

**PREMIO "M<sup>a</sup> Jesús IBAÑEZ"**

**Resúmenes de las Tesis Doctorales  
premiadas en la Convocatoria de 1991**

---

## EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LA REGION DE GALLOCANTA (CORDILLERA IBERICA CENTRAL)

Francisco Javier GRACIA PRIETO

Dpto. de Estructura y Propiedades de los Materiales  
Universidad de Cádiz

**Resumen:** Se ofrece un resumen de la Tesis Doctoral del autor, en la que se estudian diversos aspectos de la geomorfología regional y evolutiva del sector central de la Cordillera Ibérica: superficies de erosión neógenas, modelado kárstico, depósitos de piedemonte (glacis), terrazas fluviales, endorreísmo y depósitos lacustres. Se establece finalmente la evolución geomorfológica del área de estudio, controlada en buena medida por la actividad tectónica neógena y por la evolución climática cuaternaria.

**Palabras clave:** Evolución geomorfológica, tectónica neógena, superficies de erosión, endorreísmo, glacis y terrazas.

**Abstract:** The paper represents a summary of the Doctoral Thesis of the author. It deals with several aspects related to the regional and evolutive geomorphology of the central sector of the Iberian Chain: neogene erosion surfaces, karst landforms, pediment deposits, fluvial terraces, endorheism and lacustrine deposits. Finally, the geomorphological evolution of the studied area is established, which is controlled by the neogene neotectonic activity and quaternary climatic evolution.

**Key words:** Evolutive geomorphology, neogene tectonic, erosion surfaces, endorheism, sediment deposits, fluvial terraces.

### LOCALIZACION Y OBJETIVOS

El área objeto de estudio se localiza en el sector central de la Cordillera Ibérica, incluyendo parte de las provincias de Teruel, Zaragoza y Guadalajara, abarcando un total de 2.700 km<sup>2</sup>. Geológicamente se incluye fundamentalmente en la llamada "Rama Castellana de la Cordillera Ibérica", entre la Cuenca del Duero (Depresión de

Almazán) y la Fosa de Teruel. Comprende parte de las tres alineaciones paleozoicas de dirección ibérica más importantes de la cadena (de NE a SW: Unidad de Herrera-Badules, Macizo de Ateca-Daroca y Sierra Menera), con sus depresiones intermedias. También incluye parte del conjunto de fosas neógenas de la Cordillera Ibérica centro-oriental: Depresión de Calatayud, Fosa del Jiloca y Fosa de Gallocanta. Los materiales aflorantes comprenden un amplio intervalo cronoestratigráfico, estando representados desde el Cámbrico hasta el Cuaternario. Las estructuras dominantes, de dirección ibérica (NW-SE), corresponden al plegamiento alpino y sus fases paroxismales tuvieron lugar a finales del Oligoceno. Las depresiones y fosas, postorogénicas fundamentalmente, están rellenas por materiales del Neógeno-Cuaternario.

Las mayores altitudes se localizan en las sierras de Menera (1.580 m), Palomera (1.350 m), Caldereros (1.420 m) y Santa Cruz (1.430 m), todas ellas de dirección ibérica. Las menores alturas corresponden a los valles fluviales (ríos Jiloca y Piedra, que surcan el área de Sur a Norte) y a la Laguna de Gallocanta que, localizada a 1.000 m de altitud, constituye el lago natural más extenso de la Cordillera Ibérica. Climáticamente el área presenta un carácter semiárido mesotérmico, con una precipitación media anual de 450 mm, repartida fundamentalmente durante la primavera y el otoño. La temperatura media anual es de 10° C para las zonas de sierras y de hasta 12° C para la depresión de Calatayud, con una amplitud térmica siempre superior a los 17° C.

El principal objetivo del trabajo es el establecimiento de la evolución geomorfológica del área de estudio. Para ello se ha realizado una cartografía geomorfológica de la zona a escala 1:50.000, que incluye las siguientes hojas: Used (n° 464), Daroca (n° 465), Odón (n° 490), Calamocha (n° 491), El Pobo de Dueñas (n° 515, tercio septentrional y extremo oriental) y Monreal del Campo (n° 516). Siendo ésta una zona cuya geomorfología ha sido ya tratada por otros autores con anterioridad, el estudio se centrará en el análisis de ciertos aspectos concretos que permitan un mejor conocimiento de la historia geomórfica de la región. Los aspectos que se han desarrollado con mayor detalle son los siguientes: superficies de erosión neógenas, karst, sistemas geomórficos deposicionales fluviales (glacis y terrazas) y endorreísmo. A continuación se ofrecen las conclusiones más importantes obtenidas del análisis de cada uno de los aspectos citados. Por último, se establecerá la evolución geomorfológica y neotectónica de la zona, deducida a partir de todos los datos aportados.

## SUPERFICIES DE EROSION

La cartografía geomorfológica de la zona ha permitido diferenciar tres superficies de erosión neógenas escalonadas. La más antigua ( $S_1$ ) aparece tanto en posición culminante (nivel de cumbres y replanos de las sierras de Menera y Caldereros), como exhumada (alrededores de Nuévalos). La datación de dicho arrasamiento es posible gracias a su enlace con las series miocenas del sinclinal de Alustante-Piqueras, al Sur de El Pobo de Dueñas. Tanto este dato como el de Nuévalos indican una edad Mioceno *s.l.*; por criterios regionales, hacemos identificar esta superficie de erosión con la conocida "discordancia aragoniense" (Mioceno medio), reconocida en diversos puntos de la Cordillera (Alberdi et al., 1985). Su origen quizá esté relacionado con una importante alteración de los materiales cuarcíticos de los horsts paleozoicos durante el Mioceno inferior. La interrupción de su elaboración tuvo lugar como consecuencia de la fase tectónica Neocastellana (Mioceno medio según Aguirre et al., 1976).

