

EL SECTOR DEL PANTANO DEL QUIPAR

Estudio Geomorfológico

por

FRANCISCO LOPEZ BERMUDEZ

1. CARACTERES GENERALES

En la zona centroseptentrional de la provincia de Murcia, se halla este sector de geología y morfología extraordinariamente variada. En **él** **aflo-**ran gran número de formaciones litológicas que con frecuencia presentan marcados cambios de facies; las complicaciones estructurales son en muchos casos acentuadas, la variedad de formaciones cuaternarias es notoria, de ahí el interés que presenta su estudio.

Se trata de dos grandes conjuntos **tectónicos**, el primero el **antepaís** prebético con las sierras calizodolomíticas del Molino (829 m.) y de Palera (654 m.); el segundo es el subbético que constituye el frente de cabalgamiento, con el Almorchón (768 m.) y una amplia zona fundamentalmente margosa.

Es un sector en el cual, gracias a las alteraciones climáticas **cuaternarias**, al clima mediterráneo actual y a los diversos procesos de erosión rápida que le están ligados (arroyamiento, bad-lands, descarnamiento de terrenos, desmoronamientos), las formas estructurales son cinceladas. Un cierto número de fenómenos han dejado una marca evidente en el relieve, siendo, al parecer, uno de los más importantes la acción de las aguas corrientes, que en ocasiones se han hundido en profundas gargantas **epigénicas** en las masas calizas, tal es el caso de los ríos Segura, Quípar y Argos.

La intensidad del papel desempeñado por cada uno de los procesos en las diferentes épocas, constituye un difícil problema de cronología cuaternaria en el SE español.

La bibliografía existente sobre la comarca en la que se halla enclavado el sector, es relativamente abundante en el aspecto geológico y prácticamente inexistente en los aspectos morfológicos. En el primer aspecto merece destacarse los estudios de Fallot y Bataller (1933), que esbozan la geología del frente de cabalgamiento subbético entre Cieza y Calasparra, considerándolo como prolongación del señalado por Nicklés en la S." de la Sagra. Fallot (1945) dejó numerosas observaciones tectónicas, que tienen gran valor en las estructuras generales del sector. Brinkmann y Gallwitz (1950) estudiaron y expusieron sus conclusiones tectónicas acerca de las regiones externas del Prebético, apuntando que los movimientos preburdigalienses y las dislocaciones intramiocénicas afectaron con gran intensidad a todo el N. de la provincia. Almela y Ríos (1955) fundamentan aún más las hipótesis de Fallot sobre el estilo de mantos corridos de las formaciones jurásicas y trazan un esquema tectónico.

Dupuy de Lôme y Marín de la Bárcena (1962) realizan un sucinto estudio de los más importantes accidentes y elementos tectónicos de la zona de Calasparra, tratando de establecer su enlace con las grandes unidades de la tectónica regional. Por último, Paquet (1963, 1969), sitúa el cabalgamiento subbético al S. del río Segura, modificando la hipótesis de Fallot que lo colocaba al N.; este retroceso lo basa en un minucioso estudio **estratigráfico** de las facies neógenas de la región entre Calasparra y Cieza, y en un detallado estudio tectónico del O. de la provincia.

La investigación la hemos llevado a cabo a base de intensos recorridos, con recolección y comparación de numerosos datos. Este proceso lo hemos complementado con la utilización, adaptación y revisión de los estudios geológicos anteriores, así como con el estudio analítico de la fotografía aérea. El resultado se ha concretado en las notas que siguen a continuación y en el mapa morfológico que se inserta.

2. LA ESTRUCTURA

2.1.: El *dominio* Prebético (figs. 3 y 4)

Formado por terrenos secundarios y terciarios, situado al N. y debajo del manto subbético, presenta unas facies lagunar nerítica o continental,

con material detrítico procedente de la denudación de la Meseta. Hacia el S., este Prebético evoluciona hacia facies de tipo subbético marino, todavía muy cargado de material detrítico.

El Prebético de este sector constituye la prolongación oriental de la zona Caravaca-Moratalla; autóctono y poco afectado por la **tectónica tangencial**, salvo en su sector mendional, en el contacto con el subbético corrido, allí donde ha sufrido los efectos mecánicos de la invasión de mantos: zona extendida al pie de la Sierra del Molino y Palera.

Fallot situaba el frente de cabalgamiento subbético al N. del río Segura; este frente desaparecía bajo las **margas** vindobonienses del sinclinal de Campana (situado al N. y fuera de nuestro sector). Dicho autor (1) asimilaba, en efecto, los relieves dolomíticos de esta sierra a las **dolomías liásicas** del subbético cabalgante.

Para Dupuy (2), esta estructura constituye un retazo del Subbético alóctono corrido hacia el N. a causa de un desplazamiento diferencial de las formaciones alóctonas, favorecido por la naturaleza plástica de las series triásicas inferiores. Paquet (3) ha podido precisar seriamente que la Sierra del Molino está constituida por **dolomías** del Cretáceo superior Prebético. El contacto anormal del frente de la capa subbética no se sitúa, pues, al N. del río Segura, sino al S. de esta sierra.

Dentro de este dominio, la Sierra del Molino (fig. 1) se nos ofrece como un ancho anticlinal dolomítico, asimétrico y ligeramente inclinado hacia el S. Domina el sector triásico situado al S. El eje anticlinal se prolonga por el O. en la pequeña Sierra de S. Miguel.

La Sierra del Molino se encuentra cortada en dos puntos por sendos cañones: el primero está situado a unos 1.500 m. al E. de Calasparra; aquí el río Argos la atraviesa en un corte no muy profundo. En la parte central de la sierra, el río Quípar, igualmente antes de alcanzar al Segura, ha abierto un cañón de varios cientos de metros de profundidad, en la

(1) FALLOT, P.: (a) *Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. pp. 171-172

(2) DUPUY DE LÔME, E., MARIN DE LA BARCENA, A.: *Mapa geológico de España*. 1:50.000. Hoja núm. 890. *Calasparra*, p. 62.

(3) PAQUET, L.: *Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne)*, p. 167.

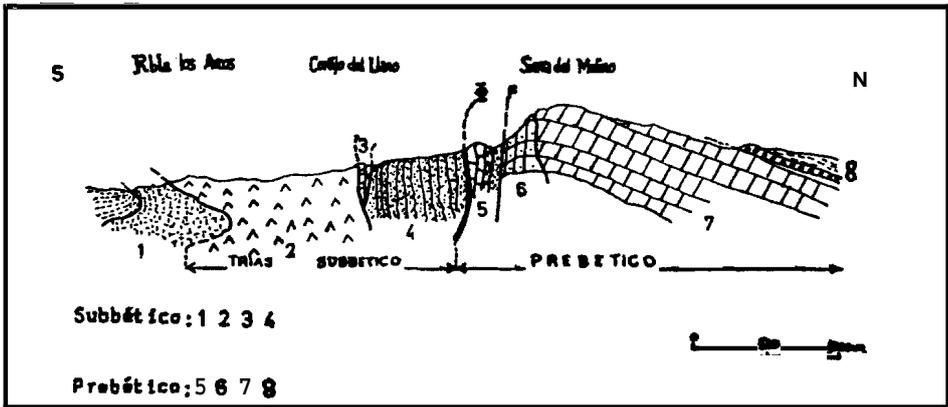


Fig. 1.—Corte geológico de la Sierra del Molino mostrando el Trías frontal subbético: Subbético: 1) margas del Albo-Aptiense; 2) margas yesíferas; 3) calizas negras; 4) areniscas. Prebético: 5) calizas lutecienses; 6) dolomías del Supracarpathian; 7) dolomías oscuras del Jurásico; 8) areniscas y calizas miocénicas.

masa dolomítica (fig. 5), esta abertura parece estar formada, en parte, por una falla de sentido N.-S.

El pliegue anticlinal de la Sierra del Molino es complejo: el flanco N (en su parte visible) tiene una débil pendiente y parece ser que ha deslizado por gravedad, en época reciente, sobre el Vindoboniense **transgresivo**; el flanco meridional es más complejo. Es casi vertical por su parte occidental, volcándose progresivamente hacia el S. para desaparecer al otro lado del río Quípar. Este derrumbamiento afecta las **dolomías** cretáceas, su cobertura eocena y los terrenos arrastrados del frente **subbético**. En la parte oriental, el anticlinal de la Sierra del Molino aparece muy laminado.

