

# ACTA GEOLOGICA HISPANICA

INSTITUTO NACIONAL DE GEOLOGIA  
(CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS)

Año XI - N.º 2

Marzo-Abril 1976

Depósito legal: B. 6661-1966

## Notas geomorfológicas sobre un sector del contacto Depresión Central Catalana-Cordillera Prelitoral (alrededores de l'Espluga de Francolí)

por J. CALVET \*

### RESUMEN

En el presente trabajo se exponen los principales resultados obtenidos de una cartografía geomorfológica a escala 1: 50.000, adjuntándose un esquema geológico y un esquema geomorfológico.

Se pone de manifiesto las diferencias de modelado entre las Muntanyes de Prades y la Conca de Barberà debido a la tectónica y la litología, la existencia de materiales crioclásticos a 1.000 m de altitud y su ausencia (no se han encontrado trazas de ellos) en las zonas bajas, se describen varios tipos de evolución de las cornisas calcáreas, toda una serie de depósitos fluviales y torrenciales escalonados, así como algunos pequeños glaciares poco desarrollados debido a la litología del substrato.

Por último hay un pequeño apartado en que se trata la dinámica actual teniendo en cuenta las modificaciones introducidas por el hombre.

### RÉSUMÉ

On expose dans ce travail les principaux résultats d'une cartographie géomorphologique au 1: 50.000; en ajoute aussi un schéma géologique et un autre géomorphologique.

On met en évidence la différence de modelé entre les Muntanyes de Prades et la Conca de Barberà, due à l'influence de la tectonique et de la lithologie, on indique l'existence de matériaux cryoclastiques à 1.000 m d'altitude et son absence (on n'en a pas trouvé jusqu'à présent) dans les parties basses. On décrit plusieurs types d'évolution des corniches calcaires et toute une série de dépôts fluviaux et torrentiels étagés, ainsi que deux niveaux de glaciares peu développés par suite des influences lithologiques du substrato.

Enfin, il y a quelques indications sur la dynamique actuelle, compte tenu des modifications introduites par l'homme.

El presente trabajo es fruto de los datos recogidos al realizar la cartografía geomorfológica detallada del tercio oriental de la hoja 417 (Espluga de Francolí) del mapa 1: 50.000 Nacional de España.

Se estudia un sector del contacto de la Depresión Central Catalana y la Cordillera Prelitoral Catalana, representadas aquí respectivamente por la Conca de Barberà y las Muntanyes de Prades.

Al referirnos a Conca de Barberà, lo haremos siempre en un sentido morfológico estricto; dicha Conca es una hoya vaciada en materiales poco resistentes a la erosión (margas oligocénicas), limitada por relieves que en el sector S y SE corresponden a la Cordillera Prelitoral y en el sector N a materiales oligocénicos más resistentes (calizas lacustres).

### LITOLOGÍA Y TECTÓNICA

El sector de las Muntanyes de Prades, estudiado, está constituido por un basamento de edad paleozoica integrado por pizarras ampelíticas silúricas y pizarras grises, pizarras arenosas y conglomerados carboníferos, con buzamientos relativamente suaves. Este conjunto está atravesado por importantes intrusiones graníticas y dioríticas que han afectado su disposición primitiva y originado pequeñas aureolas metamórficas.

Algunas fallas poco importantes, por lo menos morfológicamente, afectan a este zócalo; a pesar de ello parece bastante evidente (fotos satélite ERTS-A, simple estudio del mapa topográfico) la existencia en

\* Departamento de Geomorfología y Tectónica. Universidad de Barcelona.

el sector estudiado de una gran fractura difícil de identificar en el terreno, posiblemente por que en realidad se trata de un haz de pequeños accidentes.

Los sedimentos triásicos recubren en gran parte este conjunto. Se trata de conglomerados basales (7 m) y arcillas y areniscas rojas (41 m) del Buntsandstein, dolomías masivas y calizas dolomíticas (71 metros) del Muschelkalk inferior, arcillas rojas con yeso (67 m) del M. medio y dolomías finamente estratificadas, calizas dolomíticas y margas calcáreas grises (70 m) del M. superior. Esta cobertera discordante sobre el zócalo presenta débiles buzamientos al E, excepto en el borde oriental del macizo donde existe una importante flexión. Algunas fallas afectan al conjunto.

La Conca de Barberà está constituida por materiales oligocénicos, unos 1.000 m de margas rojizas y ocreas más o menos arenosas con dos niveles bastante continuos de conglomerados (de unos 4-5 m de potencia) y en algunos tramos abundantes paleocanales de conglomerados o areniscas, apareciendo en la parte alta niveles calcáreos, de los que el más importante es el nivel de calizas lacustres de Tarrés (9 m). Por encima la serie continua con areniscas, predominantes, y margas.

El Oligoceno se dispone con suaves buzamientos (2°) al NW que aumentan progresivamente a medida que nos acercamos a las Muntanyes de Prades, así en L'Espluga de Francolí alcanzan 10° y al pie del macizo llegan a ser inversos.