La superficie más extendida ( $S_2$ ) corresponde a la "Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica" (así bautizada por Peña et al., 1984). Está muy bien representada en todos los macizos calcáreos mesozoicos del área (Montes de Guisema, Sierra del Frontón, Sur de la Sierra de Caldereros, Sierra de San Cristóbal, Sierra Palomera, etc.), y está dislocada por diversos accidentes tectónicos, aunque no de forma importante. Enlaza con las llamadas "calizas del Páramo Inferior" (Depresión neógena de Calatayud), de edad Turolense (Adrover et al., 1982). En los alrededores del área ha sido también identificada por Moissenet (1976), Echeverría (1988) y Sanchez Fabre (1989). Lozano (1988) realiza un excelente trabajo de recopilación y síntesis sobre su distribución y génesis. Inicialmente debió de aprovechar la planitud existente previamente (Superficie  $S_1$ ), y su génesis debió de relacionarse con procesos de "desgaste criptokárstico" bajo un clima no muy húmedo. Los productos de esta alteración se acumularon en las cuencas neógenas en forma de calizas lacustres y travertinos en las épocas más húmedas, alternando con arcillas rojas (terras rossas transportadas).

En algunos márgenes montañosos de las depresiones aparece un pequeño arrasamiento encajado en el anterior, y que hemos dado en denominar "Superficie de bordes de cuencas neógenas",  $S_3$  (Gracia et al., 1988). Se localiza sobre todo en el borde oriental de la Depresión de Calatayud, pero también se puede identificar en el borde occidental de la Fosa del Jiloca, así como en otras zonas cercanas. Dicho arrasamiento enlaza perfectamente con las calizas del Páramo Superior (nivel de colmatación final de la Depresión de Calatayud) en Villarroya, de edad Rusciniense (Plioceno superior) según Adrover et al. (1982). Esta superficie, aunque mucho menos extendida que la anterior, también ha sido identificada en algunos lugares de la Cordillera (Zuidam, 1982; Peña et al., 1984).

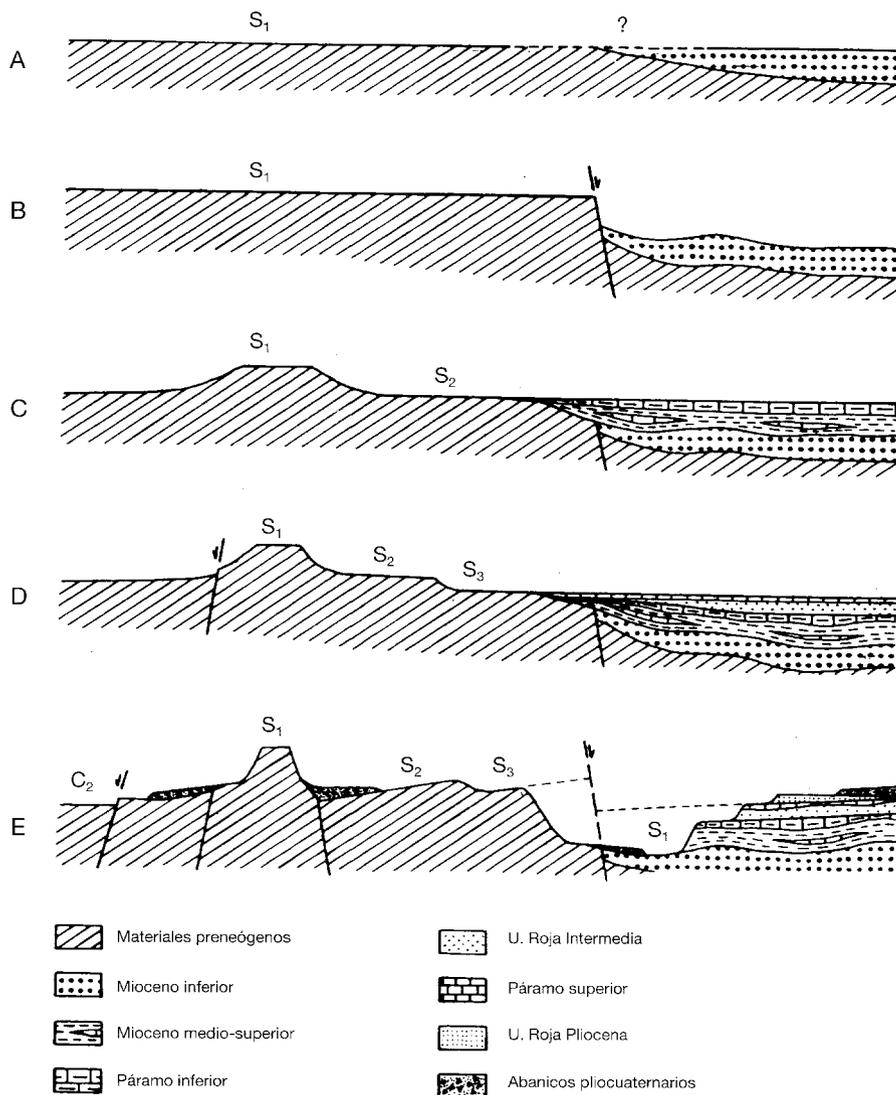


Figura 1.- Esquema general de evolución de superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica (Gracia, 1990b, ligeramente modificado de Gracia et al., 1988).

