valle de Amblés, el Bloque de Martiherrero y el Bloque Basculado de Sanchicorto.

La Fosa Tectónica del Valle de Amblés es un graben formado por varios bloques tectónicos o dovelas del bloque cristalino de Ávila hundidos, que han sido llevados a esa posición por esfuerzos distensivos que se iniciaron durante el Eoceno-Oligoceno, motivados éstos por el rejuego principal de la falla cortical de Plasencia, que generaría en su desplazamiento ajustes y movimiento de bloques a través de las líneas de fractura más importantes. Interpretamos que estas dovelas formarían parte del conjunto elevado del bloque cristalino de Ávila cuando éste constituía una rampa paleocena en el contexto de la anteclise del sector central de la Plataforma Ibérica. Los esfuerzos compresivos que durante el Mioceno propiciaron la elevación del horst principal de la Sierra de Ávila provocarían asimismo el hundimiento relativo de la Fosa del Amblés.

El hundimiento de la fosa por tensión, provocaría el basculamiento hacia el interior de la misma de algunas dovelas situadas en los bordes del macizo cristalino. Este es el caso del Bloque Basculado de Sanchicorto que queda situado en una posición en cuña entre el bloque elevado de Martiherrero, la falla de Plasencia y la fosa del Amblés. Es un bloque tectónico de forma romboidal que queda levantado sobre el Valle de Amblés por escarpes de falla en dos direcciones, la E-O y la NNE; y asciende hasta los 1450 metros en Altos de Navagorría y Riscos de Montefrío desde los 1240 y 1300 metros, cotas que se sitúan en la ruptura de pendiente de los escarpes sobre el citado Valle de Amblés.

Interpretamos esta unidad como un bloque basculado en el borde la fosa tectónica que habría rejugado incluso en el Mioceno, ya que la morfología del sector culminante está adaptada a la arquitectura domática de todo el conjunto granítico situándose a la misma altitud que el replano mas alto de la rampa de Martiherrero (en la base de Canto Cachado); y la línea de ruptura de los escarpes corresponde a los movimientos mas recientes en esta margen del macizo cristalino con el Valle de Amblés.

El Bloque de Martiherrero lo hemos definido como el sector del Bloque Cristalino de Ávila enmarcado al Norte por la Cuenca del Duero y al Sur por el Valle de Amblés y limitado al E. por el río Adaja (en cuyo borde se sitúa la ciudad de Ávila) y al Oeste por la falla de Plasencia, quedando incluido como integrante del mismo el relieve de Canto Cachado; este último, destacado entre las depresiones tectónicas de Sanchorreja y del Amblés. Este bloque tiene una morfología en rampa que asciende desde el borde de la Cuenca del Duero en una dirección Sur y Suroeste, apoyada estructuralmente en tres escalones tectónicos significativos. Dicha morfología parte de una superficie que hemos interpretado como fundamental y corresponde a la degradación de la superficie grabada premiocena que se sitúa entre los 1130-1140 metros en una banda entre Ávila y el cerro de Peñalba de Ávila, en el borde con la Cuenca del Duero, con una pendiente en dirección Suroeste entre el 1,0 y el 1,5%. En el extremo suroccidental de este bloque-rampa se destaca el relieve de Canto Cachado como un gran testigo de lo que interpretamos como una inversión morfotectónica del relieve.

El Bloque de Martiherrero en su conjunto, posee una estructura morfotectónica en graderío en torno a un vértice articulador como es el semihorst de Canto Cachado, siendo oportuno considerar que los escalones tectónicos pueden interpretarse como limitadores de dovelas o semihorst estructurados por las fallas NNE y ONO, debido a la elevación progresiva del sector de Canto Cachado, en el borde de la falla de Plasencia; interpretación que viene apoyada por los cambios de ritmo de los distintos escalones, siendo más pendientes y con taludes más netos y significativos cuanto más se aproximan al relieve principal de Canto Cachado, constituyendo en su conjunto una estructura típica de elevación progresiva de pequeños bloques tectónicos.

La morfología en rampa hacia el Suroeste presenta los caracteres de un relieve granítico de resistencia generado por la degradación diferencial de la superficie fundamental y, como ya se ha dicho, se adapta a la elevación progresiva del sector de Canto Cachado. En efecto, tanto este sector suroccidental de la rampa formado por el semihorst más elevado como las zonas de borde con las grandes depresiones tectónicas (falla de Plasencia y fosa del Amblés) presentan las morfologías más significativas

y el perfil del ascenso en graderío mas neto de todo el bloque. En este sentido, es evidente la correspondencia existente entre las zonas mas elevadas y los sectores estructurales mas próximos a las grandes fallas. Es por ello por lo que tanto la génesis tectónica como el modelado de esta rampa tienen una dependencia directa respecto de la evolución de las dos grandes depresiones incluidas dentro del sector granítico del bloque de Ávila (Amblés y Sanchorreja). La disposición en rampa no puede, en este caso, interpretarse como un basculamiento general en algún episodio del Alpino; mas bien, el perfil del Bloque de Martiherrero procede de la posición de éste en la rampa antigua paleocena que enlazaría la superficie fundamental con las Parameras (al otro lado del Amblés). No puede hablarse de basculamiento general hacia el Norte respecto de la fosa del Amblés; mas bien el proceso es inverso, es decir, se produce el ascenso desde el Norte hacia el Suroeste por la elevación del sector de Canto Cachado que queda situado entre las fallas de Plasencia y de Montefrío, esta última en el límite con la Fosa del Amblés, que provocarían en sus re juegos la elevación de las dovelas próximas, con el resultado de elevación general de este bloque de Martiherrero en esa dirección.

Por todo lo anterior, interpretamos la elevación mas significativa de este bloque dentro de las pulsaciones que tuvieron lugar en el Plioceno; constituyendo su morfología el mejor ejemplo de un pedimento cristalino producto de la conjunción de reajustes tectónicos en un proceso general de elevación y el ataque erosivo a la superficie grabada premiocena por procesos desarrollados bajo paleoclimas áridos, con resultado de un paisaje granítico residual por efecto de la erosión diferencial.

2.3. El Sector de Borde de la Cuenca del Duero

El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero que entra en contacto con el Bloque Cristalino de Ávila se extiende a lo largo de 42 Km. y su anchura oscila entre los 6,5 y los 10,0 Km., hasta el límite cartográfico establecido para nuestro estudio hacia el interior de la Cuenca. El contacto con el Bloque Cristalino es tectónico, quedando claramente marcado por los escarpes que generan las propias fallas.

La Cuenca Sedimentaria del Duero se define en su conjunto como una gran sineclise correspondiente a un sector deprimido de la Plataforma Ibérica. Durante la tectónica alpina se fracturó y adquirió una tendencia subsidente, depositándose sobre ella una potente cobertura sedimentaria de origen continental durante el Terciario. El sector comprendido en nuestro estudio está formado en profundidad por varias dovelas hundidas respecto del bloque cristalino, sobre las que se han depositado materiales detríticos procedentes del propio bloque los qua-

les constituyen las series correlativas de las distintas pulsaciones tectónicas y registran asimismo las deformaciones debidas a la dinámica del propio contacto.