Tectónicamente el accidente más importante, de todo el sector es el contacto entre les Muntanyes y la Conca que viene dado por una importante falla, en algunos sectores inversa. En la zona de contacto aparecen a veces, pinzados por la falla, materiales triásicos y eocénicos (arcillas y calizas brechoides rosadas), haciéndose éstos más continuos hacia el E en los alrededores de Montblanc.

#### RELIEVE DE LAS MUNTANYES DE PRADES: INFLUENCIAS LITOLÓGICAS Y TECTÓNICAS EN EL RELIEVE (referido sólo al sector estudiado)

Como hemos visto la Mesa de Prades está integrada por dos unidades geológicas bien individualizadas: el zócalo paleozoico y la cobertera triásica. Es evidente que por sus características cada una de ellas influencia de manera muy diferente el relieve.

El zócalo paleozoico presenta sus diferencias litológicas (por lo que se refiere a comportamiento frente a los agentes modeladores) muy atenuadas debido a la importante diagénesis y a los esfuerzos tectónicos que ha soportado. Tan sólo se aprecian leves diferencias de comportamiento entre las rocas intrusivas y las sedimentarias, que llegan a ponerse de manifiesto de manera apreciable únicamente cuando

concurren otros factores. Debe tenerse en cuenta que las rocas intrusivas se presentan a menudo intensamente alteradas (arenizadas).

Ni las diferencias litológicas, ni la disposición de los materiales se traducen en formas. Únicamente algunas fallas en la zona de la Mina de la Pena se ponen de manifiesto debido a una mayor fracturación del material que ha facilitado su erosión.

Debe citarse aquí la existencia de retazos exhumados de extensión muy reducida, de la superficie de aplanamiento pretriásica, que a menudo se reduce tan sólo a un nivel de cumbres de altitudes similares.

Por el contrario la influencia litológica de la cobertera triásica en el relieve es decisiva. Las alternancias de materiales arcillosos y calcáreos o dolomíticos con espesores de 50 a 70 m condiciona totalmente el relieve. Su disposición uniforme favorece el desarrollo de extensas y constantes formas. Los sedimentos calcáreos originan extensas plataformas estructurales y continuos y abruptos cantiles. Los materiales arcillosos y areniscosos, éstos no muy consolidados, dan taludes más suaves.

El nivel basal de conglomerados, por su elevada resistencia es capaz de dar un cantil, pero su poco espesor hace que a menudo quede enmascarado por los derrubios, de este modo el resultado final es la existencia de un cantil discontinuo.

#### RELIEVE DE LA CONCA DE BARBERÀ, INFLUENCIAS LITOLÓGICAS Y TECTÓNICAS

Los sedimentos continentales presentan por lo que se refiere a su influencia en el relieve una característica esencial: una variabilidad litológica potencial extraordinariamente grande. El más claro ejemplo de ello son las paleocanales de conglomerados o areniscas dentro de una masa de margas. La Conca de Barberà presenta un claro ejemplo de ello. La Conca estricta está modelada sobre una potente masa de margas y arcillas con abundantes lentejones y paleocanales dispersos de areniscas y conglomerados. Tan sólo dos bancos de conglomerados presentan una continuidad de algunos kilómetros. Más al norte aparece el nivel calcareo de Tarrés, muy continuo, de unos 9 m de espesor. Tanto estas calizas como los conglomerados están bien consolidados, por lo que son capaces de condicionar el relieve, mientras que las areniscas, menos consolidadas, y sobre todo las margas son poco resistentes. Todo ello unido a la disposición de los materiales hace que las únicas formas estructurales notables sean la gran cuesta originada por las calizas superiores, muy disecada en su revés, y dos pequeñas cuestas dadas por los bancos de conglomerados continuos.

Al pie de las Muntanyes de Prades, donde los buzamientos son muy fuertes, los niveles más resis-

tentes dan crestones, el más importante es el originado por las calizas eocénicas, siendo menores los debidos a pequeños lentejones de conglomerados oligocénicos.

## FORMAS Y PROCESOS EXÓGENOS

### *Acciones fluviales y torrenciales*

Un somero estudio de la red de drenaje muestra rápidamente un extraordinario contraste entre el sector montañoso y el de la Conca; en el primero el grado de incisión y organización es mucho más elevado, ello es debido a la explotación de un considerable potencial morfogenético creado al producirse el levantamiento de las Muntanyes de Prades. Incluso en el caso de que el desnivel creado haya sido fosilizado, la menor resistencia de los sedimentos oligocénicos ha permitido su posterior exhumación.

Los condicionamientos litológicos presentados por los materiales paleozoicos a la instalación del drenaje han sido mínimas, quizás únicamente puede hablarse de condicionamientos tectónicos debidos a fracturas que la red hidrográfica ha aprovechado.

La acción de esta red hidrográfica encuentra un fuerte obstáculo en las primeras calizas del Muschelkalk (inf.), que ofrecen una considerable resistencia a la incisión. En realidad los torrentes muerden lateralmente en las calizas, reduciendo su extensión, pero no llegan a encajarse muy profundamente sobre ellas. Los materiales suprayacentes se aprovechan en parte de este freno a la incisión de los torrentes, y los valles son menos marcados que aguas abajo.

