

**MEMORIA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO
Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES
A ESCALA 1.50.000 DE LA HOJA N° 292
SAN LORENZO DE MORUNYS**

Joan Escuer
Jaume Casanovas

Noviembre 2001

**MEMORIA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE FORMACIONES
SUPERFICIALES A ESCALA 1.50.000 DE LA HOJA Nº 292 SAN LLORENÇ
DE MORUNYS.**

ÍNDICE

1.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	3
2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	4
	2.1 ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL.....	4
	2.1.1 Enmarque morfoestructural.....	4
	2.1.2 Unidades morfoestructurales.....	5
	2.1.3 Relaciones con la red fluvial.....	8
	2.1.4 Controles litológicos del relieve.....	8
	2.2 ESTUDIO DEL MODELADO.....	9
	2.2.1 LADERAS.....	9
	2.2.2 FORMAS FLUVIALES.....	10
	2.2.3 FORMAS KÁRSTICAS.....	11
	2.2.4 FORMAS POLIGÉNICAS.....	12
3.	LAS FORMACIONES SUPERFICIALES.....	13
	3.1 FORMACIONES SUPERFICIALES DE LADERA.....	14
	3.2 FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN FLUVIAL.....	15
	3.3 FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN POLIGÉNICO.....	16
	3.4 FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN KÁRSTICO.....	17
	3.5 LEYENDA DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES.....	18
	3.5.1 DEPÓSITOS DE LADERAS.....	18
	3.5.1 DEPÓSITOS FLUVIALES.....	19
	3.5.3 DEPÓSITOS POLIGÉNICOS.....	21
	3.5.4 DEPÓSITOS KÁRSTICOS.....	22
4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	22
	4.1 LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN.....	23
	4.2 LA KARSTIFICACIÓN.....	25

4.3 LA INCISIÓN FLUVIAL.....	25
5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	26
6. BIBLIOGRAFIA CITADA.....	28

1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de San Llorenç de Morunys se sitúa, siguiendo la clásica denominación de las grandes unidades geográficas de la vertiente Sur de la cordillera pirenaica, en el límite entre el denominado Prepirineo y la Depresión del Ebro.

El relieve de la hoja es montañoso presentando desniveles apreciables. La cota dominante (2214 m) corresponde a la Sierra de Querol perteneciente a la Sierra del Port del Comte, situada en una posición septentrional en el cuadrante noroccidental de la Hoja. La cota más deprimida entorno a los 527 m corresponde al nivel del embalse de San Ponç en el río Cardener.

La red de drenaje es subsidiaria del río Llobregat exceptuando algunas cabeceras situadas en el margen occidental de la Hoja que son subsidiarias del río Segre. Los principales cursos, de dirección N S, son el río Cardener y el río Aiguadora.

Los principales volúmenes del relieve están constituidos por diferentes sierras que se reparten arealmente de la siguiente manera: La Sierra de Oden y Sierra de Port del Comte, en el cuadrante noroccidental de la hoja se encuentran separadas de la Sierra de Pratformiu por el río Cardener. Al este se sitúan la Sierra de Montcalb Sierra de Fontanella, els Rasos de Peguera la Sierra de Les Arades. Al sur de estos relieves aparecen la Sierra de Canalda, Busa, Sierra de Bastets, Siera dels Tossals y Sierra dels Lladres estando separadas de las anteriores por las cabeceras de los valles fluviales del río Aiguadora y Aigua de Vall de orientación E-O.

El clima dominante es mediterráneo templado seco, con una temperatura media anual entre 8 y 13 °C y pluviometría entre 600 y 700 mm.

2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

2.1 ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

2.1.1 Enmarque morfoestructural

En la hoja pueden diferenciarse dos grandes conjuntos morfoestructurales:

- En la mitad septentrional de la hoja, los relieves mayoritariamente estructurales (La Sierra de Oden, Sierra de Port del Comte, Sierra de Pratformiu, Sierra de Montcalb Sierra de Fontanella, els Rasos de Peguera, la Sierra de Les Arades y Sierra dels Lladres) desarrollados sobre materiales de la cobertera mesozoica y cenozoica afectados por cabalgamientos y transportados como mantos de corrimiento que forman parte del denominado Prepirineo
- Al sur, los relieves predominantemente tabulares desarrollados sobre materiales que forman parte del relleno cenozoico de la Depresión del Ebro aunque afectado por estructuras pirenaicas. El antepaís plegado (Sierra de Canalda, Sierra de Busa, Sierra de Bastets, y Sierra dels Tossals)

Los términos Prepirineo y Depresión del Ebro son puramente geográficos, habiendo perdido parte del significado estructural que antaño tuvieron, debido a los nuevos conocimientos que, de la estructura de los Pirineos, se tienen en la actualidad. Hoy se acepta que el Pirineo meridional está constituido por dos niveles de mantos, superiores e inferiores, que involucran tanto materiales paleozoicos como mesozoicos y cenozoicos afectando en última instancia a materiales que clásicamente se han venido asignando a la Depresión del Ebro. En este sentido, a pesar de que estos materiales están en continuidad con los materiales de la Cuenca del Ebro, forman parte de los Pirineos meridionales, en sentido amplio, ya que presentan deformaciones atribuibles a la generación del orógeno. Es el denominado antepaís plegado.