La génesis de esta superficie está en la interrupción local de los procesos de arrasamiento correspondientes a la Superficie de Erosión Fundamental, debido a una fase tectónica distensiva durante el paso Mioceno-Plioceno, que provocó el hundimiento de las cuencas intramontañosas. En otras cuencas no se produjo este hundimiento finimioceno, con lo que la superficie  $S_2$  siguió elaborándose a lo largo del Plioceno inferior. Durante el Plioceno superior las fases tectónicas "iberomanchegas" (Aguirre et al., 1976; Pérez González, 1979) interrumpieron definitivamente los procesos de arrasamiento regional de la Cadena (Fig. 1).

## MODELADO KARSTICO

Los macizos calcáreos mesozoicos del área, así como los niveles de "calizas de los páramos" en la Depresión de Calatayud, presentan una importante karstificación, dando formas tanto exo como endokársticas. Entre las primeras destacan una amplia variedad de lapiazes, así como diversos campos de dolinas (cuyo estudio morfométrico se desarrolla en Gracia, 1987). Entre las segundas sobresalen sumideros, surgencias y algunas grutas de desarrollo modesto.

El análisis geomorfológico de todas estas formas permite deducir una primera etapa de karstificación durante el Plioceno inferior, ya que afecta a las calizas del Páramo Inferior y es fosilizada por la Unidad Roja Pliocena "interpáramos". Origina campos de dolinas de gran tamaño (en Odón - Fig. 2 -, Tortuera y en El Villarejo), en su mayoría del tipo en cubeta, así como microkarstificaciones en el Páramo Inferior. Tras la sedimentación de la segunda unidad de páramo en la Depresión de Calatayud sobreviene una importante fase de karstificación que provoca la aparición de campos de dolinas nuevos (como en Villarroja), reactivando posiblemente algunas de las previamente formadas (campos de Odón y Tortuera). Coincidiendo probablemente con la primera etapa, se crearía la red de conductos endokársticos, grutas, etc., con un desarrollo irregular.

La primera etapa de karstificación se corresponde con el final de elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental ( $S_2$ ), resultado de unas condiciones de drenaje deficiente (por la escasa pendiente) e intensa infiltración. Estas condiciones se repiten después de la elaboración de la superficie  $S_3$ . Posteriormente, con el sucesivo encajamiento de la red fluvial y con el paso a un clima semiárido más extremo, se abandona en parte el aparato kárstico creado, subsistiendo entonces una leve reactivación local de los procesos de disolución, que han permanecido así hasta nuestros días. Algunas dolinas afectando a materiales holocenos, así como la construcción de edificios travertínicos a la salida de surgencias son las únicas muestras de la escasa actividad kárstica reciente.