A la altura y al E. de la presa del Pantano, se descubre una falla vertical parcialmente recubierta de derrubios, que separa netamente las **dolomías** cretáceas de La Palera, de las calizas eocenas más al S. En este sector es también interesante la presencia de distintos fenómenos de **cobijaduras** que nos evidencia aún más la violencia tectónica del sector.

Al S. del Pantano se observa un importante pliegue sinclinal de sentido aproximado SO-NE, muy fracturado, el cual, por el Sur se continúa por un anticlinal paralelo igualmente fracturado. Hacia el E. el macizo anticlinal de La Palera se hace menos potente, sus capas cada vez más inclinadas y de menor potencia se alargan y quedan sepultadas bajo el Subbético cabalgante. En una distancia aproximada de 10 kms. al E. de

Calasparra, el **Triás basal** subbético se superpone a calizas y **margas** del Eoceno medio Prebético. En todo el frente subbético, las series **prebéticas** han sido fuertemente plegadas, por acción de los movimientos de cabalgamiento que afectaron todo el manto subbético. Esta disposición **tectónica** sobre la marcha y sucesión de capas, puede **perfectamente** observarse en el sector donde el Barranco de la Murta **cruza**, cerca de la Rambla del Cárcavo, en una clusa, el prolongamiento oriental del Almorchón: es el **Gargantón**.

En **resumen**, el Prebético **autóctono** del sector presenta unas series poco **potentes**, neríticas o continentales; está plegado en grandes **anticlinales** y **sinclinales** disimétricos y **presenta** numerosas fallas, fracturas y accidentes verticales. Tales fallas verticales han provocado la formación de un importante paleorrelieve entre Calasparra y Cieza entre el cual vino a morir la capa subbética.

2.2.: El Subbético (figs. 3 y 4)

En general, comprende un dilatado dominio comprimido entre dos antepaíses, el Prebético al N. y el Bético al S., dando como resultado su cabalgamiento sobre el primero. Comporta un substrato muy potente de Triás germano-andaluz en tres pisos: Werfeniense continental, arcilloso, con sales y yesos (Triás irisado); Muschelkalk marino, calizo y dolomítico y Keuper salobre.

Es extraordinariamente complejo desde el punto de vista **paleogeográfico** a causa de los frecuentes fenómenos de superposición. Sus sedimentos marinos presentan, aunque discontinuas, facies profundas, **batiales** y **pelágicas**.

A este dominio pertenece la zona situada al S. de la Sierra del Molino. Zona que ha sido diversamente interpretada. Para Dupuy de Lôme y Marín de la **Barcena** (4), pertenece al Cretáceo autóctono, aunque reconocen que en muchos lugares no es posible apreciar con exactitud su disposición tectónica. Fallot (5) emite una opinión mucho más matizada, atribuyendo este Cretáceo a un **elemento** tectónico superior del **Triás**. Para Paquet (6), que ha estudiado exhaustivamente la zona, el Cretáceo y el Eoceno que constituye en gran parte este sector (Los **Rameles**), tie-

(4) DUPUY DE LÔME, E.; MARIN DE LA BARCENA, A.: Op. cit. p. 61.

(5) FALLOT, P.: Op. cit., p. 167.

(6) PAQUET, J.: Op. cit., p. 173.

nen una independencia relativa en relación a su substrato triásico. Este hecho, según Paquet, es importante, ya que habitualmente se tiene la costumbre, como Fallot, de ligar el Trías margoso-yesoso, el Secundario y el Terciario del Subbético externo, cuando en esta zona las cosas son mucho más complejas ya que el Trías **basal** del Subbético, que aflora aquí ampliamente, es el resultado del apilamiento desordenado de varias series triásicas; de este hecho sólo se puede suponer (nunca **afirmar**) una continuidad estratigráfica entre el Trías **basal** y el Jurásico dolomítico y calizo en la parte externa de la cadena subbética.

En esta zona al S. de la Sierra del Molino se extiende ampliamente una banda triásica y cretácica en contacto anormal (al parecer en ventanas tectónicas).

El contacto frontal entre el Prebético autóctono y el Subbético **alóctono** está muy trastornado y volcado hacia el S., hecho que bien pudiera ligarse a los movimientos secundarios de los materiales salinos.

Al E del Pantano, la complejidad estructural aumenta. Se observa una zona triásica de relieves violentos, atormentados, donde entre las **margas** y yesos afloran pequeños islotes de materiales eruptivos, generalmente ofitas y doleritas. Destacan en este sector, en primer lugar, el macizo dolomítico del Almorchón, y en segundo lugar y al S. de éste, una zona esencialmente margosa muy atacada por la erosión: La **Murta-Salinas-Las Canas**, atravesada de S. a N. por los Barrancos de La Murta y de los Lobos.

En esta última zona, las **margas** irisadas con yesos del Trías subbético están muy mezcladas con **margas** cretáceas que aparecen en probable ventana, todo en un gran desorden estructural.

Unos **3,5 kms.** al E. del pantano, se alza un testigo jurásico corrido de innegable importancia, es el célebre macizo del Almorchón, que ya en 1855 llamó la atención de Vemeuil en su "Itinerario geognóstico en el SE de España". Fallot (7) lo propuso como ejemplo de "pliegue en silbato cepillado por su base".

Este pequeño macizo de un km² aproximado de superficie, se encuentra en el borde frontal del cabalgamiento subbético (fig. 6) con sus

(7) Fvvor, P.: Op. cit., p. 164.

1.500 m. de longitud, sus 750 de ancho y 768 m. de cota máxima, domina completamente las cercanías inmediatas. Bajo el punto de vista tectónico, **Falot** (8) observó el carácter mecánico del contacto de las **dolomías** y calizas de esta montaña con el Trías irisado subyacente; pensaba que las **dolomías** verticales a las cuales estaban asociadas las calizas Lutecienses, formaban el pliegue "cepillado en silbato".

Para **Dupuy** y **Marín** (9) el Almorchón es un retazo de la serie **alóctona** de la Sierra del Molino, que ha quedado hacia atrás desprendido de aquélla, de tal modo que entre ambas asoman en ventana el Eoceno y el Cretáceo del substrato. Recientemente, la compleja estructura del **Almorchón** ha sido estudiada por **Paquet** (10), siendo el resultado de sus observaciones que: las **dolomías** verticales no reposan sobre las **margas** abigarradas del Keuper; las calizas lutecienses no están asociadas a las **dolomías**, pero pertenecen únicamente al autóctono cabalgado; el Almorchón está formado por una serie jurásica bastante compleja, doblada en un vasto sinclinal reemplazado hacia el N. por un anticlinal con flanco norte tumbado. La pendiente del contacto que separa las **dolomías** liásicas de las **margas** del Keuper es prácticamente paralela a la estratificación. Ninguna ablación basal, ningún cepillado, pueden demostrarse de manera segura.

Paquet realizó unos cortes **seriados** N.-S. en el macizo a fin de explicar la estructura de este dispositivo tectónico; debido a su extraordinario interés, los reproducimos a continuación (fig. 2).

—Parte occidental del Almorchón (corte 1). Las **dolomías** grises macizas ($1_{2,1}$) están verticales. El contacto **dolomías** ($1_{2,1}$) sobre **margas** del Keuper ($t_{9,7}$) velado al S. por una superficie de derrubios. Al N. por el centro, el contacto es visible. Bajo las **dolomías** viene una masa de **margas** con yesos del Keuper ($t_{9,7}$) cabalgando la serie eoceno (e.) **prebética**.

—Corte 2 a unos centenares de metros al E. del precedente. El contacto meridional está siempre oculto por los derrubios. Al N. por el contrario, la naturaleza del contacto es más compleja. De N. a S. y de abajo arriba, se distingue:

(8) **FALLOT, P.**: Op. cit., p. 177.

(9) **DUPUY DE LÔME, E.**; **MARIN DE LA BARCENA, A.**: Op. cit., p. 62.

(10) **PAQUET, J.**: Op. cit., p. 175.