Al pie de estos relieves, ya en la zona más llana, el cambio brusco de pendiente ha dado lugar a la formación de una serie de conos de deyección que junto con los coluviones aportados directamente por las vertientes inmediatas constituyen un manto continuo de detritos que enlaza en su parte frontal con las terrazas del Francolí.

La posición relativa de estos depósitos y su estado de alteración permite distinguir restos de dos formaciones de edad diferente, su repartición puede apreciarse en el esquema adjunto. La más antigua,  $C_{III} + T_{III}$ , presenta una intensa alteración de los elementos graníticos y pizarrosos. Hay que destacar que actualmente constituye la montera de pequeños cerros.

La más reciente,  $C_{II}$ , de las dos citadas, es la mejor conservada en cuanto a forma de acumulación se refiere y enlaza perfectamente con la Terraza  $T_{II}$  del Francolí, que es a su vez la más extensa de este río. A un nivel inferior se sitúan otras terrazas,  $T_I$ , que no tienen formación correspondiente de tipo torrencial con la que enlazar. Por último existe un nivel inferior,  $T_0$ , que constituye el lecho de inundación del río.

## DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES FLUVIALES Y TORRENCIALES

$C_{III} + T_{III}$ : De este conjunto se describen a continuación los dos cortes más representativos.

Corte a: Corresponde a los depósitos que se encuentran en una de las lomas que se sitúan al NW de Poblet. El espesor de la formación es de unos 4 m. Está constituida por cantos heterométricos (t. máx. 35 cm) de materiales paleozoicos y areniscas del Buntsandstein (15 %). Los cantos de rocas granudas, así como algunos de pizarras, están en general fuertemente alterados. En su mayor parte presentan las aristas redondeadas. Una matriz muy arenosa de color rojo oscuro envuelve estos materiales. El grado de consolidación del depósito es bajo. Existen algunos lentejones de material clasificado.

Corte b: Corresponde a un cono de deyección situado al pie del macizo en el margen oriental de la zona estudiada. En el corte se aprecian horizontes discontinuos e irregulares de limos rojos y de cantos paleozoicos y triásicos envueltos en una matriz rojiza. Las pizarras y rocas granudas presentan una intensa alteración. Algunos niveles de cantos se encuentran totalmente consolidados por un cemento calcáreo. Esta formación desciende regularmente hasta las proximidades del río Francolí, quedando suspendida a unos 40 m por encima del cauce actual.

En la pequeña depresión subsecuente situada al NE de l'Esplug de Francolí se encuentran amontonados en los bordes de los campos algunos cantos de unos 40 cm de diámetro, rodados, de rocas granudas. Indudablemente no provienen de los conglomerados oligocénicos pues en esta zona no contienen cantos de tal tamaño, tampoco parece verosímil que hayan sido transportados hasta aquí por el hombre (información oral obtenida de los campesinos). Dado que por su naturaleza únicamente pueden provenir del macizo de Prades, hay que considerar que se trata de los restos de una formación detrítica barrida por erosión, de la que tan sólo han quedado estos bloques debido a su tamaño. Por su situación, únicamente pueden correlacionarse con un nivel que se sitúe por encima de la pequeña divisoria de aguas que existe actualmente entre las zonas de acumulación detrítica al pie del macizo y esta depresión subsecuente, donde se encuentran los bloques. Tan sólo el nivel  $C_{III} + T_{III}$  se sitúa por encima de esta divisoria por lo que es posible que los bloques aislados sean correlacionables con él, indicando que éste tenía una mayor extensión hacia el NE de la que atestiguan los retazos actuales que de él se encuentran. Por último no hay que descartar totalmente aunque es poco probable que fueran los únicos testigos de un nivel superior al  $C_{III} + T_{III}$ .

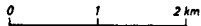
$C_{II} + T_{II}$  y  $T_I$ : VIRGILI (1964, p. 21) hace una buena descripción de los dos niveles de terrazas: "El nivel inferior denominada  $T_I$  en nuestro trabajo) puede observarse muy bien en el corte del camino que va desde el paso a nivel que existe a la salida de la Espluga, hasta el mismo pueblo. Está constituido por un nivel de 2 a 3 metros de potencia de conglomerados bastante sueltos de cantos más aplanados que el conglomerado terciario y de diámetro medio entre 3 y 7 cm. Predominan los cantos de caliza, hay también una cierta cantidad de cantos paleozoicos y de rocas eruptivas, estas últimas inexistentes en los conglomerados terciarios. La proporción de los distintos materiales es muy variable y es por ello difícil de reducir a cifras pero es típica la presencia de los cantos de granodioritas que se presentan caolinizados siempre algo alterados, con los feldespatos calinizados, pero no rubificados. Sobre el nivel de gravas descansa una capa de limos rojos con nódulos de caliche. La terraza superior denominada  $T_{II}$  en nuestro trabajo) no presenta buenos afloramientos que permitan estudiarla, pero está mucho más calificada, las rocas eruptivas algo rubificadas y hay mayor predominio de elementos paleozoicos, pero la variación lateral es también tan importante que no es posible caracterizarla en un sector tan reducido".