2.1.2 Unidades morfoestructurales

Los grandes volúmenes del relieve se describen por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica.

En el ámbito septentrional de la hoja, los materiales están afectados por los cabalgamientos del Pedraforca y de Vallfogona (Manto del Cadí) según una secuencia de bloque inferior donde se diferencian mantos superiores e inferiores. Los mantos superiores (manto del Pedraforca), son anteriores a los inferiores (Manto del Cadí) de modo que estos últimos, en su movimiento, transportaron a los primeros.

El límite entre la zona anterior y el antepaís viene marcado por la estructura sinclinal de Busa, formada por materiales continentales con numerosas discordancias internas. Al sur del sinclinal de Busa, la estructura está controlada por el anticlinal de Puigreig suave y de gran amplitud.

Morfológicamente esta disposición ha sido esculpida por los agentes externos, generándose relieves de tipo estructural, poniendo de manifiesto tanto disposiciones monoclinales como tabulares con importante desarrollo de superficies estructurales

Básicamente, en la zona meridional de la hoja, al sur del cabalgamiento de Vallfogona, las unidades están modeladas en los materiales terciarios molásicos de la Cuenca del Ebro presentando una estructura de pliegues laxos muy característica.

2.1.2.1 La Serra de Oden

La Serra de Oden pertenece al manto de Port de Comte cuyos límites son complejos. En la actualidad su morfología esta dominada por la superficie de erosión somital, que lo arrasa, si bien, en la hoja, solo aparecen escarpes parcialmente. Las litologías carbonatadas han propiciado el desarrollo de un exocarst importante en la zona somital de la sierra con desarrollo de amplias dolinas.

2.1.2.2 El Port de Comte

La Serra de Port de Comte aparece parcialmente representada continuándose al norte en la vecina hoja de Gósol 254. Presenta un modelado estructural, con pliegues laxos, cuyos ejes anticlinales han sido levemente vaciados, presentando escarpes estructurales en las capas duras así como anchas plataformas estructurales en el margen meridional de la unidad. El desarrollo de formas exocársticas es muy importante con desarrollo de dolinas,

llamadas bofias en la toponimia del lugar, y uvalas. Con toda probabilidad la Serra de Port de Comte fue biselada por una superficie de erosión de la que solo quedan restos coincidentes con plataformas estructurales, en torno a la cota 2000 m, en la parte más meridional de la unidad.

El límite morfológico sudoriental de la unidad coincide con el trazado del Valle alto del río Cardener. La vertiente que domina el margen derecho del río presenta un modelado que traduce la existencia de un antiguo movimiento en masa de grandes proporciones ($> 1 \text{ km}^3$). La cabecera se encuentra recubierta de canchales y se sitúa debajo del escarpe estructural que, desde la punta Querol (2214) a Coma de San Grau (2138), domina el sector. Desde la cabecera hasta el curso actual del río Cardener toda la vertiente ha sido recubierta por materiales superficiales que enlazan con los glaciares en que se asienta la población de Sant Llorenç de Morunys.

2.1.2.3 Los relieves del antepaís.

La Depresión del Ebro presenta una posición de cuenca de antepaís respecto al orógeno pirenaico. Se ha avanzado anteriormente que los materiales del relleno sedimentario pueden presentar deformaciones con una estrecha relación con las estructuras pirenaicas constituyendo el antepaís plegado. En este sentido la zona de la hoja perteneciente a la Cuenca del Ebro quedaría incluida en el denominado antepaís plegado pudiendo individualizarse las siguientes unidades desde un punto de vista morfoestructural: Sinclinal de Busa y Anticlinal de Puigreig

2.1.2.3.1 El sinclinal de Busa.

Este conjunto de relieves incluye la Sierra de Encies, Sierra de Busa, Sierra dels Bastets, Sierra dels Tossals y Sierra de la Llosa. El modelado es característico mostrando una disimetría acusada. El flanco sur consiste en plataformas estructurales, subhorizontales, que forman mesetas delimitadas por escarpes. Por debajo de los escarpes que contornean el Pla de Busa, Sierra dels Tossals y Sierra de la Llosa las vertientes son coluviales y presentan cierta regularización.

El flanco norte del sinclinal de Busa está verticalizado mostrando múltiples crestas y líneas de capa de trazado rectilíneo.

2.1.2.3.2 El anticlinal de Puigreig. Las combes del Cardener y Aiguadora

Al sur del gran volumen del relieve formado por las unidades anteriores los materiales molásicos del antepaís describen una amplia antifforma que corresponde al reflejo morfológico del anticlinal de Puigreig (Hoja Puigreig 321). El modelado es similar al descrito en las unidades anteriores, el contraste litológico de los materiales causa que la erosión diferencial sea la responsable del modelado en plataformas estructurales principales y secundarias, que se enlazan mediante taludes desarrollados merced a la existencia de niveles poco competentes. El relieve anticlinal de Puigreig ha sido vaciado en su núcleo, por la acción de los ríos Cardener y Aiguadora. El núcleo y los flancos están formados por una alternancia de materiales lábiles y competentes. Este contraste litológico ha propiciado una erosión diferencial muy marcada modelando dos suaves y amplios combés. Los drenajes se han concentrado hacia el interior de los mismos.