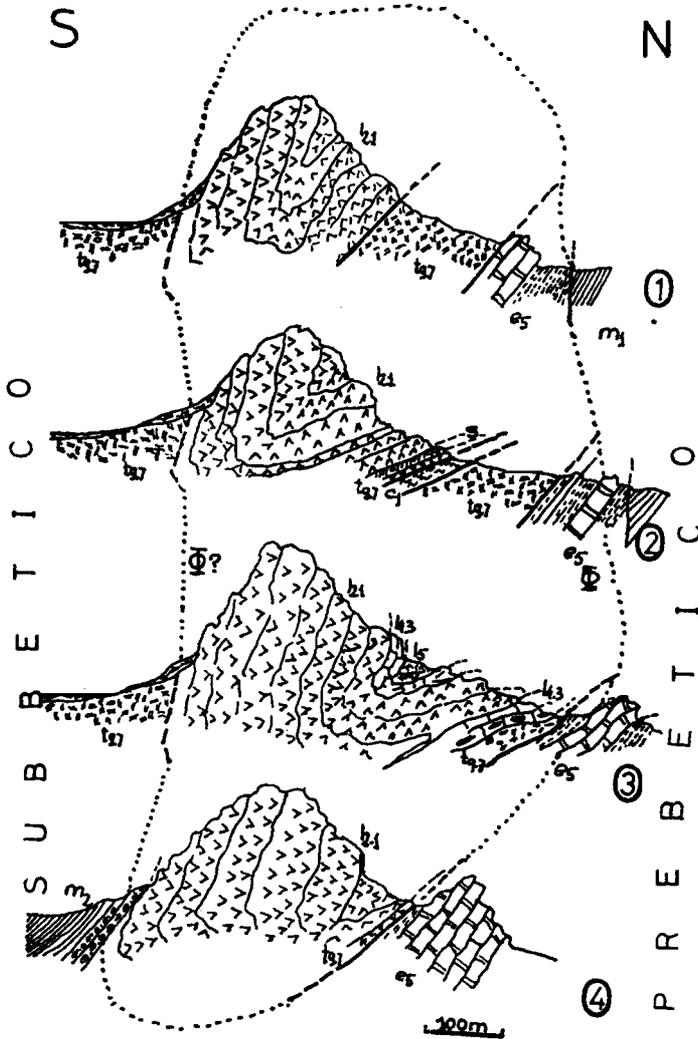


Fig 2.—Cortes seriados del Almorchón, según Paquet (1969): Prebético. e5: Luteciense; m1: Burdigaliense. Subbético. t9-7: Keuper; 12-1: Infalias y base del Lias inferior; 14-3: Lias inferior y medio; 15: Toarciense; c1: Albiense; Φ Contacto anormal frontal del Subbético.

e_5 : la serie caliza y margosa del Eoceno prebético;

$t_{9,4}$: una primera masa de margas con yesos del Keuper en posición cabalgante;

c_1 : una lámina de margas verdes del Cretáceo inferior;

$t_{9,7}$: algunos metros de margas con yesos y ofitas muy alteradas del Keuper;

1_{2,1} : una importante masa de **dolomías** grises con neta estratificación del Infralías.

Las **dolomías** liásicas del Almorchón cabalgan pues el autóctono **prebético** por intermedio de un zócalo triásico.

—Parte oriental del Almorchón (cortes 3 y 4). El corte 3 pone bien de **manifiesto** la estructura de este macizo que está intensamente plegado y presenta numerosos accidentes internos que reducen considerablemente el **espesor** de algunos de sus pisos. Al N. se descubre siempre el cabalgamiento Φ del subbético sobre el Prebético.

El corte 4, próximo al precedente, muestra también las calizas eocenas del Prebético (e.) cabalgadas por las **dolomías** del Almorchón y no en transgresión sobre ellas como indicaba **Fallot**. Al S. las calizas molásicas y las **margas** areniscosas vindobonienses postorogénicas reposan en transgresión sobre las dolomías,

En resumen, todo este sector al S. y al E. del Pantano del **Quípar** reposa sobre el Trías subbético **basal** que cabalga al Prebético. Se trata esencialmente de una cobertura cretácea y eocena plegada y despegada, sobre todo en la zona frontal. Destaca un elemento tectónico importante, el Almorchón macizo **jurásico** que parece haberse desplazado hacia el N. y hasta el frente del cabalgamiento subbético.

3. LOS MATERIALES GEOLOGICOS

La estratigrafía de nuestro sector es extraordinariamente variada, tanto a causa de la diversidad de formaciones, como de los frecuentes cambios laterales (fig. 3). A estas dificultades vienen a sumarse la acción de los violentos esfuerzos tectónicos que apilan, dislocan y desfiguran las distintas formaciones, impidiendo en numerosas ocasiones, seguir y reconocer series **estratigráficas** continuas, por lo que resulta muy difícil establecer su auténtica identidad.

3.1. *El Trías.*

Las formaciones más antiguas del sector (prescindiendo de las rocas **eruptivas**) son las del Trías. Estos terrenos afloran abundantemente, sobre todo en el dominio Subbético. La sedimentación triásica, sobre un relieve paleozoico plegado y arrasado, adopta una serie de variantes tal, que lo hacen de una extraordinaria complejidad estratigráfica y tectónica.

Al S. de la Sierra del Molino aflora de Oeste a Este en una gran mancha el **Trías** que muestra una facies conocido por diversos autores como

"Trías germano-andaluz". En general se caracteriza por un gran desarrollo de las formaciones dolomíticas y "una acentuación de las facies abigarradas y yesíferas en el Bunt superior" (11). Las arcillas y yesos del Buntsandstein cabalgan el Cretáceo autóctono al S. de la Sierra del Molino como bien puede apreciarse en unas pequeñas ventanas tectónicas.

El **Muschelkalk** alcanza menos extensión que el piso anterior, está representado por una litología bastante uniforme de calizas negras. El Keuper presenta una facies de arcillas abigarradas muy yesíferas, ocupando una considerable extensión. La mayoría de los afloramientos de esta formación es de naturaleza diapírica y extrusiva (12). Este Keuper dió pie a unas pequeñas salinas que se explotan al Oeste del Pantano (fig. 6).

Considerable extensión abarca el Supra-keuper representado por unas potentes formaciones calizo-dolomíticas que constituyen la vertiente meridional de la Sierra del Molino y Palera. Su potencia del orden de los 200 m. puede medirse en los profundos tajos que los ríos **Quípar** (desde el Pantano a la confluencia con el Segura) y Segura (en los Almadenes) han abierto.

3.2. *El Jurásico.*

Durante este tiempo en algunos puntos de las Cordilleras Béticas y de su antepaís, hubo movimientos orogénicos que crearon algunas de las principales líneas directrices de la actual estructura. En esta época se discriminan las áreas Prebética, Subbética y Bética.

La serie **Jurásica** la encontramos al N. del **Patano**, constituyendo el armazón principal de las sierras del Molino y Palera, aparece como un potente paquete dolomítico en tonos grises oscuros, con algunas **intercalaciones margosas**. De este Jurásico (correspondiente ya al Subbético **alóctono**) destaca por su mole el Alnorchón, pliegue anticlinal con el flanco norte volcado y cabalgante.

3.3. *El Cretáceo.*

Forma la serie más compleja de todo el sector, tanto por su extensión superficial como por sus diferentes tramos y variaciones de facies y potencia. Representa el principio de un dilatado período de sedimentación muy rico en **margas**.

(11) DUPUY, E.; MARIN, A.: *Op. cit.*, p. 24.

(12) LOPEZ BERMUDEZ, F.: «Observaciones sobre un sector diapirico de la Vega Alta del Rfo Segura», p. 1.

Fallot (13) admite que la zona Subbética fue ocupada durante todo el Neocomiense por un mar hondo, más o menos batial, donde vivían las faunas clásicas de las cuencas alpinas. Existen en la zona dos facies profundamente diferenciadas, la Subbética al S. y la Prebética al N., entre ambas existen términos de transición que en opinión de Brickmann y Gallwitz (14) van de las facies estuarinas o salobres a las neríticas (areniscas marinas). La facies subbética consiste en un paquete margoso en el que se encuentran representados todos los pisos. Las potencias son considerables, estimándolas Navarro y Trigueros (15) en más de 400 m. En conjunto, la facies prebética es más arenosa y variada, con tipo sedimentario nerítico o litoral, mientras que la subbética se presenta como depósitos uniformes epicontinentales subsidentes.

El Cretáceo prebético de la vertiente septentrional de la Sierra del Molino, está constituido por dolomías de tonos grises de considerable espesor (unos 200 m.) y sobre ellos aparecen calizas compactas de tonos claros. El enlace entre el Cretáceo de esta sierra y el de la Sierra del Puerto (unos 4 km. más al N.) es probable, como señala Dupuy (16) que se realice sin solución de continuidad, debajo del sinclinal del Valle del Segura.