La terraza  $T_{II}$  enlaza lateralmente con una importante acumulación torrencial,  $C_{II}$ , constituida por niveles discontinuos e irregulares de limos y de gravas, estos últimos con diferentes grados de consolidación. Se encuentran algunos cantos de calizas eocénicas alteradas pero la gran mayoría son materiales paleozoicos con un grado de alteración igual al de la terraza  $T_{II}$ .

$T_0$  Lecho actual del río. Cantos no alterados bien redondeados de calizas, pizarras, rocas granudas y conglomerados, y una matriz fundamentalmente arenosa.






A diferencia de todo este complejo de formas fluvio-torrenciales condicionadas por los relieves de la Muntanyes de Prades, las formas propias a la Conca de Barberà son mucho menos definidas, los valles están relativamente poco encajados y su trazado viene condicionado por los frecuentes lentejones y paleocanales de conglomerados e incluso de areniscas, a los que contornean; en algunos lugares llegan a difuminarse al llegar a las pequeñas depresiones subsecuentes del interior de la cuenca. El estado actual de estos valles será tratado más adelante, en el apartado de dinámica actual.

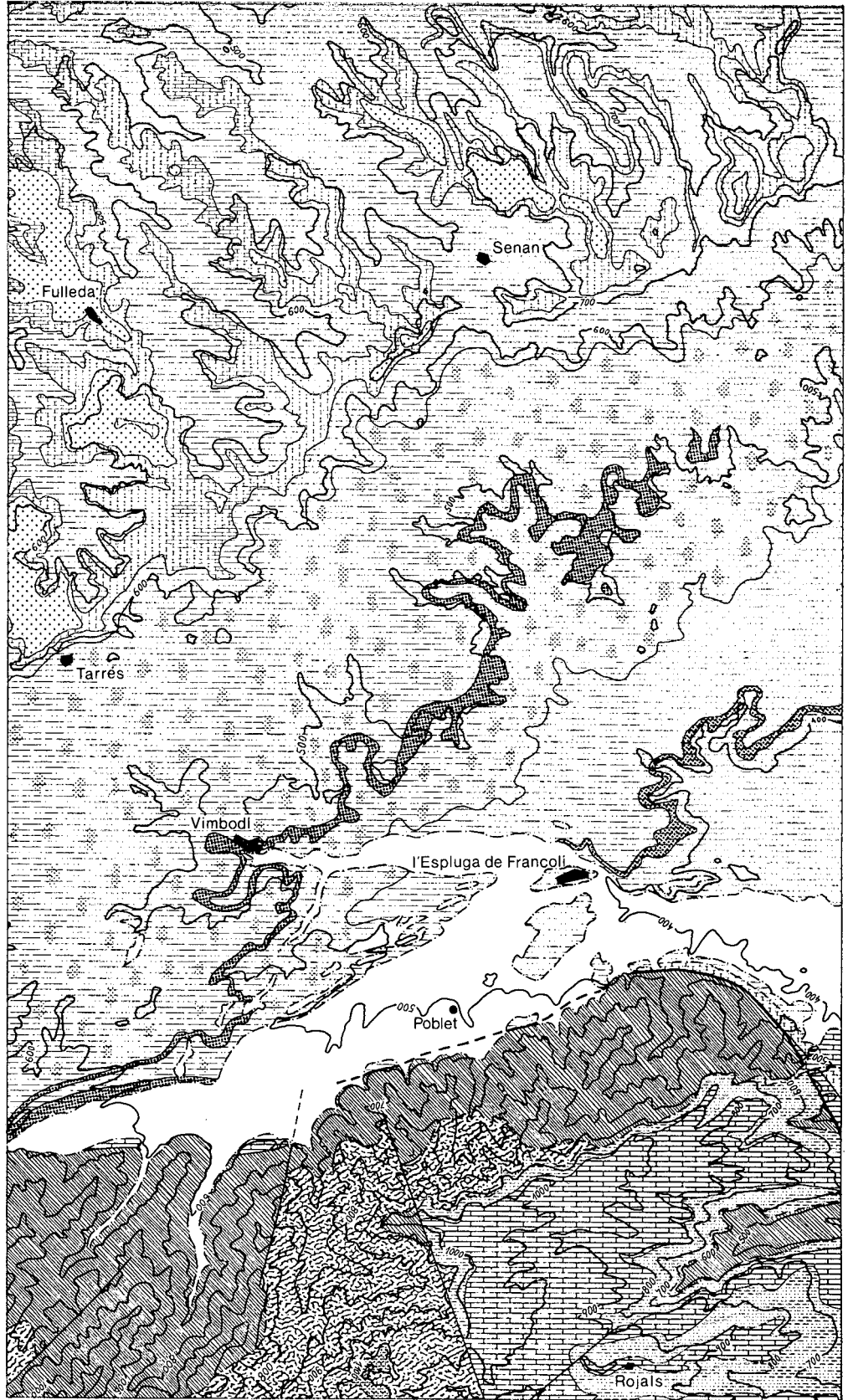
# ESQUEMA GEOLOGICO

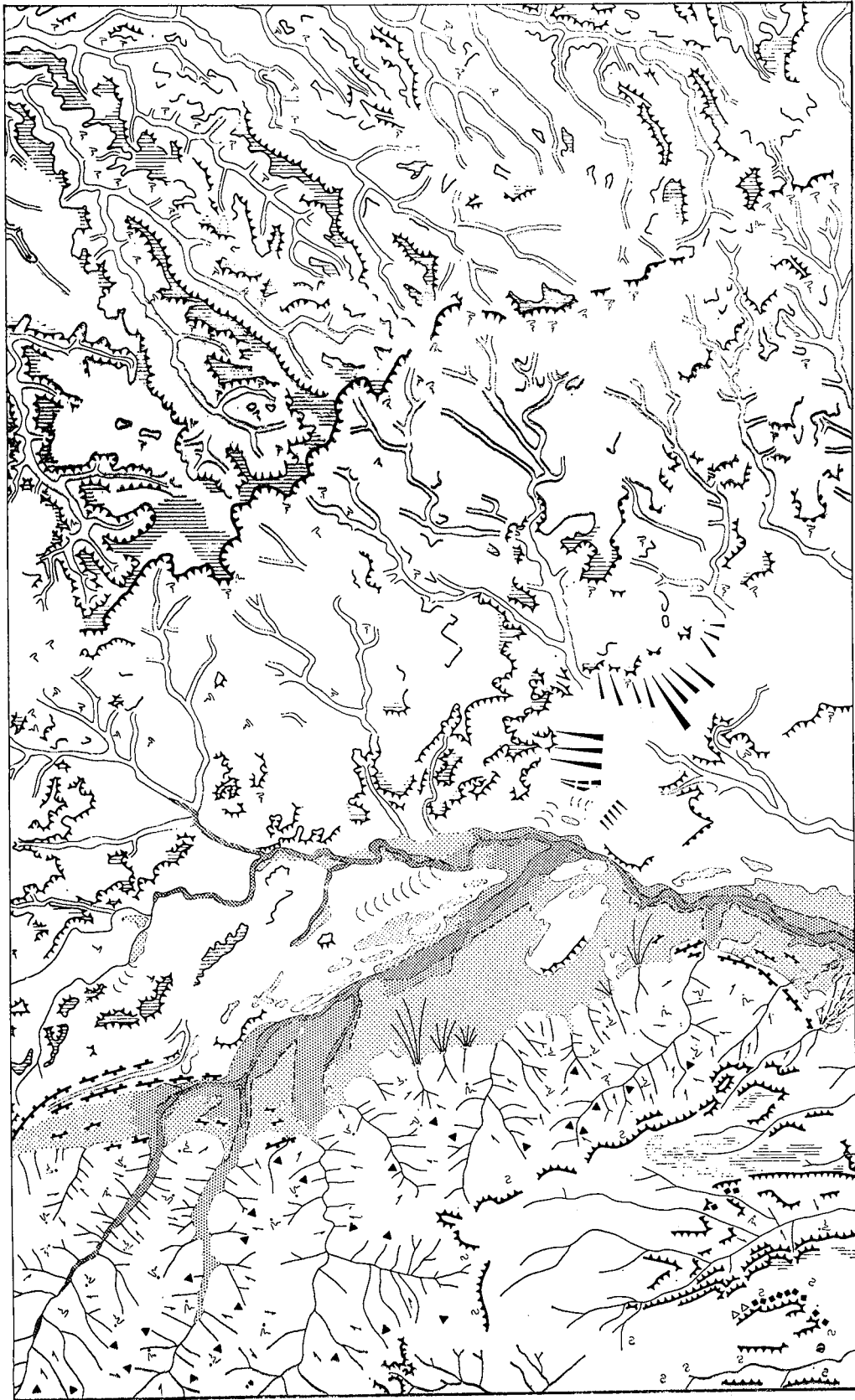


## SITUACION

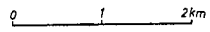


-  Contacto normal
-  Contacto discordante
-  Fallas, falla oculta
- OLIGOCENO**
-  Areniscas con margas
-  Calizas lacustres
-  Margas con paleocanales de areniscas y conglomerados
-  Conglomerados
-  Margas con algunas areniscas
- EOCENO**
-  Calizas
- TRIASICO**
-  Calizas y dolomias
-  Arcillas y areniscas Conglomerados
- PALEOZOICO**
-  Pizarras
-  Granito y diorita





# ESQUEMA GEOMORFOLOGICO



## FORMAS ESTRUCTURALES

- Escarpe con cornisa, >5m
- Escarpe con cornisa, <5m
- Escarpe sin cornisa
- Escalón rocoso
- Barra rocosa, >5m
- Barra rocosa, <5m
- Superficie estructural