Reconocemos tres zonas diferentes en este espacio de la Cuenca que pudieran tener relación con la disposición morfotectónica del basamento. La mas occidental presenta una superficie topográfica con una inclinación constante hacia el NE, como si de un bloque basculado de tratara. La zona central, formada por un sector mas deprimido, puede asociarse en profundidad a la alineación geotectónica de la falla de Plasencia en su trayectoria hacia el Noreste, donde esta morfoestructura deprimida ya ha sido evidenciada por otros autores. La zona Oriental puede asociarse con un bloque en disposición de rampa en continuidad con el de Martiherrero, pero desplazado a una posición hundida y fosilizado por la sedimentación de la Cuenca.

Todo este sector de contacto con el Bloque Cristalino de Avila ha participado de una dinámica de reajustes tectónicos y una importante acción de arrastre y acumulación durante el Plioceno y el Cuaternario, que singularizan los depósitos detríticos de facies proximal y toda la morfología de borde asociada, diferenciándolos de los depósitos de facies químicas que caracterizan el centro de la Cuenca Sedimentaria del Duero y la morfología asociada que sobre ellos se desarrolla.

2.4. Interpretación Morfogenética

Por otra parte, el Bloque Cristalino de Avila en su conjunto presenta una morfología labrada por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales graníticos y metamórficos hercínicos; dicha erosión ha sido efectuada a lo largo del tiempo por procesos o asociaciones de procesos correspondientes a diversos sistemas morfoclimáticos.

Parece claro que el Bloque Cristalino de Avila, al menos durante todo el Paleógeno y, aunque de forma relativamente atenuada, durante el Mioceno Inferior y Medio estuvo sometido a un ambiente paleoclimático cálido-húmedo que, por sus efectos morfogenéticos, podemos interpretar como propio de un dominio morfoclimático Subtropical Húmedo. Bajo las condiciones paleoambientales propias de este dominio, propicias para el desencadenamiento de intensos procesos de alteración sobre el roquedo, principalmente sobre las rocas cristalinas, se generaron los mantos de alteración que dejaron grabada la paleosuperficie que hemos interpretado como fundamental, premiocena para todas las rampas en la que se enmarcan las siluetas y perfiles de las morfoesculturas y formas simples del modelado granítico, generadas inicialmente dentro del citado manto de arenización.

En nuestra opinión, la morfología que hoy observamos sobre todos los niveles de rampas del Bloque Cristalino de Ávila y que tienen su mayor significación en los «Montes Isla» (Relieves de Solana) corresponde a un conjunto de formas de erosión diferencial poligénicas, expuestas en superficie progresivamente desde el Mioceno Superior, correspondiendo el período de exhumación y modelado subaéreo más significativo al Plioceno, bajo condiciones paleoclimáticas de dominio Subtropical Seco o Tropical de Sábana, que hacia el Plioceno final correspondería ya propiamente a un dominio Semiárido que se prolongaría hasta el Pleistoceno. Las morfoesculturas graníticas en resalte así como las formas alveolares sobre los niveles de las rampas quedarían exhumadas del manto de arenización mayoritariamente durante este período.

A partir de este estadio en la evolución geomorfológica, los agentes modeladores fundamentales que actúan sobre el Bloque Cristalino, ya durante el Pleistoceno, se enmarcan en sistemas morfogenéticos fríos de tipo «periglaciar», que han dejado en la morfología del paisaje actual una singular impronta y cuya actuación se ha visto interrumpida por períodos de paleoclimas menos rigurosos.

Las morfologías generadas bajo los paleoclimas fríos tienen una presencia generalizada en todo el Bloque Cristalino, pero con diversas manifestaciones en el paisaje, que hemos tipificado, con base en la naturaleza de los procesos responsables de su génesis y en su entidad y modo de ocurrencia, en formas y formaciones crionivales (que se localizan en el horst principal y en orientaciones óptimas para su fijación); formas de origen gelifluidal como laderas de gelifluxión, etc. (vertiente Norte del Macizo de Gorriá); formas derivadas de acciones mixtas por gelifracción, gravedad y arroyada; e infinidad de morfologías de entidad menor, junto a otras manifestaciones morfológicas que hemos catalogado como subordinadas, pero que ocupan o tapizan extensas superficies, dando un aspecto generalizado de paisajes heredados donde aparentemente los retoques generados por la morfogénesis actual tienen una impronta menor.

El paisaje de detalle actual se configura a partir de la fijación, como elementos diferenciales, de las formas de resistencia y del modelado granítico en general, por la acción de la red hidrográfica cuaternaria, dirigida fundamentalmente por las líneas de fractura. La red de drenaje se encaja profundamente a partir del nivel de las rampas (Martiherrero, Altamiros y Mirueña), presentando unos valles actuales que exponen por exhumación el modelado granítico que permaneció bajo el manto de arenización durante todo el Plioceno, grabado bajo el nivel de arrasamiento finimioceno. Por otra parte, en el horst principal de la Sierra de Ávila se abren los valles de fractura, dentro de los que se desarrollarán, (en los de orientación Noreste), los retoques periglaciares más marcados (modelados por crionivación) durante las pulsaciones frías.

Un hecho morfológico trascendental que se deriva de la instalación de la red hidrográfica es la diferencia en la evolución morfológica que propicia el distinto comportamiento de los ejes de drenaje en la cuenca cerrada interior, que modelan las vertientes de la fosa tectónica del Amblés, y la que tiene lugar en la vertiente del bloque cristalino que drena directamente a la Cuenca del Duero. Parece claro, en nuestra opinión, que el Valle de Amblés actuó como una cuenca cerrada durante parte del Cuaternario, dado que la hipótesis de una sobreimposición para la instalación del Adaja sobre el macizo cristalino a partir de un recubrimiento sedimentario que enlazase dicha cuenca con la del Duero, no resulta viable para este período; la ausencia de depósitos fluviales sobre el sector correspondiente del bloque cristalino y de materiales atribuibles al valle de Amblés formando depósitos en el sector de la Cuenca del Duero así lo atestiguan.

La apertura de la cuenca cerrada del Amblés a través del macizo cristalino, tendría lugar por efecto de la acción remontante en cabecera del río Adaja motivado por su nivel de base en el Eresma-Duero, capturando así al drenaje del Amblés. De este modo, existiría de hecho una evolución morfológica disímétrica durante el Cuaternario para el conjunto del Bloque de Ávila que explicaría los siguientes hechos: a) Todos los valles profundos y de fractura y los valles encajados a partir del nivel de las rampas, pertenecen a la vertiente Norte del Bloque, que vierte directamente a la Cuenca del Duero, limitándose en la vertiente orientada a la cuenca del Amblés a la existencia de barrancos encajados en los escarpes de falla, que cambian bruscamente de pendiente a su entrada en los materiales sedimentarios. b) El río Adaja a su paso por el Bloque Cristalino y sobre las series sedimentarias de la Cuenca del Duero está profundamente encajado, mientras que a través del Valle de Amblés circula sobre un modesto fondo aluvial a una cota de -2/3 metros sobre la superficie de los depósitos arcósicos. c) El Adaja no ha desarrollado un sistema de terrazas en el Valle de Amblés. d) La topografía del fondo del Valle es casi rigurosamente plana, con pequeñas formas en suave pendiente hacia los bordes que enlazan con el Bloque de Ávila. e) La altitud media del Valle de Amblés se sitúa a 1100 metros, teniendo su punto más bajo en el curso del Adaja a su entrada en el bloque cristalino a 1070 metros, mientras que a su salida a la Cuenca del Duero se sitúa a 970 metros. f) Los arroyos procedentes de La Paramera tienen morfología de gargantas en el sector serrano, pasando a formar importantes fondos aluviales (de mínima pendiente) sobre el Amblés en la margen derecha del Adaja.