El Cretáceo subbético de la zona S. del Pantano, está caracterizado por una sedimentación bastante profunda e igualmente muy abundante en margas y margo-calizas de tonos claros, muchas veces enmascaradas por depósitos recientes, por los campos de cultivo y por la violenta disposición tectónica.

En el sector de Los Rameles (cota 395) aparece una importante superficie de despegue entre el Cretáceo y el Trías, aquí las margas del Cretáceo sup. reposan directamente sobre el Trías basal. Las hipótesis que pueden explicarnos este despegue del Cretáceo, las reduce Fallot (17) a dos interpretaciones: movimientos ciméricos en varias fases, o dislocaciones durante el Terciario que realizan contactos mecánicos independientes a los fenómenos de sedimentación, entre el Trías y los retazos desunidos que sobre él quedan esparcidos.

(13) FALLOT, P.: *El sistema cretácico en las cordilleras Béticas*, p. 79.

(14) BRINKMANN, R.; GALLWITZ, S.: *El borde externo de las cadenas béticas en el SE de España*, p. 268.

(15) NAVARRO, A.; TRIGUEROS, E.: «Problemas de las Béticas españolas», p. 445.

(16) DUPUY DE LÔME, E.: *Estudio hidrológico de la Provincia de Murcia. Término municipal de Calasparra*, ff. 63.

(17) FALLOT, P.: (b) op. cit., p. 86.

3.4. *El Terciario.*

En la depresión que separa al abrupto relieve del Almorchón de la prolongación de la Sierra de Palera, se observa un conjunto de calizas de tonos claros, areniscas calcáreas y **margas** verdosas, que contienen *Nummulites sp.*, y *Orbitolites sp.*; el conjunto de marcado carácter detrítico indica el Luteciense. La presencia de estos sedimentos tiene gran interés desde el punto de vista paleogeográfico. En el seno de los dominios Prebético y Subbético encontramos extensas zonas ocupadas por terrenos neógenos, su determinación es importantísima para discernir las principales fases orogénicas que tuvieron lugar (en la región), desde el Eoceno superior hasta principio del Mioceno superior.

Al S. de la Sierra del Molino, se encuentra una alargada banda de calizas molásicas y de **margas** blandas, del Mioceno inferior mientras que al N. de la misma sierra aparecen **margas** blandas del Tortoniense. A este piso también pertenecen las **margas** arenosas gris-azuladas de la zona del Gargantón, al N. de los relieves calizos del Almorchón.

Los depósitos **Pliocénicos** que se extienden al S. del sector, son terrenos de carácter detrítico constituídos, principalmente, por gravas y conglomerados calizos, que alternan con arcillas, arenas y **margas**. La poca consistencia de tales materiales, se refleja en la intensa erosión que han sufrido. En buena parte este Plioceno se halla recubierto por depósitos cuaternarios.

3.5. *El Cuaternario.*

Los depósitos cuaternarios presentan en el sector tres facies diferentes. El Cuaternario aluvial representado por formaciones detríticas que yacen al pie de la roca de donde proceden. Cuaternario diluvial, terrenos formados por la acción predominante de las aguas bravas de **escoorrentía**, son depósitos arcillosos con alternancias de gravas y **margas** arcillosas, que con frecuencia aparecen recubiertos de una costra travertínica. Finalmente, el Cuaternario aluvial que comprende los depósitos de gravas, arenas y conglomerados, situados en los cauces de los ríos y ramblas, y en las terrazas que jalonan el curso de los ríos Segura, Argos y Quípar.

4. LA 'MORFOGENESIS

4.1. *La erosión torrencial.*

Dos tipos de formas nos parecen ligadas directamente a las acciones torrenciales: barrancos y gargantas por un lado, y conos de deyección por otro.

4.1.1. *Conos de deyección.*

En la vertiente septentrional de la Sierra del Molino encontramos un neto y bien dibujado cono de deyección, de dimensiones aproximadas: **1.155** metros de longitud y **990** metros de anchura máxima, la pendiente media que presenta es del 8 %; se corresponde con la desembocadura de dos barrancos que le diseccionan, uno (el principal) es el Barranco de los Revolcadores que avena la mayor parte del flanco septentrional de la sierra, inciéndole profundamente por el lado suroccidental, el otro, de tan sólo algunos metros de profundidad por el lado oriental (fig. 7).

Su génesis supone la existencia de unos períodos de erosión lineal que explican el encajamiento sucesivo de los dos barrancos actuales. Una erosión intensa sobre las calizas y **dolomías** del Cretáceo, gracias esencialmente a precipitaciones brutales y a un arroyamiento abundante. Actualmente la evolución de estos conos está bloqueada, bien sea porque las precipitaciones son insuficientes, o bien porque las posibilidades de infiltración kárstica son demasiado grandes. Al contrario, en la época de su formación, estos dos factores concurrían en la erosión areolar pero ¿en qué época? Nos inclinamos a que su realización pudo ser prewürmiense, aunque las costras superiores que en otros conos de la región aparecen, pueden asociarse a un período relativamente húmedo del alternante clima del Würm.

La acumulación detrítica que forma este cono es heterogénea, los materiales de hasta **25** cm. de diámetro y angulosos, constituyen una brecha de ladera de origen en parte coluvial, con matriz arcilloso-calcárea.

Dentro del dominio morfológico de los talwegs, hay que destacar la existencia de numerosas ramblas y barrancos muy encajados en los **pie**demontes o llanos aluviales, que han originado conos deltaicos actuales, tal es el caso de la Rambla del **Cárcavo**, al E. del sector estudiado y de las

ramblas (sin nombre) confluyente en el Río Quípar por su margen izquierda, 2,5 km. al S. del Pantano (v. mapa morfológico, 4).

4.1.2. Barrancos, gargantas y cañones.

La presencia de estas formas tan usuales en este sector, como se echa de ver en el mapa morfológico, es un aspecto íntimamente ligado a la morfogénesis de las calizas y de las rocas blandas (**margas** y arcillas fundamentalmente).

La intensidad y las modalidades de su profundización en el transcurso del Cuaternario se han continuado, en buena parte, en la actualidad (al menos durante las estaciones lluviosas).

Todos se hallan encajados a partir de la superficie de una llanura o meseta: superficie estructural a veces, como son los casos de los profundos cañones de los Almadenes de casi 4 km. de longitud y más de 150 de profundidad, cañón del Argos al entallar la extremidad occidental de la Sierra del Molino y cañón del Quípar en la parte media de la misma sierra antes de alcanzar al Segura, de vanas centenas de metros de profundidad; superficie de erosión lo más frecuente, tal es el caso de las profundas incisiones del Barranco de los Lobos, Rambla del Cárcavo y Rambla de los Arcos. En la confluencia del Baranco de los Lobos y la Rambla del Cárcavo, el encajonamiento ha sido muy rápido e intenso, por la proximidad del nivel de base local, la mayor alimentación y el juego de la tectónica: es el Gargantón.

La zona de la Murta-Salinas (el E. del sector) es esencialmente **margosa** y atacada profundamente por la erosión, la intensa tectonización de esta unidad margosa favorece su denudación por los numerosos barrancos que la cruzan. Esta cuenca de la Murta es la que hacia el N. se convierte en el Gargantón.

Los tres cañones observados se encajan en zonas de fractura y casi siempre siguen las direcciones fundamentales de los accidentes **tectónicos** y de la red de plegamientos.