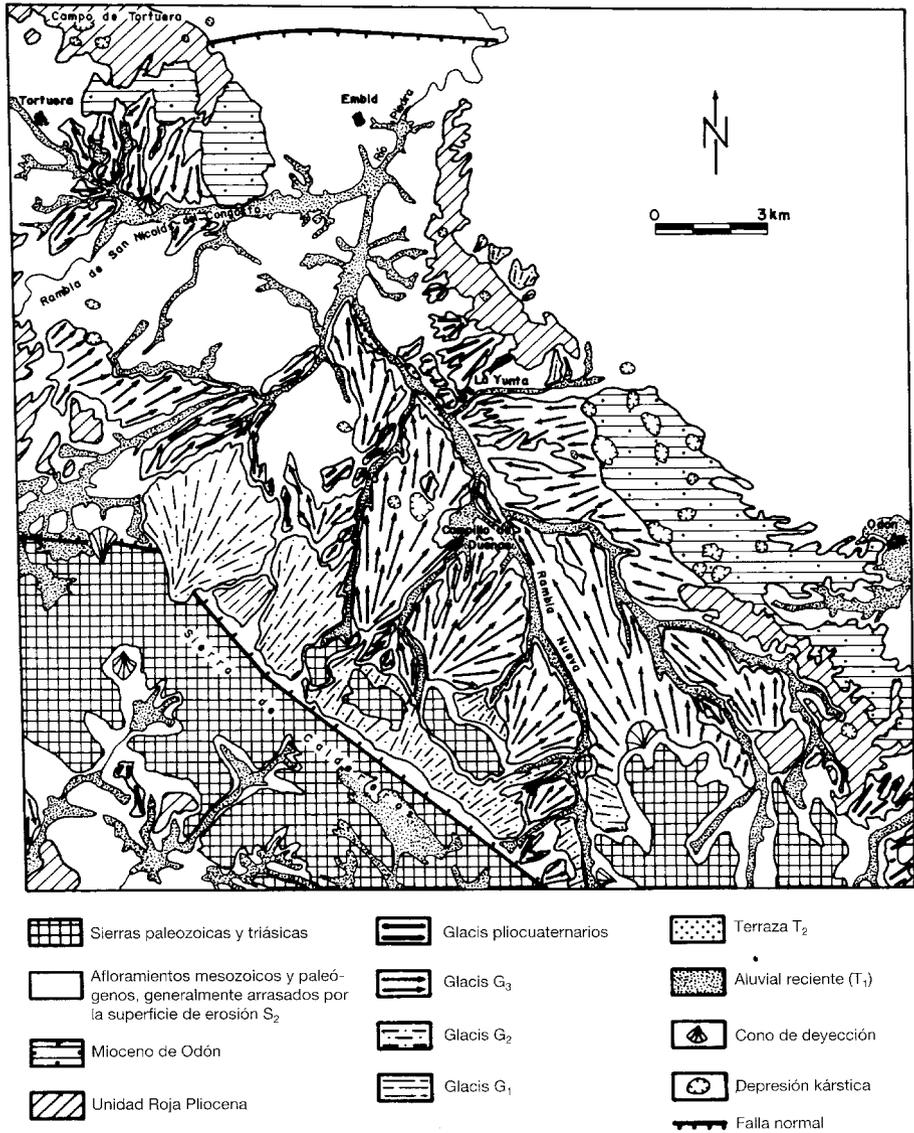


Figura 2.- Distribución de los glacis del piedemonte septentrional de la Sierra de Caldereros (Depresión de Odón).

## GLACIS Y TERRAZAS

Son los depósitos plioceno-cuaternarios más abundantes. Se localizan ocupando el fondo de las principales fosas neógenas del área (Fig. 3) y consisten en depósitos mayoritariamente detríticos. La Fosa del Jiloca o de Calamocha-Teruel presenta dirección N-S y está limitada al Oeste por tres grandes fallas de dirección ibérica que se relevan sucesivamente: Falla de Calamocha, Falla de Palomera y Falla de Concud-Caudé. El relleno principal de la fosa está constituido por glacis plio-cuaternarios, aunque localmente aparecen algunas formaciones pliocenas infrayacentes (Unidad Roja Pliocena, bien desarrollada en el tercio norte de la fosa, aunque deformada por la reactivación posterior de dichos accidentes).

Los glacis pliocuaternarios, asociados como en el caso anterior a la reactivación finipliocena de las principales fallas de borde, están constituidos por facies finas (limos, arcillas, carbonatos lacustres, etc.) y localmente hiladas de cantos en facies fluviales no canalizadas. Estas características indican un claro endorreísmo finiplioceno, de origen tectónico, al menos para el tercio Norte de la fosa, tal y como viene avalado por la existencia de niveles de turba intercalados en dichos depósitos (Gracia y Cuchi, 1989). Fuera de los ámbitos más subsidentes las facies son más groseras, aunque desarrollan abundantes niveles de caliches, relacionados con antiguos encharcamientos (Gracia et al., 1987).

El río Jiloca nace en Monreal del Campo, en los llamados "Ojos de Monreal" u "Ojos de Gilo", aunque actualmente canaliza las aguas del manantial de Cella. Aguas arriba de Monreal, la fosa no presenta un modelado fluvial y su fondo coincide con el techo de los glacis pliocuaternarios. Aguas abajo de Monreal, el río Jiloca se encaja progresivamente en dichos glacis y en su valle aparecen cuatro niveles de terrazas y glacis cuaternarios escalonados, cuyas alturas relativas con respecto al cauce actual son: T<sub>1</sub>: + 1-2 m; T<sub>2</sub>: + 2-3 m; T<sub>3</sub>: + 5-8 m; T<sub>4</sub>: + 12 m. Una de las terrazas (T<sub>2</sub>) presenta en el sector Calamocha-Caminreal una potencia de más de 20 m y está constituida por un depósito travertínico (de edad -312.000 años, ±83.000, datado con el método U/Th) cuya génesis está relacionada con un hundimiento tectónico intrapleistoceno y con la existencia de manantiales artesianos en Fuentes Claras, con aguas cargadas en carbonato cálcico (Gracia y Cuchi, 1989).

En la Fosa de Daroca (de dirección NW-SE, encajada en la Depresión de Calatayud) se distingue una Unidad Roja Pliocena rellenando la depresión, que a techo aparece modelada en glacis ("Glacis Pliocenos Culminantes"). En ella se encajan amplios glacis pliocuaternarios, desarrollados como consecuencia de la reactivación finipliocena de la Falla de Daroca (accidente principal que limita a la fosa por su borde NE) y colgados hasta + 50 m con respecto al cauce actual del río. Finalmente, aparecen los cuatro niveles de terrazas fluviales encajadas, asociadas al río Jiloca, y

con las siguientes alturas con respecto al lecho fluvial: T<sub>1</sub>: + 1,5-2 m; T<sub>2</sub>: + 3-5 m; T<sub>3</sub>: + 6-8 m; T<sub>4</sub>: + 9,5-13,5 m.

En la Fosa de Gallocanta y en la Depresión de Odón aparecen depósitos pliocenos similares a los de las fosas ya citadas (Unidad Roja Pliocena), no relacionados con la red fluvial actual, así como glaciais pliocuaternarios y cuaternarios encajados. En Gallocanta aparecen tres niveles de glaciais cuaternarios que enlazan con terrazas lacustres correspondientes a la Laguna de Gallocanta. En la Depresión de Embid-Odón se desarrollan también tres niveles de glaciais cuaternarios, asociados a terrazas fluviales del río Piedra y que forman el piedemonte septentrional de la Sierra de Caldereros (Fig. 2).