Todas estas observaciones nos llevan a la conclusión de que la dinámica morfológica desarrollada, al menos durante el Cuaternario Antiguo, para el conjunto de la Cuenca interior del Valle de Amblés estuvo articu-

lada por un nivel de base local endorreico, probablemente lagunar, del que podría ser testigo la facies de Salobral. Esta facies se encuentra sobre una superficie situada entre los 1000/1130 metros de altitud, que podría referenciarse sobre el cerro testigo situado al Norte de Baterna, en la zona central del Amblés, que queda desconectado de la base de La Paramera por la incisión del río Adaja. La acción erosiva de éste sobre el Valle, una vez que se produce la captura por la red del Duero, puede establecerse con referencia a la superficie culminante del cerro de Baterna.

Otro hecho importante desde el punto de vista de la evolución de la red de drenaje tiene lugar sobre la otra depresión tectónica del bloque cristalino, la de Muñico, que, situada en la vertiente Norte del bloque abierto a la Cuenca del Duero, ha tenido una evolución morfológica singular vinculada a la cuenca del río Almar. En efecto, como ya se ha dicho, en el sector central de esta fosa, sobre una topografía prácticamente plana, a una cota de 1100 metros se sitúa el interfluvio entre la cuenca del Almar (que vierte al Tormes) y la del Arevalillo que vierte al Adaja. De este modo el drenaje de la vertiente Norte de la Sierra de Ávila, abierta a la Cuenca del Duero, se organiza en dos sectores, uno que drena el Macizo de Cerro Gorría y pertenece a la Cuenca hidrográfica del Adaja a través del Arevalillo y otro que drena el Macizo de Las Fuentes y pertenece a la cuenca del Tormes a través del Almar.

Las observaciones geomorfológicas realizadas, nos llevan a la conclusión de que el conjunto de la vertiente Norte de la Sierra de Ávila, incluyendo obviamente a los dos macizos, perteneció, al menos durante el Cuaternario Antiguo, a la cuenca del Adaja, interpretando que el Almar tendría salida a la Cuenca del Duero a través del corredor sedimentario de la fosa de Muñico, constituyendo éste un afluente del Arevalillo. La organización actual se debería en este caso a la captura del Almar por la acción remontante de un afluente del Tormes a través de su encajamiento en los materiales metamórficos del nivel fundamental de la rampa de Mirueña. Esta dinámica efectiva vendría controlada por el nivel de base próximo del río Tormes, a 900 metros de altitud, mientras que el Arevalillo tendría desarrollado ya un perfil de mayor equilibrio con un nivel de base en el Adaja a 810 metros. Todos estos hechos los enmarcamos en el contexto de la dinámica regional a nivel de la Cuenca del Duero, desde esta perspectiva pueden establecerse las siguientes consideraciones: a) Tanto la captura del Almar en la fosa de Muñico, como la captura del Adaja en la fosa del Amblés, tienen lugar por una dinámica de encajamiento de la red fluvial a partir del nivel fundamental de las rampas (Mirueña y Martiherrero respectivamente) entre los 1130-1140 metros de altitud, controlada por los niveles de base que se establecen para los afluentes del Duero en el centro de la Cuenca. b) La entrada en

el bloque cristalino de Avila tanto del Adaja (en Avila) como del Almar en Rinconada, tiene lugar a 1065 y 1070 metros de altitud respectivamente. c) La altitud del interfluvio en la fosa de Muñico es de 1090 metros y la superficie culminante del cerro de Baterna es de 1140 metros. d) En las proximidades de la fosa de Muñico, dentro ya de la Cuenca del Duero existen unos retazos de depósitos cuaternarios en resalte que se han interpretado como un nivel de terraza abandonado del río Villaflor, corresponderían a un trazado antiguo en unas condiciones fluviales de mayor competencia. e) En el sector de la fosa de Muñico correspondiente a la cuenca del río Almar, se produciría un cambio dinámico en los procesos morfogenéticos dando paso los de erosión a la imposición de una dinámica de reglaje de vertientes con el desarrollo de acumulaciones de depósitos fanglomeráticos cuaternarios y subactuales que tapizan los glacis de enlace de la depresión con el Macizo Cristalino.

Como síntesis de todo lo anteriormente expuestó podemos decir que el Bloque Cristalino de Avila es un sector de zócalo cristalino (mayoritariamente granítico) que registra una historia geomorfológica que se extiende desde el Paleozoico hasta nuestros días, en la que se pueden considerar diferentes etapas evolutivas; correspondiendo el modelado del paisaje actual, a la interacción en el tiempo de fenómenos morfoestructurales y procesos morfodinámicos que han dejado definidas, por una parte, grandes unidades estructurales que articulan el Bloque Cristalino y por otra, una importante morfología granítica heredada junto a retoques morfológicos significativos, derivados de la acción asociada de procesos relacionados con el frío junto con las acciones fluviales y de arroyada actuales.



Institución Gran Duque de Alba

VI. BIBLIOGRAFÍA

- AGUEDA VILLAR, J.A.; COLMENERO, J.R.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M.; GOY GOY, J.L.; ZAZO, C.(1980): Mapa geológico de España a E=1:50.000. Hoja nº 480 (Fontiveros). I.T.G.M.E.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, E.; y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): «*Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española*». Trab. Neógeno-Cuaternario, 5; pp 7-29.
- ALIA MEDINA, M. (1960): «*Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo*». Notas y Comunicaciones del Inst. Geolg. y Minero de España. vol. 55. Madrid; pp 125-162.
- ALIA MEDINA, M. (1972): «*Evolution port-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole*». 24 th I.G.C. Canadá. 3; pp 265-272.
- ALIA MEDINA, M. (1976): «*Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La bóveda castellano-extremeña*». Estudios Geológicos, 32. Madrid; pp 229-238.
- ALONSO OTERO, F.; ARENILLAS PARRA, M.; SAEZ RIDRUEJO, C. (1982): «*La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León*». Actas del I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León. Consejo General de Castilla y León. Valladolid; pp 23-42.
- APARICIO YAGÜE, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, J.M.; PEINADO, M. Y TINAQ, J.M. (1975): *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geolg. Min. España, 88: 145 pp.
- APARICIO YAGÜE, A. y otros (1977): «*El plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del Macizo Hespérico*» (España). Bol. Geolg. y Min. t 88. fac.VI; pp 497-500.
- APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L.(1987): *Geología del Sistema Central Español*. C.S.I.C. - Consejería de Política Territorial (Comunidad de Madrid).
- ARENILLAS PARRA, M. (1976): «*Nota acerca de los dos afloramientos de Paleógeno en el Valle de Amblés (Ávila)*». Tecniterra, 10; pp 8-14.
- ARENILLAS PARRA, M. y ARRIBAS, A. (1975): «*Un dique de tendencia sienítica en la Provincia de Ávila*». Bol. Geolg. y Min. t 86 cap. III; pp 233-243.