4.2. Los *taludes*

Los **derrubios** de gravedad que se **acumulan** sobre las empinadas vertientes o bajo las cornisas rocosas, se hallan en gran profusión en las **ver-**

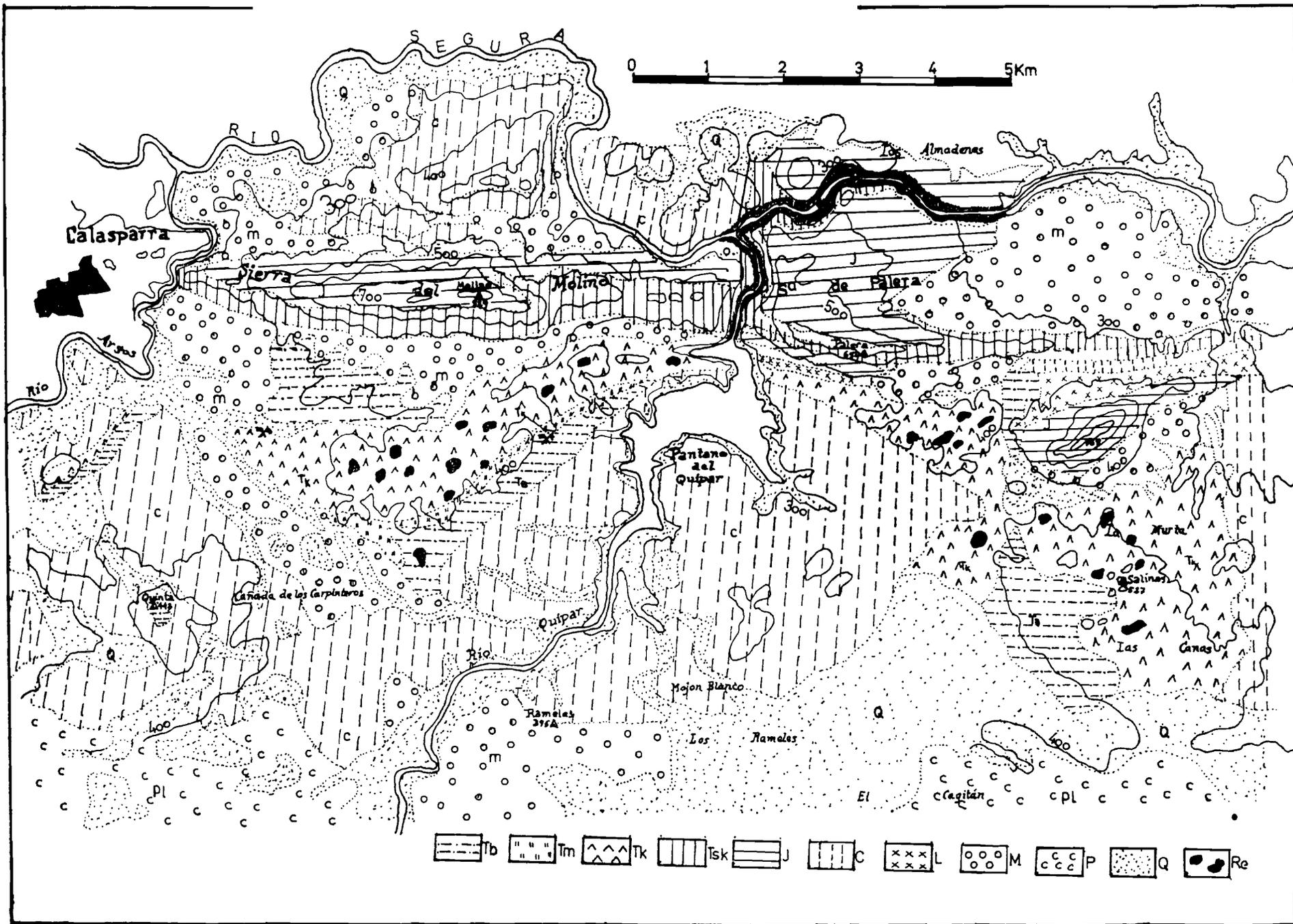


Fig. 3.—CROQUIS GEOLOGICO DEL SECTOR DEL PANTANO DEL QUIPAR. Tb: arcillas rojas y abigarradas, areniscas y yesos del Buntsandstein; Tm: calizas oscuras del Muschelkalk; Tk: arcillas abigarradas y yesos del Keuper; Tsk: dolomías del Suprakeuper; J: calizas y dolomías del Jurásico; C: calizas, dolomías claras y dolomías areniscosas del Cretáceo; L: calizas y margas arenosas lutecienses; M: arcillas y margas del Mioceno; P: arcillas y arenas del Plioceno; Q: Cuaternario; Re: rocas eruptivas.

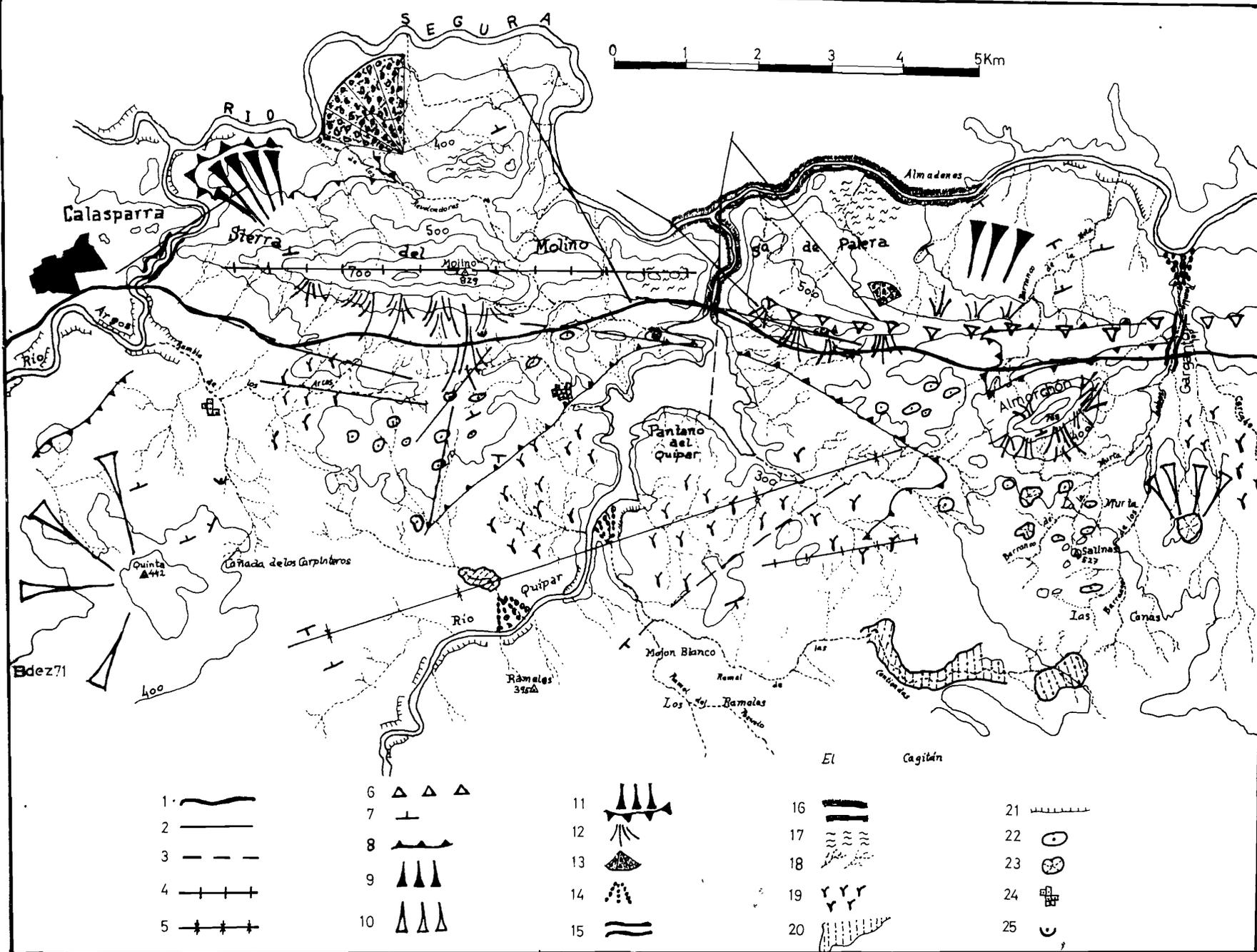


Fig. 4.—CROQUIS MORFOLOGICO DEL SECTOR DEL PANTANO DEL QUIPAR. 1) Probable separación entre el dominio Prebético y Subbético. 2) Fractura. 3) Fractura supuesta. 4) Anticlinal. 5) Sinclinal. 6) Línea de cresta rocosa. 7) Dirección y buzamiento. 8) Cobijadura. 9) Glacis. 10) Glacis muy excavado. 11) Glacis-terrazza. 12) Talud de derrubios. 13) Cono de deyección. 14) Cono aluvial. 15) Garganta. 16) Cañón. 17) Lapiaz. 18) Cursos de agua temporales. 19) Badlands. 20) Saladar. 21) Terraza fluvial. 22) Cono de material volcánico. 23) Klippe. 24) Salinas. 25) Manantial.

tientes meridionales de las Sierras del Molino, Palera y Almorchón (v. mapa morfológico 4). Estas formaciones superficiales se hallan formadas por materiales de los más variados calibres, englobados en una matriz arcillosa con variable proporción de arena calcárea. Esta heterometría subsiste a lo largo de todo el talud. Los grandes bloques, de hasta 80 cm. llegan hasta la parte más baja de la pendiente, la cual está determinada por el coeficiente de frotamiento interno de los materiales. Todo depende, en definitiva, de la litología de las vertientes y de los factores **climáticos** que han incidido activamente en la fragmentación de la roca.