## FORMAS Y PROCESOS EXOGENOS

### HEREDADOS

- Derrubios de gravedad (gelifracts)
- Soliflucción
- Valle en V
- Valle en cuna
- Terrazas y conos de deyección, T<sub>1</sub>, C<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>, T<sub>3</sub>
- Escarpe de terraza
- Cono deyección (neto) C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>
- Glacis G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>

### ACTUALES

- Derrubios de gravedad
- Bloques caídos
- Reptación
- Arroyada
- Arroyada con empedrado
- Aluviones recientes T<sub>1</sub>
- Valle de fondo plano antrópico

### *Evolución de las cornisas, influencia de las acciones periglaciares*

Las cornisas dadas por los potentes niveles calcáreos revisten un interés especial. En la correspondiente al nivel inferior se aprecian claramente los mecanismos de su evolución actual y subactual. Fundamentalmente existen dos tipos de procesos. El más importante es el desprendimiento de bloque de tamaño métrico (1-3 m) realizado a favor de discontinuidades (diaclasas, juntas de estrato) existentes en la roca, posiblemente ensanchadas por disolución. Los bloques dan importantes acumulaciones caóticas al pie del escarpe.

La existencia de discontinuidades de mayor envergadura, grandes diaclasas o fracturas y la naturaleza arcillosa de los materiales subyacentes permite que grandes masas de calizas se "hundán" algunos metros originando un peldaño junto a la cornisa.

El escarpe de los niveles calcáreos superiores, en las proximidades de Rojals, presenta claras muestras de un tipo de evolución totalmente diferente a los descritos anteriormente. El pie del escarpe orientado al N, está enmascarado por unos depósitos constituidos por cantos de caliza centimétricos, muy angulosos, con una matriz muy poco abundante, arcilloso limosa, totalmente negra, que por lavado falta en la parte superficial de la acumulación, la pendiente es muy fuerte (30°). Se trata sin duda de materiales de fracturación de las calizas por efectos de un clima de tipo periglaciario. Hay que indicar que la altitud absoluta de estos depósitos es de unos 900 m. Localmente esta acumulación está recubierta por grandes bloques calcáreos desprendidos del escarpe.

Queda pues clara la existencia de un clima periglaciario pretérito en esta zona, por lo menos a altitudes de 900 m o más. A alturas inferiores es difícil detectar acciones periglaciares, debido principalmente a las características de las rocas. La acción del hielo sobre las pizarras se efectúa siguiendo discontinuidades preexistentes y no imprime en ella características especiales que permitan identificar la intervención de este agente. Las dioritas y el granito se encuentran en general profundamente alterados, y hay datos para creer que en todo el dominio mediterráneo de Cataluña esta alteración es en parte anterior al Cuaternario. Nosotros mismos hemos podido observar, en la provincia de Gerona, cómo las coladas basálticas de la zona de Massanet descansan sobre granitos profundamente alterados. Estas coladas han sido datadas como pontienses y/o pliocénicas. Con todo, al oeste de la Pena, la diorita aparece profundamente entallada por un barranco llegando a aparecer sin alterar; su modelado actual es debido en gran parte seguramente a la acción del hielo; su altitud absoluta es de unos 800 m.

En la Conca de Barberà, tan sólo las calizas y los conglomerados bien cementados podrían mostrar in-

dicios de acciones periglaciares; en nuestros reconocimientos no hemos encontrado trazas de ellos. Observaciones posteriores efectuadas en la Segarra por un equipo de geomorfólogos dirigidos por el Prof. TRICART y el Dr. SOLÉ SABARÍS, parecen indicar que no han existido acciones de este tipo, como mínimo dentro del Cuaternario Superior, en la Depresión Central Catalana a alturas de 500 m.

Esperamos que otros estudios geomorfológicos permitirán delimitar con más precisión el límite inferior de los fenómenos y procesos periglaciares en los Catalánides y en la Depresión Central Catalana.

### *Soliflucción*

Los materiales arcillosos tanto del tramo medio del Muschelkalk como del Buntsandstein han permitido el funcionamiento de fenómenos solifluídicos, gracias a las fuertes pendientes, sin embargo no hemos podido relacionarlos ya sea con períodos fríos, es decir sincrónicos de las acciones periglaciares antes descritas, ya con períodos más húmedos del Holoceno.

### *Glacis*

Como hemos indicado anteriormente en el sector estudiado de la Conca de Barberà aparecen dos pequeñas cuestas debidas a bancos de conglomerados, la pequeña depresión subsecuente situada entre ambas presenta glacis, aunque poco desarrollados en extensión.

Se trata de restos de dos glacis escalonados, muy exiguos los del superior. Presentan unos depósitos de 0,25 a 0,75 m de espesor, constituidos fundamentalmente por materiales finos (limos arcillosos rojos), que engloban algún lentejón de cantos angulares. Localmente el nivel superior presenta una costra calcárea en lajas; a su vez puede presumirse el paso lateral de esta formación a unos pequeños restos de terraza.