- ARENILLAS PARRA, M.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1976): «*La morfología glaciar de la Serrota (Ávila)*». Bol. de la Real Sociedad Geográfica, t. XCII, 1; pp 21-36. ARRIBAS, A. y JIMÉNEZ, E. (1976): Mapa geológico de España a escala 1:200.000, hoja 44 (Ávila). ITGME.
- ARTHAUD, F. y MATTE, P.H. (1975): «*Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe: géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation*». Tectonophysics, 25; pp 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, P.H. (1977): «*Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: Results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*». Geol. Soc. América, bull 88; pp 1305-1320.
- ASENSIO AMOR, I. y ONTAÑÓN SÁNCHEZ, J.M. (1972): «*Acumulaciones periglaciares en el Valle de las Guarramillas*». (Vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama). Estudios Geológicos vol. XXVIII, fasc. 6; pp 453-462.
- ASENSIO AMOR, I.; ONTAÑÓN SÁNCHEZ, J.M. (1975): «*Evolución de surcos de escorrentía sobre vertientes periglaciares*». Estudios Geológicos vol XXXI; pp 625-627.
- BABIN VICH, R.B. (1976): «*Principales rasgos estructurales de la Región de Piedrahita- Barco- Béjar*». Estudios Geológicos t.32; pp 189-198.
- BABIN VICH, R.B. (1977): «*Evolución tectónica y posición dentro del Macizo Hespérico del sector occidental de la Sierra de Gredos*». Estudios Geológicos. tomo 33; pp 251-254.
- BABIN VICH, R.B. (1977): «*Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del Sistema Central Español (Sierra de Gredos)*». Bol. Geolg. y Min t LXXXVIII, fasc. VI; pp 513-516.
- BABIN VICH, R. (1978): «*Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de la fracturación de la Sierra de Gredos (Región de Béjar- Piedrahita)*». Bol. Geolg. y Min. nº 89 cap.6; pp 545-549
- BARD, J.P.; CAPDEVILLA, R. y MATTE, PH. (1971): «*Le structure de la Chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins*». Histoire estructural du Golfe de Gascogne. Pub. Inst. Fr. Petr., 22; pp 1-4, 14-68.
- BELLIDO MULAS, F.; CASILLAS, R.; NAVIDAD, M.; PABLO MACÍA, J.G.de; PEINADO MORENO, M.; VILLASECA, C. (1986): Mapa Geológico de España a E=1:50.000. Hoja nº 532 (Las Navas del Marqués).I.T.G.M.E.
- BIROT, P. (1937): «*Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental*». An. de Geographia. t. XLVI. París; pp 25-42.(Trad. de Vidal Box (1945). Est. Geográficos. t VI; pp 155-168.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. Juan Seb. Elcano. C.S.I.C. 87 pp.
- BLANCO, J.A.; CORROCHANO, A.; MONTGNY, R. y THUIZAT, R. (1982): «*Sur l'âge du début de la sedimentation dans le bassin tertiaire du*

- Duero (Espagne). Attribution au Paleocene por datation isotopique des alunites de l'unité inférieure». C.R.Acad.Sci, 295;pp 259-262
- BLANCO, J.A.; MOLINA, E.; MARTÍN-SERRANO, A. (1991): Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular (curso monográfico). Dpto. de Geol. Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca. I.T.G.M.E. y S.E.G. 286 pp.
- BULLÓN MATA, T. (1981): «Depósitos cuaternarios en las cuencas altas de los ríos Moros y Eresma». Sierra del Guadarrama. Actas del II Coloquio de Geografía. Pamplona; pp 195-201.
- BULLÓN MATA, T. (1985): *El Sector Occidental de la Sierra de Guadarrama*. Tesis doctoral. Universidad Complutense. Madrid. Ed. Consejería de Política Territorial (Comunidad de Madrid); 283 pp.
- BULLÓN MATA, T. (1987): «Las morfoestructuras de los zócalos cristalinos: evolución de los conceptos geoestructurales y geofísicos en los que se basa su interpretación». Ería. Oviedo; pp 61-69.
- BULLÓN MATA, T. y SANZ HERRÁIZ, C. (1978): «Últimas aportaciones al conocimiento de la Cordillera Herciniana en el centro de la Península Ibérica». Estudios Geográficos, nº 154; pp 105-111.
- BUSTILLO, A. y otros (1979): «Presencia y origen de alunita en el borde meridional de la Cuenca del Duero (Ávila)». Primera Reunión Reg. Geol. Cuenca del Duero.
- CABO ALONSO, A. y MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1987): «Consideración acerca del significado geomorfológico de los «Tesoros» y «Arapiles» del borde oriental de la Penillanura Salmantina entre Salamanca y Alba de Tormes». Ería. Oviedo; pp 127-138.
- CADAVID, S. (1977): *Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama*. Bol. Geol. y Min. t.88, nº 6; pp 494-496.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G.; FLOOR, P. (1973): «Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». Bull. Soc. Geol. France, 15; pp 209-228.
- CAPOTE, R. (1973): «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila» (resumen de tesis doctoral). Boletín Geológico y Minero; pp 426-437.
- CAPOTE, R. (1983): «La evolución tardihercínica». La fracturación subsiguiente a la orogenia Hercínica. Geología de España. Libro Jubilar a J.M. Ríos. Tomo II. pp 17-25.
- CAPOTE, R. y CARBO, A. (1984): «La evolución tectónica de los dominios de plataforma e intermedios». Geología de España. Libro Jubilar a J.M. Ríos. IGME. Madrid; pp 37-47.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982): «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica». Rev. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, 76; pp 314-331.

- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1971): «Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento Muñico (Ávila)». Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. tomo 69; pp 175-185.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. (1971): «Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos-La Cañada». I Centenario Real Soc. Esp. Hist. Natural.
- CAPOTE, R. y otros (1981): «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español». Cuadernos de Geología Ibérica. tomo 7; pp 455-469.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968): «El Paleozoico de los alrededores de Ávila». Estudios Geológicos, tomo 24; pp 181-189.
- CAPOTE, R.; VICENTE de, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990): «Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.)». Geogaceta, 7; pp 20-22.
- CARANDELL, J. (1928): «Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama». Conf. y Res. R. Soc. Esp. Hist. Nat. nº 3; pp 125-131.
- CARBONEL, A. (1926): «Hipótesis tectónicas - Noticia derivada acerca de la razón de las grandes manchas graníticas y de las formaciones orogénicas - Ideas relativas al caso de España». Cong. Geol. Inst. de España, fasc. III.
- COMISIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA (coordinador general J.A. COMBA)(1983): Geología de España «Libro Jubilar J.M Ríos». t.II. I.T.G.M.E. Madrid.
- CORRALES, I.; y otros (1978): «Las facies miocenas del sector Sur de la Cuenca del Duero». Publ. Depart. Estr. Univ. Salamanca. t. 9.
- CORRALES, I. (1979): «El Mioceno al Sur del Río Duero (sector occidental)». Primera Reunión Reg. Geol. Cuenca del Duero. Libro Guía de excursiones.
- CORROCHANO, A. (1974): «Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca». Studia Geológica, t. VII; pp 7-39.
- CORROCHANO, A. (1977): «Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora (resumen de la tesis doctoral)». Acta Salmanticensis.
- DANTIN CERECEDA, J. (1922): *Regiones Naturales de España*. C.S.I.C. Inst. Juan Seb. Elcano. Madrid 1942; 397 pp.
- DOBLAS LAVIGNE, M.M. de las (1989): *Estudio de las deformaciones tardihercénicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (zona central de Gredos y Areas adyacentes)*. (Tesis doctoral). Univ. Compl. Facultad de Ciencias Geológicas. 459 pp.
- ESPEJO SERRANO, R. (1975): *La Alteración de las Rocas en los Medios Naturales*. Esc. Tec. Sup. Ing. Agrónomos. Madrid; 56 pp.

- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; OLIVE DAVO, A.; CARRERAS SUÁREZ, F.; HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; AGUILAR TOMÁS, M.J. y CAPOTE VILLAR, R. (1979): Mapa Geológico de España a E=1:50.000. Hoja nº 505 (Mirueña de los Infanzones). I.T.G.M.E.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1915): «Monografía geológica del Valle del Lozoya». Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. nº 12 (serie geológica); 101 pp.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1921): «La Pedriza de Manzanares. Topología de una región granítica bien típica». Asoc. Esp. Prog. de las Ciencias. Congreso Oporto, t. II. Madrid; pp 129-135.
- FISCHER, Th. (1894): «Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel».
- FUSTER, J.M. (1951): «Rocas de España Central III: Granitos y lamprófidos del Puerto de Navacerrada (Segovia)». Estudios Geológicos, 7; pp 431-441.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1951): «Rocas de España Central - Pegmatitas y pertitas de Piedralaves (Ávila)». Estudios Geológicos, 8; pp 7-28.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1953): «Rocas de España Central IV: Pórfidos y lamprófidos magmáticos de la Granja (Segovia)». Estudios Geológicos nº 10 (18); pp 193-224.
- FUSTER, J.M. y MORA, A. (1970): «El carácter del metamorfismo en el Macizo de la Cañada (Sistema Central Español)». Estudios Geológicos. tomo XXVI, nº 3; pp 317-321.
- FUSTER, J.M. y otros (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». Bol. Geol. y Minero. tomo 5; pp 595-600.
- GALVÁN, J. y SANZ DONAIRE, J.J. (1980): «Problemas de alteraciones en el sector occidental del Sistema Central Español». II Coloquio Ibérico de Geografía. Lisboa; pp 277-290.
- GARCÍA ABAD, F.J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980): «Precisiones sobre la génesis y la cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)». Estudios Geológicos, 36. Madrid; pp 391-401.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1960): «Los granitos del Centro oeste de España». Inst. Geol. Congr. XXI. Copenhagen Part. 14; pp 131-137
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1963): «El dique diabásico del N de Extremadura». Notas y comunicaciones del Instituto Geológico de España, 69. Madrid; pp 43-78.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y CARNICERO, A. (1973): «El Extremo Noroeste del gran dique del Alentejo-Plasencia». Studia Geologica tomo VI. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y otros (1974): «El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura». Bol. Geol. y Minero. tomo 1, fasc. III; pp 308-337.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; VARGAS, I.; PEÓN, A.; FRANCO, P. (1979): Mapa Geológico de España a E=1:50.000. Hoja nº 504 (Alba de Tormes). I.T.G.M.E.
- GARZÓN HEYDT, G. (1972): *Estudio morfoestructural de la Sierra de Gredos en la transversal Ávila-sierra de San Vicente*. (Tesis). Fac. Cienc. Geol. Univ. Complutense. Madrid.
- GARZÓN HEYDT, G. (1978): *Metodología de la cartografía geomorfológica. Su interés científico y aplicado*. Fundación Juan March. Madrid.
- GARZÓN HEYDT, G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. (Tesis doctoral). Fac. Geol. Univ. Complutense. Madrid; 425 pp.
- GARZÓN HEYDT, G.; CENTENO, J.D.; ACCASO, C. (1991): *Problemas geomorfológicos del centro y noroeste de la Península Ibérica (encuentro de campo)*. Editorial Complutense. Madrid; pp 61-82.
- GARZÓN HEYDT, G. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978): «Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central». Estudios Geológicos. C.S.I.C. t. XXXIV. Madrid; pp 571-575.
- GARZÓN HEYDT, G.; PEDRAZA GILSANZ, J. de y UBANELL, A.G. (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama)». Rev. de la Real As. de Cien. Exactas, Físicas y Naturales. 76; pp 475-496.
- GARZÓN HEYDT, G.; UBANELL, A.G. y ROSALES, F. (1981): «Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Ambles (Sistema Central Español)». Cuadernos Geología Ibérica. vol. 7. Madrid; pp 655-665.
- GODARD, A. (1977): *Pays et Paysages du granite*. Ed. PUF, París; 232 pp.
- GOOSSENS, M.A. (1991): «Integración de datos de sensorización remota como ayuda a la Exploración de mineralización relacionada con granito, provincia de Salamanca, España occidental». Universidad de Utrecht. Países Bajos; 15 pp.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central». Bol. Geol. y Minero, LXXXIX-II. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1924): *Edad y origen de la Cordillera Central Ibérica*. Asc. Esp. para el Progreso de las Ciencias, 2; pp 119-134.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): «Datos geológicos de la Meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo». Mem. de la R.Soc. Esp. Hist. Nat. nº 15. (homenaje a D. Ignacio Bolívar).
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932): *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Junta Amp. Estd. Trab. Mus.Nac. Cienc. Nat. nº 38. Madrid. (serie geológica). 584 pp.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932): «*Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central*». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t. XXXII. Madrid; pp 455-460.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.; VIDAL BOX, C. (1934): «*El Glaciarismo Cuaternario de La Serrota (Ávila)*». Mus. Nac. Cienc. Naturales. Madrid; 59 pp.
- HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; CARRERAS SUÁREZ, F.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; OLIVE DAVO, A.; AGUILAR TOMÁS, M.J. y CAPOTE VILLAR, R. (1979): Mapa Geológico de España a E=1:50.000. Hoja nº 506 (Cardeñosa). I.T.G.M.E.
- HERRERO MATÍAS, M. (1986): *Ensayo de Aplicación a la Región Central de España del Método de Cartografía Geomorfológica de la Escuela de Estrasburgo: Zona de Toledo- Sonseca*. (Memoria de Licenciatura). Universidad Complutense. Madrid; 131 pp.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988): «*Método de Trabajo para la Formación y el diseño de mapas geomorfológicos*». Anales de Geografía.t. 8. Universidad Complutense. Madrid.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988): *Mapa Geomorfológico de Toledo Sonseca a escala 1:50.000*. Instituto Geográfico Nacional-Universidad Complutense. Madrid. Mapa y memoria; 41 pp.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1970): *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero* (tesis doctoral). Universidad de Salamanca. Departamento de Mineralogía; 323 pp.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1974): «*Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica*». Bol. Geol. y Min. (IGME) t. 85 fasc.5; pp 518-524.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1975): «*Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca*». Estudios Geológicos tomo XXXI, nº 5-6; pp 615-624.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. y MARTÍN-IZARD, A. (1987): «*Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la cuenca de Ciudad Rodrigo*». Stud. Geol. Salmant., XXIV. Salamanca; pp 215-228.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M. y CONDE, L. (1980): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1000.000*. (memoria) I.T.G.M.E. Madrid.
- LAGASQUIE, J. J. (1984): *Geomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées Françaises*. Ed. CNRS, París; 373 pp.
- LAUTENSACH, H. (1932): Portugal, auf frund einer Reisen and der Literatur, I das land als Ganzes Petermanus Mitteilungen, nº 213. Gotha; 187 pp.
- LAUTENSACH, H. y MEYER, E. (1961): «*Iberische Meseta und Iberische Masse*», Zeits. Geomorph., nº 5. Berlín. pp 161-180.