2.1.2.3.3 Las plataformas residuales de Lladurs

Al norte de la Población de Lladurs destaca un conjunto de plataformas residuales. Estas plataformas son de origen poligénico. Sobre ellas se ha depositado un manto aluvial con espesores de orden decamétrico. La erosión posterior a aislado diferentes retazos de una extensa área de depósito. La morfología presenta analogías claras con los depósitos tipo raña.

2.1.3 Relaciones con la red fluvial

Los dos cursos fluviales principales en el ámbito de la hoja son el río Cardener y el río Aiguadora. Ambos presentan un discreto desarrollo de terrazas. El río Cardener discurre en dirección N-S atravesando indiscriminadamente diversas estructuras. Tanto el Cardener como el río Aiguadora han seccionado las potentes masas conglomeráticas del sinclinal de Busa. Este patrón es propio de muchos de los cursos fluviales de la vertiente sur de los Pirineos (Cinca, Noguera Ribagorzana, Noguera Pallaresa, etc). Esta disposición de la red de drenaje principal solo puede explicarse atendiendo a fenómenos de antecendencia (singénesis) o sobreimposición (epigénesis).

El río Aigua de Valls, afluente del Cardener, mantiene un carácter subsecuente paralelo a la dirección de la estructura de Busa al norte de esta.

2.1.4 Controles litológicos del relieve.

En el ámbito de la hoja pueden observarse diversas relaciones entre litología y relieve. En el caso de las rocas carbonatadas representadas por potentes series calizas mesozoicas, su carácter competente, ha propiciado la existencia de escarpes subverticales de dimensiones apreciables pero la nota más significativa respecto a estas litologías es su asociación con formas cársticas en especial sobre superficies de erosión.

Un caso particular es el modelado, llamado montserratino de gran parte de los conglomerados que aparecen en la Hoja. Dicho modelado necesita la existencia de un diaclasado importante que individualice los monolitos. Las formas redondeadas son producto de la erosión sobre estas litologías.

Por último destacar la fuerte relación entre el modelado estructural y las diferencias de competencia de los materiales. Sin un contraste litológico adecuado en este sentido, el modelado estructural no se habría desarrollado de una forma tan clara.

2.2 ESTUDIO DEL MODELADO

2.2.1 LADERAS

En el antepaís predominan las vertientes estructurales, regularizadas, limpias o con derrubios de ladera.

En la zona septentrional de la hoja los procesos de ladera han tenido un papel muy importante en el modelado de las vertientes identificándose laderas coluviales y movimientos en masa. Las acumulaciones de derrubios, estratificados o no, son muy abundantes y recubren numerosas laderas. Estas formas coluviales, parecidas en su morfología externa, son muy variadas entre si internamente, presentando características diferentes respecto al material acumulado, tamaño de grano de la fracción gruesa, ordenamiento interno, porcentaje de matriz y morfoscopía. En el caso de los derrubios estratificados SOLE SUGRAÑES (1973) considera que su análisis permite asegurar que se trata de derrubios crioclásticos.

En la proximidad de escarpes estructurales las acumulaciones de derrubios no presentan matriz ni cubierta vegetal pudiéndose considerar canchales. Esta morfología domina el pie de la escarpada vertiente suroriental de la Sierra del Port de Comte.

La existencia de desniveles importantes y litologías susceptibles a propiciado movimientos en masa de tipología muy diferente. Algunos de ellos involucran volúmenes importantes superiores al km^3 como en el caso de la vertiente este del Port del Comte, que domina el curso del alto del río Cardener, y el situado al norte de la Sierra dels Lladres. Todos ellos movilizan materiales del substrato en fragmentos de gran tamaño que presentan, por tanto, disposiciones y buzamientos anómalos. La incongruencia estructural de estos afloramientos es un reflejo de su pertenencia a masas deslizadas.

De forma general las cabeceras de las masas deslizadas presentan un escarpe más o menos degradado, que denota su antigüedad, siendo frecuentes, asimismo, recubrimientos coluviales o canchales al pie del mismo.

2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Son formas con una amplia representación cartográfica en la hoja. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje.

2.2.2.1 Fondos de valle

Los fondos de valle suelen quedar delimitados por una ruptura más o menos pronunciada de pendiente cóncava a en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no.

Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por si misma un cierto depósito.

A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada.

2.2.2.2 Terrazas

Las terrazas fluviales de río Cardener y el río Aiguadora son sectores llanos, o con ligera pendiente hacia el río, edificados gracias a la acumulación

de aluviones y que en la actualidad se encuentran a un nivel superior al actual de las aguas. El límite de la terraza con el curso viene dado frecuentemente por un escarpe producido por el zapamiento o incisión del río.

2.2.2.3 Escarpe de terraza

Se trata de un talud formado, al menos en parte por material aluvial (terracea) y que aparece al ser cortado dicho material.

2.2.2.4 Incisión lineal

Esta es la forma fluvial más extendida sin duda en la hoja. La incisión lineal se produce al profundizar un eje de drenaje, una vez concentradas las aguas de escorrentía en un torrente, en su substrato erosionándolo. El resultado son valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle.