En cuanto al paso endorreísmo-exorreísmo, hay que indicar que la captura fluvial de las depresiones neógenas en la Cordillera Ibérica no fue simultánea y general, sino que estuvo en gran parte controlada, tanto espacial como temporalmente, por los movimientos tectónicos locales pliocenos y cuaternarios. Así, el bajo Jiloca se individualizó en el Pleistoceno inferior, capturando posteriormente a la Fosa de Calamocha-Teruel; la cuenca alta del río Piedra probablemente se jerarquizó en el Pleistoceno medio-superior. Finalmente, la Fosa de Gallocanta todavía no ha sido capturada.

## ENDORREISMO

El principal foco endorreico de la Cordillera Ibérica está constituido por la Depresión de Gallocanta, de unos 550 km<sup>2</sup> de extensión y que incluye más de 20 lagunas. Al igual que las fosas ya citadas, la Depresión de Gallocanta tiene origen tectónico y se formó durante el episodio distensivo finiplioceno, dando lugar a una amplia zona lacustre desarrollada al pie de la Falla de Valdelacasa (Fig. 3). La permanencia del ámbito lacustre hasta la actualidad se debe a causas climáticas (carácter semiárido de la zona), litológicas (substrato impermeable formado por arcillas pliocenas y yesos triásicos) y topográficas (el fondo de la fosa se encuentra a 1000 m de altitud y en una zona alejada de los principales colectores fluviales).

La Laguna de Gallocanta, de 14,4 Km<sup>2</sup> de extensión, es la mayor de las presentes en la depresión y muestra un alargamiento NW-SE, paralelo al de la fosa, con 7,7 km de longitud por 2,8 km de anchura, y una profundidad máxima de 2 m, variable estacionalmente. Su caudal fluctúa dependiendo de la pluviometría de la zona, mostrando un tiempo medio de respuesta hidrológica de 0,3 - 2,4 años (Comín et al., 1990). Presenta alimentación subterránea y sus aguas son saladas, fruto de aportes procedentes del Keuper salino infrayacente.

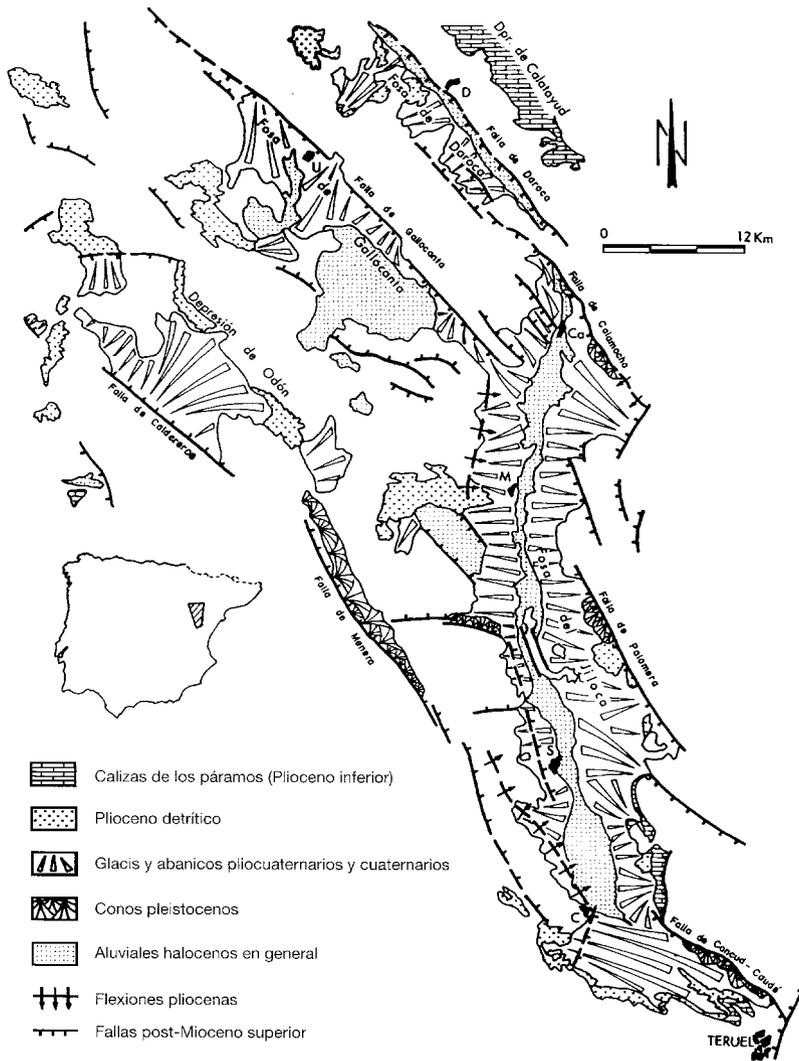


Figura 3.- Esquema general de las fosas neógenas del sector central de la Cordillera Ibérica. D: Daroca; U: Used; Ca: Calamocha; M: Monreal del Campo; S: Santa Eulalia; C: Cella.