- LORENZ, V. y NICHOLLS, I.A. (1976): «*The Permocarboniferous Basin and Range Province of Europe. An application of Plate Tectonics*». En H. Falke (ed)- *The Continental Permian in central, west and south Europe*; pp 313-342.
- MACPHERSON, J. (1879): «*Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica*». Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat. nº 8; pp 5-26.
- MACPHERSON, J. (1901): «*Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica*». Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat. nº 30; pp 123-166.
- MALLADA, L. (1895): *Explicación del mapa geológico de España. Rocas hipogénicas y estratocristalinas*. Mem. de la Com. Geológica de España.
- MARFIL, R.; BUSTILLO, A. y GARCÍA PALACIOS (1980): «*Morfología y génesis de caolinitas en rocas silicificadas en la provincia de Ávila*». Clay Mineral, 15; pp 249-262.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1879): *Descripción física y geológica de la provincia de Ávila*. Mem. Inst. Geolog. y Minero. Madrid; 279 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976): «*Actividad tectónica durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo*». Estudios Geológicos. t. 32. Madrid; pp 509-522.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1979): «*Método general de homologación de la investigación fotointerpretativa: Aplicación a las fotolíneas del graben de Madrid*». Tecniterra, 32; pp 6-14.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1990): «*Distensión-compresión de la cuenca del Campo Arañuelo. Implicación cortical*». Geogaceta, 8; pp 39-42.
- MARTÍN JIMÉNEZ, M.I. (1992): *Organización espacial y aprovechamientos agrícola-ganaderos en la Sierra de Ávila*. (Tesis Doctoral) Fac. de Geog. e Hist. Universidad de Salamanca.(Inédita).
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución morfológica de un borde del Macizo Hespérico*. (Tesis doctoral). Instituto de Estudios Zamoranos. Diputación de Zamora.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991): «*El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados*». S.E.G. - I.T.G.M. Monografía 6 ; pp 9-26.
- MARTÍNEZ DE ARAGÓN, A. (1987): «*¿Qué es la teledetección?: Su aplicación en España*». Mundo Científico nº 34, vol. 4; pp 263-273
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ARENILLAS PARRA, M. (1976): «*El problema de la sobre-excavación glaciar. Arrancamiento, abrasión y estructura*». Estudios Geográficos, nº 145; pp 407-434.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1986): «*Las fluctuaciones glaciares Pleistocenas en Guadarrama y Credos*». Simposio sobre Fluctuaciones Climáticas durante el Cuaternario en las regiones del Mediterráneo Occidental (libro guía). U.A.M. Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y MUÑOZ, J. (1972): «*Observaciones sobre la morfología del Alto Credos*». Estudios Geográficos, nº 129. Madrid; pp 597-680.

- MATTAUER, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Trad. española de Mateo Gutiérrez y Jesús Aguado. Ed. Omega S.A. Barcelona. 523 pp.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972): «*L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama. (Système Central Espagnol)*». Revista de Facultade de Ciencias de Lisboa, 2º, 5, C. 17 (1); pp 345-365.
- MOLINA BALLESTEROS, E. (1991): «*Paleoalteraciones y evolución del relieve: El caso del Zócalo Hercínico Ibérico*». Monografía 6. I.T.G.M.E. y S.E.G. Salamanca; pp 27-43.
- MOLINA BALLESTEROS, E. (1991): *Geomorfología y Geoquímica del Paisaje. (Dos ejemplos en el interior de la Meseta Ibérica)*. Ed. Universidad de Salamanca. 156 pp.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E. (1985): «*Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño*». Stud. Geolg. Salmant. XX. Salamanca; pp 115-126.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E. y CANTANO, M. (1987): «*Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif*» en Gardiner, V. (ed.) *International Geomorphology*. John Wiley & Sons. pp 957-977.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M. y MARTÍN SERRANO, A. (1989): «*Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde Sureste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico*». *Studia Geológica Salmanticensia*, vol. 5; pp 177-186. Salamanca.
- MORENO SERRANO, F. (1990): *Superficies de erosión en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura extremeña*. I reunión Nacional de Geomorfología. Teruel; pp 39-49.
- MORENO SERRANO, F. (1991): *Superficies de erosión y tectónica Neógena en el extremo occidental del Sistema Central español*. Geogaceta, nº 9; pp 47-50.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976): *Los Montes de Toledo. Estudio de Geografía Física*. (Tesis doctoral). Oviedo. Dpto. de Geografía. Instituto Elcano C.S.I.C.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y BULLÓN MATA, M.T. (1981): «*Las grandes unidades agro-ecológicas de los piedemontes graníticos del Sistema Central*». I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León. Burgos; pp 99-114.
- PARGA, J.R. (1969): «*Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico*». Trab. del Lab. Geol. de Lage, nº 37; 15 Lage (La Coruña).
- PEDRAZA, J. de (1978): *Estudio Geomorfológico de la Zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*.

- (Tesis doctoral). Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid.
- 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*». Cuadernos Geología Ibérica, vol.7. Madrid; pp 667-681.
- PEDRAZA, J. de (1984): «*Domos graníticos de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español)*». I Congreso Español de Geología; pp 535-552.
- PEDRAZA, J. de; LÓPEZ, J. (1980): Gredos. Geología y glaciarismo. Madrid; 31 pp.
- PEDRAZA, J.; SANZ, M.A. y MARTÍN, A. (1989): *Las formas graníticas de la Pedriza*. Cuadernos Madrileños de Medio Ambiente. Agencia de Medio Ambiente. Comunidad de Madrid; 205 pp.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.(1979): «*El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos*». Primera Reunión Regional Geológica Cuenca del Duero. Libro Guía de excursiones.
- POL, C.; CORRALES, I. y otros (1977): «*Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero*». VIII Congreso Nac. de Sedimentología (Oviedo-León).
- PORTERO GARCÍA, J.M. y otros (1979): «*Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero*». Primera Reunión Reg. Geolog. Cuenca del Duero.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y AZNAR AGUILERA, J.M. (1984): *Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)*. I Congreso español de Geología; pp 253-263.
- PRADO, C. de (1862): *Reseña geológica de la Provincia de Ávila y la parte occidental de León*. Junta General de Estadística.
- PRADO, C. de (1864) (reedición 1975, Colg. Ing. Caminos): *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística.
- PRICE, N.J. (1966): *Fault and joint development in brittle and semibrittle rock*. Oxford, Pergamon Press.
- ROSALES, F. y otros (1977): «*Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales*». Boletín Geológico y Minero. t. 88-6; pp 567-573.
- ROYO Y GÓMEZ, J. 1929): «*Sobre una nueva edición del mapa geológico de España*». Bol. R. Soc. Hist. Nat. 29; 333 pp.
- SÁNCHEZ DEL CORRAL JIMÉNEZ, A. (1992): *Estudio geomorfológico del borde Sur de un segmento del Sistema Central. Sierra de Gata Cuenca de Moraleja (Cáceres)*. (Tesis doctoral). Fac. Geog. e Hist. Universidad de Salamanca. (Inédita).