Esta forma es indicativa de la importancia de la erosión a la que ha estado sujeta la zona.

2.2.2.5 Cárcavas

Son redes de drenaje arborescentes con múltiples regueros jerarquizados e interfluvios afilados que no pueden ser eliminados por las operaciones normales de labranza.

Las cárcavas son muy frecuentes sobre los materiales margosos que aparecen en el núcleo de la combe de San Llorenç de Morunys especialmente en su mitad oriental.

2.2.2.6 Saltos de agua, Cascadas

Se trata de rupturas abruptas verticales o subverticales en el perfil longitudinal de cursos fluviales y torrentes. Suelen venir condicionadas por la existencia de diferencias de competencia entre las rocas del substrato.

Pueden identificarse estas formas en los barrancos que drenan la Sierra de Cal Jardí.

2.2.2.7 Drenaje indiferenciado

En la cartografía se ha utilizado este concepto para remarcar aquellas zonas que concentran la escorrentía superficial pero que no muestran características especiales o representables a la escala de trabajo. Puede incluir

cortos tramos con incisión lineal y pequeños fondos de valle no cartografiados a 1:50.000.

Este tipo de representación permite la caracterización detallada de la red de drenaje.

2.2.3 FORMAS KÁRSTICAS

La presencia de litologías carbonatadas en las unidades de Port de Comte y Rasos de Peguera condiciona el desarrollo de formas cársticas. El exocarst está bien representado en forma de dolinas individualizadas, uvalas o campos de dolinas. De forma análoga a otras zonas del prepirineo existe una asociación areal muy clara y directa entre estas formas y la existencia de aplanamientos o superficies de erosión. Las superficies de erosión de ambas unidades están afectadas por lapiazes areales más o menos cubiertos.

2.2.3.1 Dolinas y uvalas

Las dolinas son depresiones con geometría tendente a la cónica, de planta más o menos circular y que actúan como sumideros de escorrentía. La coalescencia de varias dolinas genera una uvala. Este tipo de morfologías es común en la parte somital de la sierra de Port de Comte identificándose al menos tres uvalas con representación cartográfica. El fondo presenta formaciones superficiales de cierta importancia.

2.2.4 FORMAS POLIGÉNICAS

Las formas poligénicas son aquellas que tienen un origen complejo en el que se combinan procesos pertenecientes a diversos sistemas morfogenéticos o en diversos ciclos temporales.

2.2.4.1 Fondos de valle

De características similares a las descritas para los fondos de valle fluviales. En este caso cabe añadir componentes coluviales dándoles un carácter mixto que condiciona su inclusión en este grupo de formas.

2.2.4.1 Glacis

Los glacis son superficies de inclinación suave que descienden desde una zona abrupta hacia un fondo más o menos llano. En principio pueden describirse como formas de piedemonte aunque el término glacis es muy amplio.

En la zona que nos ocupa se trata mayormente de glacis de acumulación o mixtos (erosión-acumulación). A diferencia de los conos de deyección que tienen su mayor espesor en la zona apical, los glacis de acumulación presentan el mayor espesor en la zona distal y su morfología en planta difiere de la típica en abanico de aquellos siendo más irregular. Asimismo el perfil longitudinal de los glacis es cóncavo mientras que el de los abanicos suele ser convexo.

Estas formas aparecen en el entorno San Llorenç de Morunys a diferentes alturas lo que indica diferentes generaciones de ellos. También se han identificado estas formas en la zona meridional de la hoja como enlaces entre zonas tabulares y ejes fluviales.

2.2.4.2 Superficies de erosión

En los Pirineos, estas formas no constituyen grandes superficies como es el caso del Macizo Hespérico constituyendo retazos aislados que dificultan su correlación. Ello puede ser debido a que en algunas zonas quizás no llegaron nunca a elaborarse y también que las diferentes reactivaciones del orógeno pirenaico y la fuerte denudación hayan impedido su conservación.

Es muy común su asociación a relieves constituidos por molasas. En ocasiones el techo de las molasas enlaza con una superficie de erosión mientras en otros es su base la que se considera una superficie erosiva. A la escala considerada la superficie de erosión no constituye una llanura perfecta sino que más bien constituye el producto de una larga evolución pudiendo considerarse una forma modificada y en parte degradada más que una forma pura. Aparece bien representada en las zonas somitales de Rasos de Peguera y Sierra de Port de Comte (Hoja 254 Gòsol).

3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales de esta hoja tienen generalmente poco espesor y extensiones cartográficas reducidas. Se restringen a depósitos de origen fluvial en los cursos de orden mayor y poligénico en los de menor entidad, algunos glaciares de acumulación en zonas deprimidas o a techo de divisorias de aguas y a sedimentos de ladera de diversos tipos de escasa entidad.

3.1 FORMACIONES SUPERFICIALES DE LADERA

La mayor parte de vertientes carecen de acumulaciones de importancia. Predominan las vertientes estructurales, limpias o con acumulaciones discontinuas y de reducida extensión, aunque con frecuencia pueden alcanzar potencias de orden métrico. Actualmente dominan los procesos de erosión sobre los de acumulación favorecidos por los fuertes pendientes de gran parte de la hoja. Únicamente las vertientes mejor orientadas y ocupadas por una cobertura vegetal densa o mejor orientadas respecto a la red fluvial se han librado del desmantelamiento general.