Las fluctuaciones de caudal tanto estacionales como plurianuales se reflejan en las micro y mesoformas litorales (suelos salinos, playas, flechas, bahías, etc.), que progradan o son inundadas según las épocas (Gracia, 1990a). Por otro lado, diversos niveles de terrazas cuaternarias escalonadas marcan la antigua extensión del lago en tiempos pasados, señalando una progresiva restricción del ámbito lacustre a lo largo del Pleistoceno; sus alturas con respecto al nivel actual de la laguna son: Tl<sub>1</sub>: + 1-1,5 m; Tl<sub>2</sub>: + 3-4 m; Tl<sub>3</sub>: + 5-8 m. Sus depósitos, de carácter detrítico fundamentalmente, corresponden a cuerpos sedimentarios de origen litoral (barras, playas, etc.) que muestran complejos patrones progradantes y erosivos, reflejando sucesivas fluctuaciones cuaternarias del nivel del lago.

En lo que se refiere a otras lagunas del área, existe una gran diversidad dependiendo de su génesis y de su situación geomorfológica. Así, aparecen lagunas permanentes, efímeras, de agua dulce (cuyo origen suele ser kárstico sobre calizas mesozoicas: La Zaida, Lagunas de Tortuera, Lagunas de La Yunta-Odón, etc.), o bien de agua salada (cuyo origen kárstico se relaciona con un sustrato salino: Balsa Grande de Santed), colmatadas (Depresión lacustre de Mierla, de origen tectónico, al SW de Monreal del Campo), parcialmente capturadas por la red fluvial, etc.

## EVOLUCION GEOMORFOLOGICA

A lo largo del Oligoceno superior-Mioceno inferior se fue labrando en las sierras del sector central de la Cordillera Ibérica una amplia superficie de erosión, S<sub>1</sub>, probablemente relacionada con procesos de meteorización química. Con la fase tectónica Neocastellana se interrumpió este aplanamiento. Dicha fase provocó un movimiento vertical de bloques, elevando en parte las alineaciones paleozoicas (a favor de los grandes accidentes que las articulan) y rehundiendo la Depresión neógena de Calatayud.

Durante el Mioceno superior continuó la sedimentación lacustre en la Cuenca de Calatayud. Paralelamente, en las sierras circundantes se fue labrando una nueva superficie de erosión (S<sub>2</sub>, Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica), encajada en la anterior y elaborada mediante procesos de meteorización química durante épocas húmedas (karstificación en las sierras calcáreas) y arrastre mecánico de alteritas durante épocas áridas. La alternancia climática de fases húmedas y secas durante el Mioceno superior y la existencia de un aplanamiento previo sobre el que elaborarse, son factores que contribuyeron a que esta superficie alcanzase una gran perfección a finales del Turoliense. Mientras, en la Cuenca de Calatayud se registró una sedimentación cíclica, consistente en una alternancia de niveles carbonatados (correlativos a los episodios de karstificación de las sierras) y niveles detríticos rojos

(producto del desmantelamiento de las alteritas y terras rossas generadas en las sierras). El aplanamiento también se vio favorecido por una leve pero continuada inestabilidad tectónica, que mantuvo el gradiente necesario para que los procesos de denudación actuaran sin interrupción.

A finales del Turoliense tuvo lugar un pequeño episodio tectónico de importancia muy desigual según las zonas. En la Cuenca de Calatayud este episodio, de cierta magnitud, provocó un rehundimiento de la depresión; la consiguiente desconexión entre la superficie  $S_2$  y las calizas del Páramo Inferior llevó a la elaboración de una nueva superficie de erosión,  $S_3$ , encajada en la anterior. La colmatación de la cuenca se alcanzó a finales del Rusciniense con la sedimentación de las calizas del Páramo Superior. En otras zonas de la Cordillera en las que no se registró la pulsación finituroliense, la elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental continuó, sin producirse desdoblamientos. Del mismo modo, en otras cuencas (como la de Alfambra-Teruel) la sedimentación carbonatada se prolongó de forma continuada desde el Turoliense hasta finales del Rusciniense. Durante este periodo se produjo la karstificación de los macizos calcáreos, con la formación de amplios campos de dolinas, grutas, etc.

En el paso Plioceno inferior-superior la inestabilidad tectónica culminó con un importante episodio distensivo. De este modo se generó la Fosa de Daroca, de dirección ibérica, encajada en la Depresión de Calatayud, y que se fue rellenando durante el Plioceno superior por una serie detrítica roja. En otras zonas este episodio tectónico produjo la interrupción definitiva de los procesos de aplanamiento, así como una reactivación de algunos accidentes alpinos, que individualizaron pequeñas áreas deprimidas (en Calamocha, Gallocanta, Odón, etc.). En dichas depresiones se acumuló una formación detrítica (Unidad Roja Pliocena), formada por terras rossas procedentes del importante episodio kárstico rusciniense. Los caracteres sedimentológicos de esta unidad señalan una pronunciada aridez para esta época (Plioceno superior).