- SANZ DONAIRE, J.J.(1979): *El Corredor de Béjar*. C.S.I.C. Instituto de Geografía Aplicada. Madrid.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1981): «*El macizo glacializado de El Barco de Ávila*». Anales de Geografía. Universidad Complutense, I.Madrid; pp 182-206.
- SANZ HERRÁIZ, C. (1976): «*La morfología de la Pedriza de Manzanares*». Estudios Geográficos, t.37, nº 145; pp 435-464.
- SANZ HERRÁIZ, C. (1985): *El Relieve del Guadarrama Oriental*. Tesis doctoral.Universidad Complutense. Madrid. Ed.Consejería de Política Territorial (Comunidad de Madrid); 547 pp.
- SANZ HERRÁIZ, C.; ARENILLAS PARRA, M. (1981): «*Notas sobre la morfología de la Sierra de La Cabrera*». Anales de Geografía. Universidad Complutense, t.I. Madrid; pp 247-263.
- SANZ HERRÁIZ, C. y CAMPOAMOR FERNÁNDEZ, A. (1981): «*La organización del paisaje en los valles de la Vertiente Norte del Sistema Central*». El Espacio geográfico de Castilla la Vieja y León Actas del I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León. Consejo General de Castilla y León; pp 77-97.
- SCHMIEDER, O. (1915): «*Die Sierra de Gredos*». Mitteil der Geograph. Gesellschaft in München. t. 10, nº 1. pp 1-60. (traducción en Est. Geol. t. 14 (1953); pp 629-653.
- SCHRÖDER (1930): *Das Greuzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten* (Zentral Spanien). Tradc. por San Miguel de la Cámara en Publ. extranj. sobre Geología de España. t. IV 1948.
- SCHWENZNER, J.E. (1937): «*Zur Morfologie des Zentrals Spanischen Hochlandes*». Georg. Abhandl 3º ser. H. 10; pp 1-128. (Traducido y resumido por Vidal Box «*La morfología de la Región Montañosa Central de la Meseta Española*». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 41;pp 121-148. (1943).
- SOLE SABARIS, L. y LLOPIS LLADO, N. (1951): «*El Relieve*». Geografía de España (M.de Terán) vol. I. pp 497. Barcelona, Muntaner y Simón, S.A.
- SOLE SABARIS, L. (1966): «*Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento*». Tomo Homenaje a D. Armando Melón. Inst. Estd. Pirenaicos, Inst. Juan Seb. Elcano. Zaragoza. pp 15-45.
- TRICART, J. (1965): *Principes et méthodes de la Géomorphologie*. París. Masson.
- TRICART, J. (1976): *Legende pour la carte géomorphologique de la France au 1:50.000*. Trad. y adapt. por Serrat, D. Barcelona. Inst. Jaime Almera de Investigaciones Geológicas. C.S.I.C.
- TWIDALE, C.R. (1982): *Granite Landforms*. Elsier, Amsterdam; 272 pp.
- UBANELL, A. G. (1975): «*Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sist. Central Español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos*». Huelva-Beja. III Congreso sobre la Geología del SW.

- UBANELL, A.G. (1976): «Nota sobre un dique de tendencia sienítica en la provincia de Ávila». Bol. Geolog. y Minero. tomo LXXXVII-III; pp 223-225.
- UBANELL, A.G. (1977): «Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica». Boletín Geológico y Minero. tomo LXXXVIII- VI; pp 508-512.
- UBANELL, A.G. (1977): «Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español» Bol. Geolog. y Minero. tomo LXXXVIII; pp 365-370.
- UBANELL, A.G. (1977): «Modelo de fracturación de la región central española basada en las imágenes multiespectrales obtenidas por satélite». Studia Geologica, tomo 12; pp 195-206.
- UBANELL, A. G. (1981): *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central español*. (Tesis doctoral). Fac. Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid. 217 pp.
- UBANELL, A.G.; GARZÓN, G.; DE LA PEÑA J. A.; BUSTILLO, A. y MARFIL, R.(1978): «Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Ávila)». Estudios Geológicos. tomo 34, 2; pp 151-160.
- UGIDOS MEANA, J.M. (1978): Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. Stud. Geol. Salmant. XIV. Salamanca; pp 35-77.
- UGIDOS MEANA, J.M. (1980-81): «Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico». Bol. Soc. Geol. Portugal, 22; pp 129-133.
- VADOUR, J. (1977): *Contribution à l'étude geomorphologique de la région méditerranéenne semi-aride. La région de Madrid. Alteration, sols et paleosols*. Thèse (resumen). Université d'Aix-Marseille.
- VAUDOUR, J.; BIROT, P.; SUDRIES, J. (1979): «Etude comparée de la géomorphologie de la Sierra de Guadarrama et de la région de Toledo». Méditerranée, nº 3; pp 71-83.
- VEGAS, R. (1974): «Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica». Bol. Geol. Min., LXXXV-II. Madrid; pp 152-156.
- 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; pp 24-25.
- VIDAL BOX, C.(1930): «Notas petrográficas». Bol.Soc.Esp.Hist.Nat. nº 30; pp 83-86
- VIDAL BOX, C.(1934): «Formación sienítica del Puerto de la Cueva del Maragato» (Ávila). Bol.Soc.Esp.Hist. Nat. nº 34 (1); pp 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. Soc. Esp. Hist. Nat. nº 37; pp 76-106.

- VIDAL BOX, C.(1942): «*La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama*» Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. nº 40 (3-4); pp 117-132.
- VIDAL BOX, C. (1944): «*La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas*». Las Ciencias. t IX; pp 82-111.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; ARCHE, A. y HERNANDO, S. (1985). «*El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica*». Geología de España. Libro Jubilar a J.M. Ríos; pp 25-36.
- VIVAS WHITE, P. (1990): *Sistema de Tratamiento de Imágenes Digitales del I.G.N.* Publicación técnica nº24. M.O.P.T.; 43 pp.



Institución Gran Duque de Alba

VII. ANEXO CARTOGRÁFICO

1 Mapas de situación:

- Península Ibérica E. 1:8.000.000. (Pág. 21).
- Síntesis geológica de la Región Centro a E. 1:1.000.000. (Reproducción facsímil. Pág. 22).
- Mapa Regional a E. 1: 200.000. (Reproducción facsímil reducida. Pág. 24).

2 Mapa Hipsométrico:

Mapa a E. 1:100.000 con tintas hipsométricas a color con intervalos de 100 metros desde < 900 hasta > 1700. Proyección U.T.M. y equidistancia de las curvas de nivel 20 metros. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 36-37).

3. Mapa Hidrográfico:

Mapa a E. 1:100.000 con red hidrográfica y retintado de las Cuencas. Base Topográfica por mosaico y reducción del M.T.N. del I.G.N. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 40-41).

4 Bloque Perspectivo:

Bloque perspectivo en sistema cónico elaborado a partir del Modelo Digital del Terrano. (Págs. 48-49).

5 Perfiles Topográficos:

Cinco perfiles del terreno sobre las alineaciones mas significativas de la Sierra de Ávila en dirección S-N . Escala horizontal 1:100.000; E. vertical 1:20.000. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 50-51).

6 Mapa de Pendientes:

Mapa de pendientes elaborado a partir del Modelo Digital del Terrano editado a Escala 1:100.000, en proyección U.T.M., con los

siguientes intervalos <2,5% 2,5 - 5% ; 5 - 10% ; 10 - 20% ; 20 - 40%; > 40%. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 42-43).