El estudio de estos pequeños glacis permite, de acuerdo con las ideas expresadas por TRICART (1969 p. 379), correlacionarlas con un período frío, que se definiría como un período pluvial, por ser la acción del hielo atenuada. De acuerdo con las conclusiones a que han llegado varios autores y que TRICART expone (ver cita precedente), los glacis se modelarían durante el período pluvial, elaborándose las costras al inicio de cambio climático que conduce al interpluvial, (o interestadio pluvial) durante el cual hay una reorganización y encajamiento de la red de drenaje.

La datación absoluta de estos glacis ha sido imposible por falta de elementos suficientes.

La correlación de estos dos niveles de glacis con el complejo de conos y terrazas asociadas al Francolí es relativamente fácil. Se encuentran restos colgados del nivel T<sub>III</sub> + C<sub>III</sub> a unos 300 m de distancia y a 20 m por encima del nivel de glacis superior, G<sub>II</sub>,

éste debe ser por tanto posterior. A partir de aquí aunque no puede establecerse correlación especial, es verosímil la correlación entre los restos del glacis superior con la Terraza T<sub>II</sub> y la de los del glacis inferior, G<sub>I</sub>, con la T<sub>I</sub>.

En el resto de la zona no se presentan formas de este tipo, ello es debido sin duda a las características litológicas del substrato. Bancos y paleocanales de conglomerados y areniscas dispersos han impedido que pequeños glacis incipientes se desarrollaran libremente, ello sólo ha sido posible cuando el substrato está constituido únicamente por materiales poco consolidados y fácilmente erosionables. Conviene señalar que en la Conca de Tremp hemos podido observar importantes glacis que cortan en bisel capas, de más de 1 m de espesor, de areniscas; M. J. IBAÑEZ nos ha mostrado en un sector de la Depresión del Ebro (Albalate del Arzobispo), estudiado por ella (IBAÑEZ, M. J. 1974), glacis de gran extensión que cortan también importantes bancos de areniscas. Creemos que las diferencias entre los glacis de la Conca de Barberà y los citados son debidos a diferencias de las condiciones climáticas que permitieron su modelado. La mayor agresividad de los procesos modeladores puede en el caso de Tremp estar ligado a un frío más intenso y en el caso de la Depresión del Ebro a una mayor continentalidad.

#### *Fenómenos cársticos*

Como fenómenos cársticos más importantes de esta zona señalaremos las surgencias establecidas en el contacto entre las calizas del Muschelkalk inferior y las arcillas del Buntsandstein que dan lugar a depósitos travertínicos, y la importante circulación subterránea, sin duda al amparo de los conglomerados del Oligoceno que da origen a la fuente de l'Espluga de Francolí.

#### *Dinámica actual*

Dentro de la dinámica actual nos limitaremos casi exclusivamente a aquellos procesos que condicionan la actividad humana y los que son condicionadas por ésta.

Sobre los materiales arcillosos y margosos triásicos hay una tendencia a la incisión lineal de pequeños talweges de 1 o 2 m de profundidad pero sin llegar a ramificarse, tan sólo localmente (al SW de Rojals) existen limitadas zonas abarrancadas (bad lands). Los tramos calcáreos triásicos presentan tan sólo evolución en las cornisas (ver p. 6).

La dinámica actual que se ejerce en el sector donde afloran los materiales paleozoicos viene condicionada por las fuertes pendientes y la existencia de una formación superficial generalizada, interrumpida por numerosos afloramientos rocosos. La dis-

posición de los árboles indica claramente la existencia de una reptación bastante generalizada. Sobre las pendientes fuertes, las aguas de arroyada ejercen un lavado selectivo de los depósitos superficiales, arrastrando los elementos más finos, con lo que, en superficie, hay una concentración relativa de cantos, formando un tapiz pedregoso (15 cm de espesor) por encima de la formación superficial original que persiste. Este tipo de arroyada recibe el nombre de *arroyada con empedrado* ("ruissellement avec pavage").

En las zonas de mayor pendiente ( $\geq 30^\circ$ ) son frecuentes los derrubios de gravedad. Su extensión no reviste grandes proporciones pero sin embargo abundan. Algunos de ellos han sido objeto de cuidados especiales (construcción de pequeños muros escalonados) a fin de estabilizarlos. El origen de estos mantos de derrubios es doble: algunos son formas originales, instaladas al pie de un afloramiento rocoso importante, otros constituyen un estadio posterior de evolución de los mantos de cantos superficiales por lavado. En general en el sector de materiales paleozoicos las formaciones superficiales presentan, debido a las fuertes pendientes, una gran tendencia a la movilización, contrarrestada únicamente por la acción retentiva de la cobertera vegetal; la conservación de ésta es pues de importancia fundamental.

La Conca de Barberà está ocupada casi en su totalidad por cultivos, tan sólo en los frentes de cuesta, por su pendiente elevada, y en los afloramientos de areniscas o conglomerados consolidados persiste la vegetación espontánea (no en su sentido botánico) que es arbórea o de matorral, y no cubre totalmente el suelo; en muchos casos está sumamente degradada. Sobre las pendientes fuertes a menudo la vegetación es mucho más dispersa y se aprecian claras muestras de arroyada.