La inestabilidad tectónica culminó a finales del Plioceno con un nuevo episodio distensivo, este de gran intensidad, que individualizó tres depresiones tectónicas totalmente nuevas: Fosa del Jiloca (de dirección N-S y controlada por fallas NW-SE), Fosa de Gallocanta (de dirección ibérica y controlada por la Falla de Valdelacasa) y Fosa o Surco de Odón (controlado por la Falla de Caldereros, de dirección ibérica). Esta fase también provocó la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental. Dicho episodio tectónico llevó al desarrollo de los amplios abanicos y glaciares pliocuaternarios, extendidos al pie de las principales fallas reactivadas. En el Surco de Odón y Sierra de Caldereros se formaron extensas orlas de abanicos coalescentes. En la Fosa de Daroca aparecen como conos encajados en el relleno plioceno, fosilizando a la principal falla de la fosa. En la Fosa del Jiloca se desarrollaron amplios

pie demontes al pie de las principales sierras circundantes. En el extremo Norte de la Fosa del Jiloca los glaciares pliocuaternarios confluían en una zona endorreica, en la que se depositaron limos y calizas con niveles de turba. La Fosa de Gallocanta también presentaba un carácter endorreico. Climáticamente estos glaciares se inscriben en un ambiente semiárido, representando el paso desde las condiciones áridas pliocenas a las fases frías pleistocenas.

Durante el Pleistoceno inferior se produjeron algunos movimientos tectónicos distensivos de escasa magnitud, que provocaron algunas deformaciones en los glaciares pliocuaternarios. En el tercio Norte de la Fosa del Jiloca tuvo lugar un hundimiento importante de estos glaciares, que llevó asociado el afloramiento de aguas subterráneas sobresaturadas en carbonato cálcico, lo cual provocó la formación de lechos travertínicos. En esta época se produjo la captura fluvial de la Fosa del Jiloca por el río del mismo nombre; también se individualizó entonces el río Piedra, drenando el piedemonte septentrional de la Sierra de Caldereros.

En la Fosa de Gallocanta se desarrolló, durante el Pleistoceno inferior, un área endorreica de carácter lacustre, cuya extensión se fue reduciendo a lo largo del Cuaternario, debido tanto a procesos kársticos como a una progresiva aridificación climática. Esta reducción se reflejó en una fragmentación del lago en varias lagunas de diverso tamaño. La salinización de las aguas de la Laguna de Gallocanta está relacionada con surgencias salinas existentes en sus proximidades.

Las fluctuaciones climáticas cuaternarias y el encajamiento de la red fluvial ha llevado al desarrollo de los diversos niveles de glaciares y terrazas encajados reconocibles en las cuencas del área. En la Fosa del Jiloca los travertinos de Fuentes Claras experimentaron un crecimiento continuado hasta el Pleistoceno medio. Dicho crecimiento pudo estar ligado a un proceso de subsidencia tectónica. Los travertinos fluviales fueron abandonados y disectados por el río Jiloca durante el Pleistoceno superior. Por su parte, en la Cuenca de Gallocanta, los diversos niveles de glaciares encajados se relacionan con las sucesivas fluctuaciones de nivel que sufrió la Laguna de Gallocanta, y con su progresiva restricción.

En épocas históricas y recientes las oscilaciones climáticas han provocado la generación de varios episodios de regularización de laderas, así como algunos movimientos de masas en vertientes, localizados en zonas de litología favorable o de altas pendientes. Algunos movimientos tectónicos recientes, así como una latente sismicidad actual, señalan la permanencia de una cierta actividad tectónica ligada a las principales fallas que limitan a las fosas.