7 Mapa Geológico:

Síntesis geológica a E. 1:100.000. Contiene los recintos correspondientes a los afloramientos de rocas masivas (no alteradas). (Reproducción facsímil reducida. Págs. 66-67).

8 Mapa de Fracturas:

Mapa de Fracturas a color a E. 1:100.000 ; con la codificación de todos los elementos cartografiados, en función de su catalogación geotectónica y por el sistema de dirección correspondiente. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 98-99).

9 Mapa Morfotectónico:

Mapa a E. 1:50.000 con la significación morfotectónica de todas las fracturas, conforme a la leyenda diseñada para tal fin. Base Topográfica del M.T.N. en proyección U.T.M. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 352-353).

10 Cortes Morfoestructurales:

Los cortes morfoestructurales que acompañan al texto son a escala horizontal 1:50.000 y vertical 1:10.000. Excepcionalmente se han realizado a E. 1:200.000 y en ocasiones están realizados con apuntes panorámicos. (Reproducción facsímil reducida).

11 Modelo Digital del Terreno:

El M.D.T. corresponde a una malla de puntos de 250 metros de distancia y en proyección U.T.M. cubriendo un espacio de 46,5 Km.(E-O) por 35,5 Km.(N-S) con un total de 27245 puntos. (Pág. 167).

12 Bloque Perspectivo de los Bloques Tectónicos:

Sobre un soporte geométrico derivado del M.D.T. se ha dibujado en sistema cónico una interpretación de la composición y movimiento de los bloques tectónicos para el Mioceno Final. (Pág. 174).

13 Bloque Diagrama Geomorfológico:

Sobre un soporte geométrico en perspectiva cónica central, elaborado a partir del M.D.T. hemos realizado el dibujo del bloque diagrama con interpretación de la morfología actual ilustrado por el sistema de normales. (Pág. 176-177).

14 Mapa Geomorfológico:

El Mapa Geomorfológico a E. 1:50.000 está formado básicamente aplicando el Método de Cartografía Geomorfológica del Profesor J.

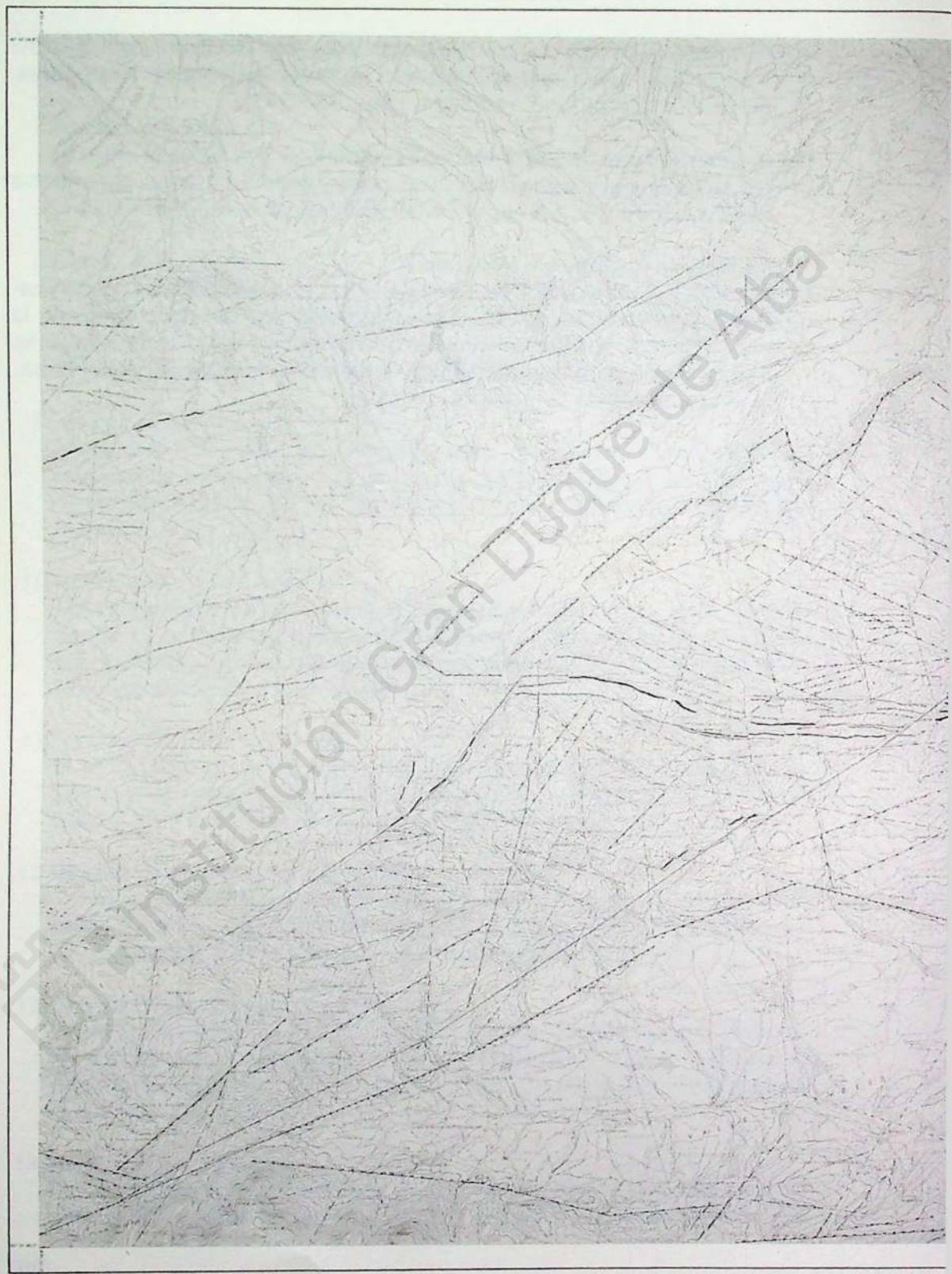
Tricart. La edición se ha realizado por offset con nueve colores: Negro, gris, siena, magenta, amarillo, marrón, rojo, y dos verdes. (Reproducción facsímil reducida. Págs. 354-355).

15 Bloques Perspectivos del Modelo Evolutivo:

Cuatro bloques diagrama sobre soportes geométricos en perspectiva cónica elaborados a partir del M.D.T. (Págs. 314-315, 316-317).

16 Ilustraciones, dibujos y fotografías:

Las ilustraciones y dibujos corresponden al desarrollo de determinados aspectos técnicos de contenido tectónico y estructural, y a la caricaturización de determinadas formas del relieve. Las fotografías se han utilizado para una mejor familiarización y visualización del paisaje geomorfológico como apoyo al texto.

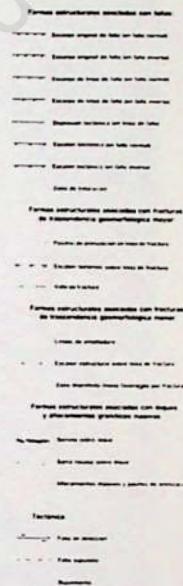


| | |
|-----|-----|
| 505 | 506 |
| 510 | 511 |

Dimensiones de figura en mm 1:1000



LEYENDA







Institución Gran Duque de Alba



Institución
Fundación
Cervantes
Gran Duque de Alba

Inst.