La mayor parte de estos taludes están estabilizados y fijados por la vegetación, sus pendientes varían entre 27" y 37". Algunos de ellos, como los del flanco centro-meridional de la Sierra de Palera, están todavía en activo, no estabilizados, con pendiente superior a los 38". Se fija, pues (y de acuerdo con otros autores) en 38" la *pendiente* crítica, para la estabilización o no de los taludes.

La génesis de este tipo de formación está ligado a la denudación de las vertientes y a la gelivación de las comisas calcáreas, reconociendo que debió tener su máxima intensidad cuando la cobertura vegetal fuese muy discontinua y la gelivación más intensa. No descartamos la hipótesis de que los períodos cuaternarios, hayan sido acompañados de un hielo esporádico u estacional, sobre todo a una altitud superior a los 700 m.

4.3. *Los glacis* (*).

Se trata de una de las formas más extendidas por todo el SE español, dejadas por las acciones morfogénicas, cuaternarias; formas cuyos procesos genéticos suscitan las más apasionadas controversias. La distinción clásica entre glacis de erosión y de acumulación es, sobre todo, un procedimiento de análisis en razón de las innumerables formas de transición: glacis de erosión más o menos cubiertos, glacis desnudos en su parte superior y progresivamente cubiertos hacia las partes más bajas (18). Otro aspecto del problema de los glacis, es la existencia frecuente de encajamientos, que ofrecen la posibilidad de establecer la sucesión de acciones morfológicas cuaternarias gracias a la datación de los diferentes niveles, desgraciadamente el riesgo que se sufre en este dominio es grande, ya que sólo se podrá sistematizar un intento de cronología a base de numerosos

(*) Sobre esta cuestión, véase bibliografía al final.

(18) MASSEPORT, J.: «Considerations sur les glacis d'érosion Nord-Méditerranéens», p. 128.

análisis granulométricos, sedimentológicos, colorimétricos y de minerales pesados.

En el sector que nos **concierna**, estos planos inclinados al pie de un relieve que los alimenta de material detrítico, presentan unas pendientes que oscilan entre el 3 % y 10 %. La importancia de la cobertura está impuesta por la litología, por la aptitud de las rocas para la denudación y por el papel de preparación ejercido por la tectónica (sobre todo en las zonas de trituración). Estos glacis no entran de un modo brusco en contacto con las empinada vertientes, al pie de las sierras, no hemos observado **knick** estructural.

En los glacis de la parte occidental de nuestro sector (Quinta), los materiales de arrastre están formados por guijarros calcáreos, angulosos y en ocasiones ligeramente romos. Estos caracteres implican un transporte por agua sobre una corta distancia; la matriz, que los engloba, es **arcillo-limosa**, sin llegar a constituir conglomerado, sólo localmente aparecen algunos horizontes consolidados. La estratificación de los guijarros y de los pequeños bloques ofrecen aspectos interesantes, como es que la mayor parte de las veces están colocados en lechos paralelos a la pendiente del glacis.

En la zona de La Murta (al E. de nuestro sector) los glacis se hallan profundamente afectados por la incisión de numerosos barrancos, los cuales permiten observar el **perfil** de tales depósitos. Se trata de una formación estratificada, comportando lechos de cantos homométricos subangulares y de capas limosas. El perfil observado en el barranco de La Murta es (de arriba abajo):

- 3 cm. de costra caliza,
- 20 cm. de arcillas y limos,
- 10 cm. de conglomerado de pequeño calibre (5 a 10 mm.),
- 90 cm. de conglomerado con matriz limosa,
- 70 cm. de conglomerado de calibre comprendido entre 1 y 5 cm.
- 80 cm. de arcillas y limos,
- 40 cm. de cantos escasamente cementados,
- por debajo arcillas.

El estudio de las capas detríticas nos permite precisar de algún modo, la disposición del glacis. La cimentación del material, puede servirnos de criterio. En efecto, ella crece en función del tiempo. Las capas del Cua-

temario antiguo forman un conglomerado de gran resistencia, mientras que el material más reciente está en general libre; pero en estos cantos recientes de costras zonales pueden acompañar la capa freática y la formación de encostramiento se produce.

Dumas (19) sostiene que el "fenómeno de los glacis de erosión" está íntimamente ligado al "fenómeno de costras". El estudio en las relaciones existentes entre ambos, muestra que es preciso guardarse de separar radicalmente la morfogénesis de los glacis de erosión y su pedogénesis, más o menos preponderantes según las fases de evolución.

En general, los glacis del Cuaternario reciente (würmiense), siempre de acumulación en nuestro sector, se presentan netamente ordenados, formados por guijarros angulosos, homométricos, con matriz frecuentemente arcillosa o limosa. Estas capas de acumulación se hallan representados en las depresiones y juegan un papel determinante en su aspecto morfológico; en la actualidad se hallan hendidos por la red hidrográfica (ej. la zona de La Murta). En numerosos casos, se puede distinguir una capa más antigua, bien por su color o bien por la heterometría del material, acusando un carácter torrencial más marcado. Pensamos que los arrastres por las vertientes se tuvieron que producir en los períodos áridos, cuando las vertientes estuviesen sin (o apenas) cobertura vegetal. Bajo estas condiciones el arroyamiento sería intenso, el *sheetflood* arrastraría abundante material de variable calibre, según su intensidad. En los períodos pluviales la tupida cobertura vegetal impediría la denudación de las vertientes y es poco probable que se formasen glacis.

Al NO. de la Sierra del Molino, la cobertura del glacis pasa progresiva y lateralmente a la terraza. La transición se hace por mezcla de elementos rodados fluviales, la mezcla se hace con una proporción mayor de los elementos rodados a medida que nos aproximamos al Segura. Esta observación la apunta también, aunque de un modo general Dumas (20).

4.4. Un fenómeno cárstico. El lapiaz.

Las calizas y dolomías jurásicas y cretáceas de los relieves de nuestro sector, son susceptibles de disolución por el agua cargada de CO_2 , constituyendo, pues, masas capaces de evolución kárstica.

(19) DUMAS, M. B.: «Glacis et croûtes calcaires dans le Levant espagnol», p. 561.

(20) DUMAS, M. B.: «Les mécanismes d'élaboration des glacis d'après l'exemple du centre du Levant espagnol», p. 3.

El lapiaz se encuentra poco desarrollado en este sector, es una forma superficial poco frecuente. Lo hemos hallado en el flanco septentrional de la Sierra de Palera, en las inmediaciones del Estrecho de los **Almadenes** y en el extremo occidental de la Sierra del Molino (fig. 8). Es un lapiaz incipiente, desnudo, resultado de la disolución al aire libre por humectación superficial. Presenta el aspecto característico de acanaladuras de algunos centímetros de profundidad, fisuras sinuosas de débil pendiente y unas pequeñas crestas redondeadas y cavernosas. En algunos puntos se observa una corrosión bioquímica, acción del suelo vegetal que soporta una garriga muy discontinua. Por el estadio poco avanzado en que se encuentra esta formación, la hemos de considerar actual o reciente.

4.5. Las *condiciones morfogenéticas actuales*.

Si los escarpes, vertientes y depresiones del sector, testimonian la actividad de los procesos que tuvieron lugar en el transcurso de las crisis climáticas cuaternarias; es preciso considerar que este relieve no está totalmente fijado, ya que ha de soportar, en la actualidad, las bruscas variaciones de algunos elementos climáticos (fundamentalmente las precipitaciones). Los fenómenos actuales juegan un papel decisivo en las formas **banales** o de detalle, como por ejemplo en la evolución del lapiaz y la extensión de *bad-lands*, sobre todo.

En el análisis de las condiciones morfológicas actuales, el clima ocupa el primer lugar, ya que por una parte, determina las condiciones de la vida vegetal y de la actividad agrícola; y por otra, su régimen de paroxismo actúa directa y eficazmente en los procesos morfológicos. La vegetación juega un importante papel en tales procesos y, el hombre desempeña el más decisivo, ya que directa o indirectamente puede acarrear fenómenos de erosión. Nos fijaremos únicamente en las condiciones climáticas para tratar de esbozar la evolución morfológica actual (*).

A) La aridez del *verano*.