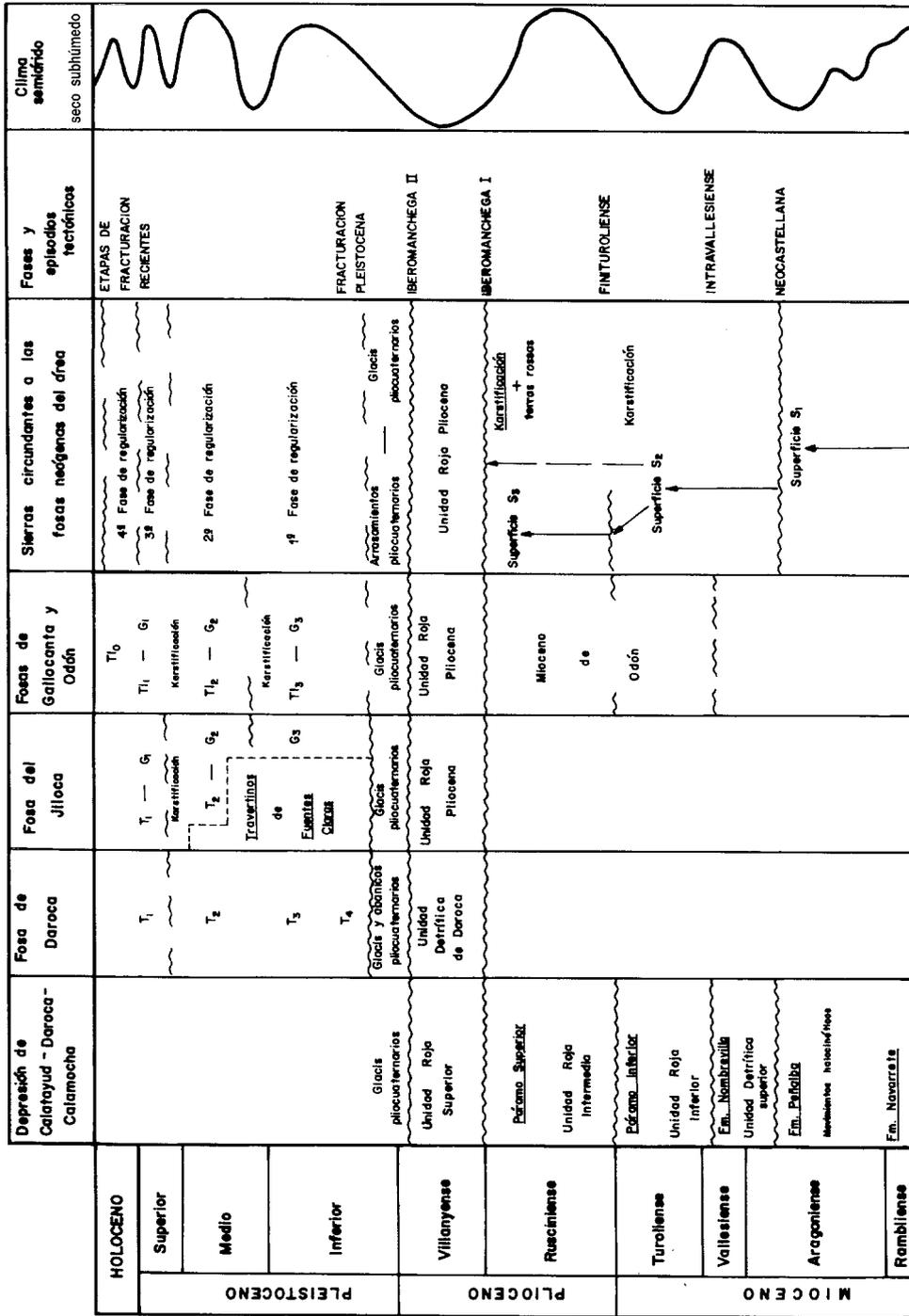


Figura 4.- Evolución geomorfológica general del área de estudio durante el Neógeno-Cuaternario.

Por último, en la actualidad dominan los procesos erosivos, fruto del clima semiárido reinante en la zona. Mientras, en la Laguna de Gallocanta las pequeñas fluctuaciones climáticas históricas controlan las oscilaciones del nivel de las aguas, donde la dinámica eólica y el oleaje desencadenan diversos procesos de erosión y sedimentación litoral.

En la Figura 4 se reproduce un esquema simplificado de la evolución geomorfológica del área de estudio.

## BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; FEIST, M.; HUGUENEY, M.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1982): "L'âge et la mise en relief de la formation détritique culminante de la Sierra Pelarda (province de Teruel, Espagne)", *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 295, Série II, 231-236.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española", En, M.T. Alberdi y E. Aguirre (Eds.): *Miscelánea Neógena*, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 5, 7-29.
- ALBERDI, M.T. et al. (1985): "Approach to the spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation", *VIIIth. Congress on the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*, Hungarian Geological Survey, Budapest, 348-350.
- COMIN, F.A.; JULIA, R.; COMIN, M.P. & PLANA, F. (1990): "Hydrogeochemistry of Lake Gallocanta (Aragón, NE Spain)", *Hydrobiologia*, 197, 51-66.
- ECHEVERRIA, M.T. (1988): *Geomorfología de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las depresiones de Calatayud y Almazán y su reborde soriano*, Tesis Doctoral, Fac. Filosofía y Letras, Universidad de Zaragoza, 969 p.
- GRACIA, F.J. (1987): "Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica", *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 119-134.
- GRACIA, F.J.; GUTIERREZ, M. y SANCHO, C. (1987): "Las costras calcáreas pliocuaternarias de Villafranca (Fosa de Calamocha-Teruel)", *VII Reun. Cuaternario*, AEQUA, Santander, 279-282.
- GRACIA, F.J.; GUTIERREZ, M. y LERANOZ, B. (1988): "Las superficies de erosión néogenas en el sector central de la Cordillera Ibérica", *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), 135-142.
- GRACIA, F.J. y CUCHI, J.A. (1989): "Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica)", *2ª Reun. Cuaternario Ibérico*, AEQUA-GTPEQ, Madrid (en prensa).

- GRACIA, F.J. (1990a): "Evolución morfológica reciente de la Laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)", *I Reun. Nac. Geomorfología*, S.E.G., Teruel, T.II, 277-287.
- GRACIA, F.J. (1990b): *Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 691 p. y 6 mapas (inédita).
- LOZANO, M.V. (1988): *Estudio geomorfológico de las sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*, Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y letras, Universidad de Zaragoza, 758 p. (inédita).
- MOISSENET, E. (1976): "Les aplanissements partiels sur les calcaires de la Chaîne Ibérique orientale", In: *Cônes Rocheux. Mém. et Doc. de Geogr.*, Ed. du C.N.R.S., Paris, 1985, 127 - 139.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turoleses, Exma. Dip. Prov. Teruel, 149 p. y 1 mapa.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979): "El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trab. Neóg. Cuat.*, 23 - 36.
- SANCHEZ FABRE, M. (1989): *Geomorfología de la Depresión de Alfambra - Teruel - Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral. Fac. Filosofía y Letras, Univ. de Zaragoza, 926 pp.
- ZUIDAM, R. van (1982): "Relief development in the Cariñena - La Almunia - Daroca area, Zaragoza and Teruel provinces", *ITC Journal*, vol. 1982 - 3, 251 - 260.