La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de substrato de cada zona, la pendiente, la orientación y la cota. En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando estos ya están rodados en el área fuente. Localmente y solamente a cotas altas, son de gravas angulosas limpias, bien clasificadas y gradadas de canchales antiguos o funcionales actualmente.

En el cuadrante Noreste de la hoja, se han localizado diversas acumulaciones formadas por procesos de inestabilidad gravitatoria. Se han cartografiado como unidades de formación superficial puesto que recubren el substrato precuaternario de forma análoga a cualquier otra formación superficial. Incluyen movimientos de masa de diversos tipos: deslizamientos, caídas rotacionales, flujos y movimientos mixtos. Litológicamente están constituidos por materiales muy heterogéneos en función de su proceso de formación, desde acumulaciones caóticas de bloques a coladas de barro. En

algunos se mantiene la estructura de los materiales caídos y es fácil su confusión con el substrato, en otros casos quedan totalmente desorganizados y no es posible su identificación. La mayoría son de edad subactual a reciente aunque algunos pueden ser antiguos.

En el eje longitudinal central de la hoja se sitúan las sierras de Busa y de la Llosa o de Capolat. Su techo está constituido por una superficie estructural de conglomerados eocenos subhorizontales o suavemente plegados de forma sinclinal. En la vertiente Norte aumentan rápidamente su buzamiento hasta quedar invertidos formando una discordancia progresiva. La vertiente Sur es muy escarpada y muestra buzamientos horizontales o muy suaves en dirección al Sur. En ella el techo de las sierras queda colgado según escarpes de alturas que generalmente superan los 300 metros y en ocasiones los 400. La vertiente está expuesta a la caída gravitacional de bloques de conglomerados y a vuelcos de torres rocosas. Este proceso no es muy activo porque los conglomerados de esta zona son generalmente masivos y presentan escasos tramos de intercalaciones detríticas finas. En el mapa geomorfológico se ha cartografiado como una forma en lugar de cómo una unidad de formación superficial, dada su discontinuidad y su escaso espesor que permiten la visualización del substrato eoceno en la mayor parte de los casos.

3.2 FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN FLUVIAL

La mayoría de los cursos fluviales de esta hoja muestran un marcado encajamiento y una amplitud del valle reducida. Únicamente en algunas zonas donde el substrato precuaternario es más blando se ha excavado un valle de mayor amplitud, como en Sant Llorenç de Morunys gracias a las margas eocenas, en el torrente de Riu sobre las arcillas garumnienses o en el sector de Montmajor.

Los sedimentos fluviales se restringen al estricto centro de los valles y a algunos retazos colgados a modo de terrazas en el río Cardener, Aigua de Valls, Aigua d'Ora, Llinars, Aigua de la Corba, torrente del Riu y riera del Hospital. El resto de rieras y torrentes carecen de acumulaciones de origen fluvial o bien se limitan a pequeños depósitos discontinuos de gravillas de potencia no superior a 1 metro. Son frecuentes los lechos donde las aguas

circulan directamente sobre el substrato, en especial en el sector central de la hoja.

Las formaciones superficiales de génesis fluvial forman un sistema de dos terrazas escalonadas en los ríos Cardener, Aigua d'Ora y sus respectivos afluentes.

La terraza baja o actual esta formada por gravas y gravillas con matriz arenosa, arenas con lentejones de gravas y limos con cantos rodados dispersos o formando niveles. En la zona central dominan los niveles lenticulares de tendencia granodecreciente de gravas, gravillas y arenas coronadas por un tramo de limos y arenas finas con cantos dispersos a techo. Hacia las zonas de ala pasan lateralmente de forma transicional y finalmente son recubiertos por materiales coluviales de origen lateral (unidades a, g y h). La potencia total es muy variable pero generalmente pequeña, desde pocos decímetros a varios metros.

La terraza media solamente se ha conservado en los ríos Cardener y Aigua de Valls aguas arriba de su confluencia, en el Cardener en el extremo Sur de la hoja y en algunos tramos del río Aigua d'Ora. Está formada por una amalgama de niveles lenticulares de gravas y gravillas polimícticas muy rodadas con abundantes bloques y matriz arenosa, localmente limosa. Incluye frecuentes bloques de areniscas o conglomerados eocenos angulosos, así como niveles lenticulares de limos con cantos dispersos de la misma litología. Estos son más abundantes en las zonas de ala y se atribuyen a aportes laterales coluviales en tránsito gradual a sedimentos poligénicos o de ladera (unidades g, h y a). la potencia total de la unidad es de unos 10 metros aproximadamente, con un máximo observado de 15 metros. El escarpe se sitúa a unos +15 a +20 metros sobre el nivel fluvial actual.

3.3 FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN POLIGÉNICO

Las condiciones de dureza del substrato y la abrupta orografía con valles estrechos y pendientes pronunciadas no han permitido la formación de grandes unidades poligénicas de tipo aluvial-coluvial. Únicamente en las zonas donde el substrato precuaternario es más blando se formaron algunas cuencas rodeadas de relieves abruptos que actúan como área fuente de sedimentos de

génesis poligénica. Como en la confluencia entre los ríos Cardener y Aigua de Valls con substrato margoso eoceno o los sectores de Montmajor, Castellar del Riu o Olius. También quedan algunos restos de formaciones de origen poligénico más antiguas a techo de divisorias de aguas al Norte del castillo de Lladurs.