En verano destaca la indigencia de precipitaciones y las elevadas temperaturas. Los valores obtenidos son los siguientes:

(*) Datos facilitados por la Confederación Hidrográfica del Segura, de la Estación ubicada en el Pantano.

El sector del pantano del Quipar...

T A B L A I

Precipitaciones en el transcurso del verano (Junio, Julio y Agosto) y en mm.

Año	Junio	Julio	Agosto
1940	82,5	0,0	9,0
1941	20,9	0,0	0,0
1942	0,0	0,0	0,0
1943	0,0	31,8	0,0
1944	4,5	14,5	0,0
1945	0,0	34,5	0,0
1946	0,0	0,0	0,0
1947	0,0	5,3	95,8
1948	115,3	19,3	0,0
1949	49,3	0,0	49,3
1950	15,8	0,0	0,0
1951	0,0	0,0	30,4
1952	0,0	0,0	65,0
1953	111,0	0,0	0,0
1954	24,0	0,0	0,0
1955	48,0	0,0	71,0
1956	0,0	0,0	0,0
1957	0,0	0,0	0,0
1958	13,0	0,0	0,0
1959	0,0	0,0	0,0
Media mensual:	24,2	5,5	16,0

Esta tabla muestra, en conjunto, la fuerte sequedad del verano, con esas excepciones de lluvias copiosas que aparecen algunos años; lluvias de carácter torrencial, producidas la mayor de las veces, en el transcurso de unas pocas horas.

T A B L A I I

Temperaturas medias estivales en ° C

Año	Junio	Julio	Agosto
1940	21,4	25,4	25,8
1941	24,6	26,8	25,3
1942	24,1	26,4	25,4
1943	21,7	23,9	24,6
1944	21,0	23,5	24,6
1945	21,6	24,5	22,7
1946	20,2	23,1	24,8
1947	22,3	23,7	23,6
1948	21,5	22,8	24,7
1949	21,9	25,2	24,8
1950	21,3	26,2	25,7
1951	21,9	24,2	23,7
1952	23,5	24,4	24,4
1953	21,8	25,8	24,3
1954	22,8	24,1	23,0
1955	21,2	24,9	23,3
1956	21,4	23,7	25,0
1957	21,3	25,4	24,8
1958	25,1	25,2	24,2
1959	23,2	26,7	25,6
Media mensual:	22,1	24,8	24,6

Altas temperaturas, pues, consecuencia de la amplia duración de la insolación y de la intensa energía de radiación.

La incidencia de estas altas temperaturas sobre las escasas precipitaciones, provocarán una intensa evaporación, como puede observarse para un año normal en la siguiente tabla:

T A B L A I I I

Año 1964 - 65		Evaporación Pantano Quípar			
Mes	Vol. mensual	Alt. media en mm.	Vol. diario	Caudal m. m ³ /sg.	Embalse m ³
	m ³		m ³		
Octubre	141.258	131,3	4.557	0,053	1.799.995
Noviembre	63.481	59,0	2.116	0,024	1.789.576
Diciembre	54.876	46,6	1.770	0,020	6.283.843
Enero	96.414	64,3	3.110	0,036	6.163.869
Febrero	77.837	51,9	2.780	0,032	5.386.566
Marzo	162.944	117,1	5.256	0,061	5.649.721
Abril	220.635	155,3	7.355	0,085	5.682.402
Mayo	311.873	227,2	10.060	0,116	3.607.321
Junio	270.167	236,1	9.672	0,112	3.092.122
Julio	309.201	264,9	9.974	0,115	2.981.248
Agosto	245.534	209,1	7.920	0,092	2.757.017
Septiembre	117.861	152,9	5.929	0,069	2.632.315
	2.152.091	1.715,7	5.896	0,068	

Evaporación.

Máxima: Día 11 de junio, 14,4 mm. = 17.698 m³

Mínima: Día 17 de diciembre, 0,1 mm. = 128 m³

El principal efecto de esta intensa aridez estival es, la extraordinaria disminución de la circulación fluvial. La aridez se traduce por severos estiajes sobre los cursos de agua principales y la sequedad de los otros. La ausencia o la reducción de la escorrentía en el transcurso del verano no es sin consecuencias morfológicas inmediatas, ya que favorece la pendiente general de los perfiles de los afluentes y ramblas, agravando así su carácter torrencial cuando se producen los violentos chaparrones.

Otra consecuencia de la reducción de la escorrentía estival es la aparición en el lecho, de una vegetación más o menos densa, que detiene buena parte de los materiales de arrastre. Estos fenómenos provocan el socavamiento de las orillas en las crecidas de otoño y primavera.

B) *Las lluvias irregulares y torrenciales de otoño y primavera.*

Es un hecho clásico del clima mediterráneo la elevada frecuencia de violentos chaparrones, correlativo de un débil número de días de lluvia.

T A B L A I V

Precipitaciones equinociales

Año	Marzo	Abril	Mayo	Sept.	Octubre	Nov.
1940	15,3	0,0	0,0	89,0	19,6	20,7
1941	47,3	15,5	61,0	47,8	51,7	20,7
1942	56,0	70,4	0,0	23,0	14,3	76,3
1943	32,9	13,7	0,0	78,0	68,3	0,0
1944	0,0	0,0	39,2	47,0	7,0	0,0
1945	0,0	0,0	25,7	0,0	6,5	26,5
1946	0,0	183,8	81,3	32,0	38,4	133,1
1947	35,9	3,5	93,6	78,3	27,0	0,0
1948	38,4	97,9	87,4	0,0	198,7	0,0
1949	44,2	95,2	112,6	20,6	0,0	0,0
1950	0,0	0,0	88,8	142,5	120,2	0,0
1951	116,0	341,8	92,0	113,0	59,0	38,0
1952	0,0	118,4	39,3	38,0	18,0	30,0
1953	81,0	64,0	0,0	0,0	135,5	68,0
1954	17,0	121,5	0,0	0,0	28,0	8,0
1955	12,0	32,0	64,0	32,0	46,0	42,0
1956	26,0	0,0	20,0	0,0	84,0	84,0
1957	0,0	67,0	122,0	25,0	157,0	26,0
1958	0,0	58,0	50,0	35,0	169,0	0,0
1959	87,0	20,0	177,0	0,0	143,0	50,0
Media mensual:	30,4	65,1	57,7	40,0	69,5	31,1

De tales lluvias son susceptibles efectos morfológicos directos. En los campos de cultivo, la tierra es fácilmente arrastrada y pequeños barrancos pueden formarse; las laderas desprovistas de vegetación son denudadas intensamente. Por otra parte, las violentas tormentas provocan, con bastante frecuencia imponentes y brutales crecidas con un elevado poder de erosión y transporte. En la tabla siguiente puede observarse este poder de transporte, en el Segura, consecuencia de las extraordinarias lluvias de octubre de 1948.

T A B L A V

Material sólido transportado

Día	Peso material en Tm.	Caudal del Segura en m ³ /seg.	Vol. agua en miles m ³
20	58.734	14.96	1.292
21	309.208	74,79	6.458
22	4.914.242	757,36	65,436
23	951.902	645.05	55.732
24	298.524	236,01	20.391
25	10.988	77,55	6.700

Fuente: C. H. del Segura. Estación de Aforos de Murcia.

C) *Consecuencias.*

Las consecuencias de estas condiciones climáticas (v. tabla VI) y de una mayor o menor degradación de la cobertura vegetal y de los suelos, conduce a una abarrancamiento bajo todas sus formas.

El abarrancamiento se manifiesta de dos formas, por la incisión de los cursos de agua más o menos aislados y por el abarrancamiento múltiple y jerarquizado de los bad-lands. Estas acciones son muy importantes y espectaculares en las zonas margosas y arcillosas y en la proximidad del curso de agua principal, como sucede en las zonas de La Murta y SE. del Pantano (ver mapa morfológico 4). La pendiente original **desempeña** un gran papel en el desarrollo de los bad-lands y explica que ellos disequen los glaciais.