Por lo que respecta a los cultivos, la Conca de Barberà desde el punto de vista de acondicionamiento del terreno responde a la norma general de la Catalunya seca, el cultivo en bancales escalonados, con "muros" de piedra seca llamados "*espones*" (sig. *espona*). Por este sistema, erosión y deposición por arroyada se hacen dentro de un mismo bancale con lo que éste tiende progresivamente a horizontalizarse reduciendo con ello la erosión. Se crean microunidades dinámicas que tienden a estabilizarse, siempre y cuando se entretengan convenientemente las "*espones*", trabajo que no requiere excesivos cuidados sino tan sólo una atención permanente. Este tipo de acondicionamiento ocupa las vertientes e incluso los fondos de valle que poco a poco se hacen llanos y escalonados. Hay que tener en cuenta que en estas zonas, debido al clima, el peligro de soliflucción sobre todo en masa, que podría arrastrar fácilmente los muros de piedra es prácticamente inexistente, siempre, claro está que estos muros tengan la adecuada permeabilidad.



## BIBLIOGRAFIA

- DAVEAU, S. (1973). — Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal. *Finisterra* (Revista portuguesa de Geografía), vol. VIII, n.º 15, pp. 5-47, 14 figs., XI planchas, Lisboa.
- FERRER, M., MENSUA, S. (1956). — Las formas de relieve del centro de la Depresión del Ebro. *Geographica*, n.º 9 a 12, pp. 107-109.
- FRUTOS MEJÍAS, L. M. (1968). — Los glaciares del campo de Zaragoza. XXI Congr. Intern. de Geogr. India 1968, Aportación española. Madrid. Patronato "Alonso de Herrera" (C.S.I.C.), pp. 423-429, 1 fig., 2 fotos.
- HEMPEL, L. (1961). — Vallès reciente y fósiles en la España mediterránea. *Est. Geogr.*, vol. XXII, 1961, n.º 82, pp. 67-93, 2 cuadros, 19 fotos, f. t., Madrid.
- IBÁÑEZ MARCELLÁN, M. J. (1974). — El piedemonte ibérico bajo-aragonés. Tesis Univ. Zaragoza (inédita), 669 pp., figs., fotos, 11 mapas, f. t., cortes f. t.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA. — "Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja 417; Espluga de Francolí" (En prensa).
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947). — Contribución al conocimiento de Morfoestructura de los Catalánides. Estudios geológicos. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C. 372 pp., 40 figs., (18 pleg. f. t.), 22 láms. f. t., 4 map pleg. f. t.
- MENSUA FERNÁNDEZ, S. (1964). — Sobre la génesis de los glaciares del valle del Ebro y su posterior evolución morfológica. Aportación española al XX Congreso Internacional de Geografía, Ed. C.S.I.C., pp. 191-195, 1 fig., Zaragoza.
- QUIRANTES PUERTAS, J. (1969). — Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Tesis de Doctorado, Dep. Sedim. Suelos, Univ. Zaragoza, 101 pp., 74 figs., 12 figs. pleg. f. t.
- RIBA, A. (1967). — Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geol. Hisp.*, año II, pp. 1-6, 2 esquemas, Barcelona.
- RIBA, O., VILLENA, J. y QUIRANTES, J. (1967). — Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona Caspe-Chiprana. (provincia de Zaragoza), *Anales Edaf. y Agrab.*, t. XXVI, pp. 617-634, 7 figs., 2 tabls., 12 fotos, Madrid.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1940). — Superficies de erosión en las cordilleras litorales de Cataluña. *An. Univ. Barcelona*, pp. 145-158, 4 figs., 3 láms., Barcelona.
- SOLÉ SABARÍS, L., et BIROT, P. (1955). — L'évolution morphologique de la zone subbétique orientale. *Bull. A.G.F.*, pp. 118-124.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1964). — Las rampas o glaciares de erosión de la Península Ibérica. Aportación Española al XX Congr. Intern. de Geogr., Edit. C.S.I.C., pp. 13-18, Zaragoza.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1969). — Traité de Géomorphologie. Tome IV, Le modelé des régions sèches, 472 pp., 44 figs., 51 fotos. f. t., SEDES, París.
- TRICART, J. (1971). — Normes pour l'établissement de la Carte Géomorphologique détaillée de la France (1:20.000, 1:25.000, 1:50.000). Mémoires et Documents, Nouvelle série, vol. 12, pp. 37-105, París.
- VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1954). — El Triásico de la Sierra de Prades. (prov. de Tarragona). *Est. Geol.*, t. X, n.º 22, pp. 216-242, 16 figs., 38 láms., Madrid.
- VIRGILI, C. (1964). — Estudio geológico del sector Espluga-Vimbodí-Rojals. Inst. Est. Tarraconenses, "Ramón Berenguer IV", Sección de Geología y Ciencias Naturales y Exactas, Public. n.º 2, pp. 7-24, 1 pl., f. t., 1 mapa, f. t., Tarragona.

Recibido para su publicación: diciembre 1975.