La población de Sant Llorenç de Morunys se sitúa en una cuenca de unos 10km² formada gracias a la mayor erosionabilidad del substrato margoso eoceno de la zona. Está rodeada de relieves abruptos de calizas como el Port del Comte o conglomeráticos como el Tossal de la Creu de Codó o las sierras de Busa y Bastets. Estos actúan como área fuente de depósitos poligénicos tipo glacis de acumulación (unidad g) así como de sedimentos de ladera (unidades c y a). En las zonas medias y distales del glacis la litofacies dominante son las gravas angulosas con abundantes bloques y matriz limosa. Forman un depósito heterogéneo sin ordenación granulométrica. En las zonas proximales alternan con tramos de gravas angulosas limpias o con poca matriz, estratificadas y bien clasificadas granulométricamente. La potencia total de la unidad se estima de unos 5 a 15 metros, aunque es muy variable por efecto de las irregularidades del substrato precuaternario que recubre.

Al Norte y Oeste de Guixers, en el río de Llinars y en el torrente del Riu, afloran pequeños retazos de formación superficial de origen poligénico. Están constituidos por limos con muy abundantes cantos dispersos o formando niveles. La incisión posterior de la red fluvial los ha dejado colgados a modo de terrazas con el escarpe a cota superior al de la terraza media (unidad d). En el río Aigua d'Ora, cerca del núcleo de La Vall, se ha localizado un depósito en forma de abanico de similares características aunque con el escarpe a la misma cota que el de la terraza media.

3.4 FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN KÁRSTICO

Forman diversos depósitos de muy reducida extensión cartográfica en zonas deprimidas endorreicas tipo dolinas formadas por el colapso de galerías kársticas. Dadas las condiciones de afloramiento es difícil precisar la cantidad de formación superficial o "terra rossa" de su interior. Se han detectado dolinas

en la sierra del Port del Comte, los Rasos de Peguera y al Norte de Castellar del Riu y Espinalbet.

3.5 LEYENDA DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

3.5.1 DEPÓSITOS DE LADERAS

a (laderas general)

Bloques y cantos con matriz heterométrica y limos con muy abundantes cantos dispersos. Incluyen zonas formadas por niveles de gravas angulosas bien estratificadas y clasificadas granulométricamente con escasa matriz limosa de tipo "gréze litée". Se disponen adosados al pie de relieves positivos formando acumulaciones de espesor variable desde pocos decímetros a varios metros. Cabe destacar la abundancia de depósitos de escaso espesor y extensión cartográfica muy reducida que no han sido representados en el mapa. Se trata de sedimentos de origen coluvial formados a partir de la caída gravitacional de los escarpes adyacentes.

b (masas desprendidas)

Masas situadas al pie de relieves positivos vigorosos formadas por procesos de inestabilidad de vertientes. Incluyen desprendimientos, deslizamientos, caídas rotacionales, flujos y movimientos mixtos. Litológicamente están constituidos por materiales muy heterogéneos en función de su proceso de formación, desde acumulaciones caóticas de bloques a coladas de barro. En algunos se mantiene la estructura de los materiales caídos y es fácil su confusión con el substrato, en otros casos quedan totalmente desorganizados y no es posible su identificación. La mayoría son de edad subactual a reciente aunque algunos pueden ser antiguos.

c (canchales actuales)

Bloques y cantos angulosos bien estratificados y con buena clasificación granulométrica. Forman los canchales funcionales actualmente asociados a relieves positivos de una cierta importancia en la mitad norte de la hoja. En el tramo superior (0,5 a 2 metros) las gravas son limpias, mientras que en el resto normalmente presentan matriz limosa. La cementación es nula o muy escasa.

Son abundantes los depósitos de poco espesor y dimensiones cartográficas reducidas no representables a escala 1:50.000.

3.5.2 Depósitos fluviales

d (Terraza1)

Gravas y gravillas con abundantes bloques y matriz arenosa, localmente limosa. Forman una amalgama de niveles lenticulares de potencia decimétrica y continuidad lateral decamétrica. Presentan estratificación cruzada y cantos imbricados. El grado de cementación es generalmente muy bajo, excepto en el sector de Sant Llorenç de Morunys donde se han observado niveles de potencia decimétrica fuertemente cementados. Los cantos son principalmente de carbonatos y rocas detríticas eocenas, en menor proporción de filitas, esquistos, cuarzo y granitoides muy hidrolizados. Todos ellos son muy rodados, aunque son frecuentes los bloques de areniscas o conglomerados eocenos angulosos. Localmente, incluyen niveles limosos o de arenas finas con muy abundantes cantos exclusivamente de areniscas angulosas de procedencia local. Estos son más abundantes en las zonas de ala. En el techo también presentan un tramo de limos con cantos subangulosos dispersos de 1 a 2 metros de potencia. Este pasa lateralmente de forma transicional a los sedimentos poligénicos de las unidades h y g y a los depósitos de ladera cartografiados como unidad a. Forman la terraza media de los ríos Cardener, Aigua de Vallés y Aigua d'Ora. El escarpe se sitúa entre +15 y +20 metros sobre el nivel fluvial actual y la potencia varía de 5 a 15 metros.