T A B L A V I
Resumen General. Cuenca del Quípar (Superf. total de la cuenca: 814 Km²)

Año hidrol.	Alt. media lluv. mm.	Vol. total lluv. 10 ⁶ m ³	Lluv. Km. ² cuenc. m ²	Lluv. máx anual m ³	Lluv. máx mm.	Lluv. máx. mens. mes	Lluv. máx. diar. mm.	Días de lluvia y nieve al año
1949-50	298,1	223,6	298.100	257,7	142,6	9	46,2	25 + 2
1950-51	706,0	529,5	706.000	666,8	192,4	4	49,4	31 + 1
1951-52	529,3	397,0	529.300	508,6	119,2	7	58,0	26 + 0
1952-53	450,0	337,5	450.000	432,4	151,0	6	66,0	16 + 0
1953-54	100,3	75,2	100.300	490,8	171,1	4	70,8	25 + 3
1954-55	189,2	141,9	189.200	178,2	39,0	5	28,0	21 + 0
1955-56	165,2	123,9	165.200	154,8	72,9	11	38,3	33 + 0
1956-57	408,6	306,5	408.666	398,0	113,7	4	59,2	34 + 2
1957-58	300,0	225,5	300.000	254,4	105,2	10	52,0	31 + 0
1958-59	134,1	100,51	134.150	593,5	129,7	12	45,0	32 + 0
1959-60	347,6	282,9	347.650	359,1	103,0	6	55,3	42 + 0
1960-61	147,1	138,3	147.125	175,5	47,9	10	42,3	21 + 1
1961-62	—	—	—	465,5	149,9	3	35,3	—
1962-63	617,2	502,4	617.236	661,0	202,1	1	59,0	33 + 0
1963-64	129,8	121,9	129.800	129,8	33,5	3	23,0	25 + 0
1964-65	356,8	293,7	356.800	256,8	135,0	12	67,5	25 + 1
1965-66	287,5	217,5	287.500	287,5	96,0	12	56,0	26 + 0
1966-67	301,6	226,8	301.667	301,6	84,1	10	55,0	35 + 0



Fig. 5.—Cañón epigénico del Rio Quipar, en las dolomías verticales del Suprakeuper, aguas abajo de la presa del Pantano.



Fig 6.—Vista parcial del sector del Pantano del Quipar (también llamado de Alfonso XIII). En primer termino, arcillas y margas del Keuper, sobre las que se hallan unas salinas; en tonos mas claros, arcillas y margas neocomienses. Al fondo y a la izquierda la Sierra de Palera, a la derecha el Almorchón.

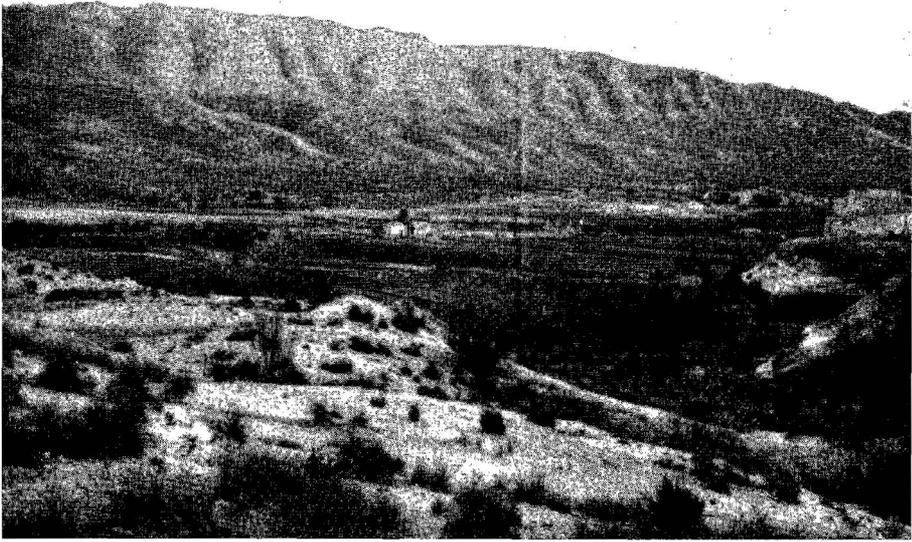


Fig. 7.—En primer término, terraza aluvial 30 metros sobre el lecho del Segura. En el centro y en segundo término, la llanura aluvial de río. Al fondo, la vertiente septentrional de la Sierra del Molino, al pie y en el centro de la cual, se extiende un amplio cono de deyección.



Fig. 8.—Campo de lapiaz en el flanco septentrional de la Sierra de Palera,

BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P. : "Glacis y terrazas en la zona mediterránea". Montevideo. Estuario, 1958, pp. 9-27.
- BIROT, P., SOLE SABARIS, L.: "Recherches sur la morphologie du **Sud-Est de l'Espagne**". Toulouse. *Rev. Géogr. Pyr. et S.O.*, vol. 30, 1959, pp. 209-284.
- BRINKMANN, R., GALLWITZ, S. : El borde externo de las cadenas **béticas** en el SE de España. Madrid, C.S.I.C. Inst. "Lucas Mallada", 1950, Public. extranj. sobre Geología de España, pp. 171-290, VI láms. y figs.
- DUMAS, M. B. : "Les mécanismes **d'élaboration** des glacis **d'après l'exemple** du centre du levant **espagnol**". París, *C.R. Acad. Sc.*, t. 262 serie D, 3 janvier 1966; pp. 20-23.
- DUMAS, M. B. : "Glacis et **croûtes** calcaires dans le **levant** espagnol". París, Bull. de l'Association de Géographes *Français*, n.º 375-376, (Nov.-dec., 1969), pp. 553-561.
- DUMAS, M. B. : "Un Relief érigé au **Quaternaire**: le Sud-Est du Levant **Espagnol**". Montreal, *Rev. Géogr. Montr.*, 1969, vol. 23, n.º 2, pp. 165-178.
- DUPUY DE LOME, E. : Estudio hidrológico de la Provincia de Murcia. Término Municipal de **Calasparra**. Madrid, Inst. Geol. y Min. de España, 1962, 103 folios, 8 planos (inédito).
- DUPUY DE LOME, E., MARIN DE LA BARCENA, A. : *Mapa* geológico de España, 1:50.000. Hoja número 890. Calasparra, Madrid, Inst. Geol. 1962. 86 págs. y 26 fot., f. t., mapas id.
- FALLOT, P. : El sistema **cretácico** en las Cordilleras Béticas. Madrid, C.S.I.C., Inst. "Lucas Mallado", 1943, 110 págs., 24 figs.
- FALLOT, P. Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el **Río** Guadiana Menor. Madrid, C.S.I.C. Inst. "Lucas Mallado", 1945, 719 págs. 284 figs. y **XI láms.**
- LOPEZ BERMUDEZ, F. : "Observaciones sobre un sector diapírico de la Vega Alta del Río Segura". Murcia. Anales Univ. de Murcia. *Fil.* y Letras, vol. XXIX. Curso 1970-71 (en prensa).

- LOPEZ BERMUDEZ, F.** : "La tormenta de granizo de octubre de 1969 en Murcia". Madrid, *Est. Geogr. C.S.I.C.* (en prensa).
- MASSEPORT, J.** : "Considérations sur les glacis **d'érosion Nord-Méditerranéens**". R.G.A., t. LII, 1964, pp. 125-153.
- NAVARRO, A., TRIGUEROS, E.** : "Problemas de las Béticas españolas". Madrid. Bol. Inst. Geológ. y Min. de España, tomo LXXIV, 1963, pp. 415-469.
- PAQUET, J.** : Etude géologique de *l'Ouest* de la *Province* de *Murcie* (*Espagne*). París. Mémoires de la Société Géologique de France (Nouvelle série), Mémoire, n.º 111, 1969. 270 págs., VIII láms. f.t., 1 inapa íd.
- ROSSELLO VERGER, V. M.** : "El Macizo de Monduver. Estudio **Geomorfológico**", Madrid. Estudios Geográficos, n.º 112-113, agosto-nov. 1968, pp. 423-474, 23 figs.
- SOLE SABARIS, L., BIROT, P.** : "L'évolution **morphologique** de la zone subbétique orientale". París. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, n.º 251-252, 1955, pp. 118-124.
- WICHE, K.** : "Geomorphologische Studien in Südostspanien (Provinz Murcia)". Wien. Mitt. Oesterr. Geogr. Gesch., vol. 101. 1959, pp. 390-395.
- WICHE, K.** : "Beitrage zur Formenentwicklung der Sierren am **unteren Segura (Sudostspanien)**". Wien, Mitt. Oesterr. Geogr. Ges. Bd 103, Hejt II, 1961, pp. 125-157.
- WICHE, K.** : "**Formen** der Pleistozanen Erosion und Akkumulation **Südostspanien**". Warsaw, 1961. Rept. 6th *INQUA* Congr., vol. 4. 1964, pp. 18-197.

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

Murcia, diciembre de 1970