e (Fondo de valle y terraza actual)

Gravas y gravillas con matriz arenosa, arenas con lentejones de gravas y limos con cantos rodados dispersos o formando niveles. Constituyen el lecho de los ríos Cardener, Aigua de Vallés, Aigua d'Ora, Llinars, Aigua de la Corba, torrente del Riu y de la riera del Hospital. Se restringen a estrechas franjas encajadas entre vertientes abruptas, excepto cuando se encaja en la terraza media (unidad d). En la zona central dominan los niveles lenticulares de tendencia granodecreciente de gravas, gravillas y arenas coronadas por un tramo de limos y arenas finas con cantos dispersos en el techo. Hacia las zonas de ala pasan lateralmente de forma transicional y son recubiertos por

materiales coluviales de origen lateral (unidades a, g y h). La potencia total del depósito es muy variable pero generalmente pequeña, desde pocos decímetros a varios metros.

3.5.3 Depósitos poligénicos

f (Formación Lladurs)

Gravas con matriz arenosa o limosa. Forman un depósito bien estratificado constituido por la amalgama de niveles de potencia decimétrica de geometría planar o suavemente canaliforme y continuidad lateral de orden métrico a decamétrico. Presentan estratificación cruzada y imbricación de los cantos denotando paleocorrientes de procedencia Norte. Incluyen bloques de hasta 50 cm de diámetro y algunas intercalaciones lenticulares de arenas medias a gruesas con gravillas dispersas. Todos los cantos son muy rodados y su litología es polimíctica. Predominan los fragmentos de calizas de diversos tipos y las rocas detríticas eocenas, en menor grado también pizarras, esquistos y cuarzo. El grado de cementación es generalmente bajo aunque incluye niveles de espesor decimétrico fuertemente cementados. Forman un depósito al Norte de Lladurs de 15 metros de potencia con base erosiva y discordante sobre el substrato eoceno. El techo está suavemente inclinado hacia el sur ($1,5^\circ$) y fuertemente incidido por diversos torrentes. Se interpreta como de origen poligénico principalmente aluvial y de edad Pliocuaternaria, son los materiales de formación superficial más antiguos de la hoja.

g (Galcis)

Gravas angulosas y bloques con abundante matriz limosa. En las zonas medias y distales forman un depósito de granulometría muy heterogénea sin ningún tipo de clasificación. Los cantos son angulosos y de litología carbonatada. Son frecuentes los grandes bloques de calizas que pueden superar los 2 metros de diámetro. El grado de cementación es variable pero generalmente alto. En el sector proximal alternan con tramos de gravas angulosas limpias o con poca matriz, estratificadas y bien clasificadas granulométricamente. Forman un relativamente extenso glacis de acumulación (aproximadamente unos 3 km^2) con su origen en la cara Sudeste del Port del Comte. Hacia la zona distal pasan lateralmente de forma transicional y a techo

recubren la terraza media del Cardener (unidad d). Han sido totalmente incididas por la red fluvial posterior y en su interior se encajan los depósitos fluviales actuales y subactuales (unidad e). La potencia total de la unidad se estima de unos 5 a 15 metros, aunque es muy variable por efecto de las irregularidades del substrato precuaternario que recubre.

h (Fondo de valle poligénico)

Limos o limos arenosos con abundantes cantos dispersos o formando niveles y algunos bloques aislados. En la zona de ala de los torrentes, la litofacies dominante son los limos masivos de coloración rojiza con abundantes gravas y bloques dispersos. Hacia el centro de los torrentes son frecuentes los niveles de cantos angulosos o rodados con matriz limosa o arenosa. Estas presentan geometría lenticular, base erosiva y continuidades laterales de varios metros. También incluyen niveles lenticulares de arenas finas a medias bien estratificadas formando secuencias granodecipientes. La unidad en conjunto tiene una potencia muy variable desde pocos decímetros a varios metros. Se interpretan como depósitos de fondo de valle asociados a pequeños torrentes únicamente funcionales durante episodios de fuertes lluvias. La génesis de esta unidad es marcadamente poligénica por efecto de la acumulación de sedimentos de procedencia longitudinal y lateral respecto a la dirección del torrente.

3.5.4 Depósitos kársticos

i (terra rossa)

Limos rojizos tipo “terra rossa” procedentes de la descalcificación de carbonatos. Rellenan zonas deprimidas endorreicas tipo dolinas formadas por el colapso de galerías kársticas. Dadas las condiciones de afloramiento es muy difícil precisar la cantidad de formación superficial en el interior de cada dolina. Se han localizado en la sierra del Port del Comte, en los Rasos de Peguera y al Norte de Castellar del Riu y de Espinalbet.

4 EVOLUCIÓN DINÁMICA

El relieve actual de la hoja es el resultado final de procesos geodinámicos internos (constructivos) y externos (mayoritariamente destructivos). Este conjunto de procesos ha contribuido, desde las primeras fases de la construcción del orógeno pirenaico, a la evolución geomorfológica del mismo, si bien, los retoques definitivos están relacionados con los cambios climáticos acaecidos en el Cuaternario.

El almacén o estructura del relieve actual es el resultado de las fases tectónicamente más activas del orógeno iniciadas en el Cretácico superior y continuadas con mayor importancia durante el Eoceno y el Oligoceno. Es durante estas últimas edades cuando las unidades cabalgantes adquieren mayor actividad y desarrollo. Producto de esta dinámica, se generó un importante volumen de relieve, que fue expuesto a los agentes externos, produciéndose, coetáneamente, la generación de importantes espesores de materiales detríticos (molásas), así como los procesos erosivos de escultura, para dar lugar a un relieve estructural con importante energía. La actividad tectónica, sincrónica con el depósito, propició que muchos de estos materiales molásicos estén afectados a su vez en la dinámica de cabalgamientos.

En la hoja de San Llorenç de Morunys las edades de fosilización de cada unidad cabalgante han sido establecidas por VERGES (1999) considerando los -29 m.a. para el cabalgamiento de Port de Comte y los -34 m.a. para el de Vallfogona. Ello situaría el final de la actividad tectónica principal en el Oligoceno.

A partir del depósito de los materiales molásicos más modernos, correspondiéndose con los menos deformados, se inicia un proceso de exhumación que esculpirá la estructura. Este proceso se mantendrá durante todo el Neógeno y Cuaternario siendo activo en la actualidad.

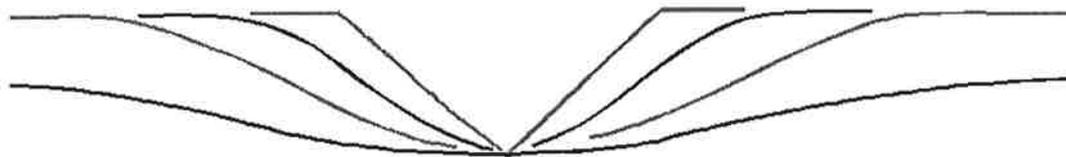
4.1 LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

En principio cualquier superficie de erosión debería poderse datar dentro de unos límites de forma muy simple. La superficie debe ser más joven que las rocas erosionadas que corta y más antigua que las formaciones rocosas que la recubren. Sin embargo en la realidad la datación de superficies puede ser más

compleja y difícil. Debe considerarse que se entiende por edad de una superficie de erosión dado que esta necesita un considerable lapso de tiempo para su formación.

Según el modelo Davisiano la evolución del relieve queda expresado como un ciclo de erosión. Partiendo de una superficie inicial que ha sido elevada para formar una cordillera por causas tectónicas, el drenaje tenderá a cortar hacia un nuevo nivel de base generando incisiones importantes y convirtiendo la superficie inicial en una superficie irregular. Una vez que los cursos fluviales han alcanzado su nuevo nivel de base, cesa el corte longitudinal en los mismos y prosigue en los interfluvios consumiéndolos, aminorando las pendientes, y formando en última instancia una llanura o penillanura. El ciclo volvería a iniciarse a consecuencia de un nuevo levantamiento tectónico. En este sentido el relieve es concebido como una serie de penillanuras en diversos procesos de evolución.

A partir del simple modelo Davisiano se han propuesto diversas variaciones al mismo. Una de las cuestiones más debatidas ha sido el de la evolución y morfología de las pendientes. En este sentido hoy sabemos que la forma de las mismas depende en gran parte de las propiedades del material y la naturaleza de los procesos erosivos que se dan en ellas. La diferencia está en si las pendientes evolucionan según el modelo Davisiano en el cual cada estadio es isócrono (ver figura) o si la evolución de las pendientes sigue el modelo propuesto por King, ver OLLIER (1991) y TWIDALE (1989a), en que las pendientes retroceden formando un pedimento el cual sería evidentemente heterócrono.



(a) Modelo de Davis



(b) Modelo de King

Modelos de evolución de las pendientes

Es difícil, en el caso que nos ocupa, saber como se formaron las superficies. Nuestro concepto acerca de la edad de esta forma depende en gran manera de que modelo consideremos en cuanto a su formación. Si pensamos que estas superficies se formaron por retroceso paralelo de las pendientes según el modelo de King, entonces las zonas cercanas a los relieves residuales son más jóvenes que los situados en zonas más deprimidas. La superficie sería diacrónica y si le tenemos que asignar una edad la duda esta en si considerar la de su iniciación o la de su término.

En el caso de aplicar el modelo Davisiano el problema es más sencillo siempre que se conozca cual fue la edad en que terminó el último estadio, pregunta de difícil respuesta.

La cuestión a tener en cuenta y quizás la principal, son, como ya se ha avanzado, las relaciones existentes entre los depósitos recientes o no y la superficie de erosión. Si bien resulta prácticamente imposible establecer la evolución de la zona en referencia a edades absolutas debido a la total falta de las mismas, sí se pueden establecer los principales episodios de evolución en referencia a criterios de edades relativas.

Clásicamente en el Pirineo se han descrito tres conjuntos de superficies de erosión: El primer conjunto está formado por diferentes retazos que afectan incluso la denominada Zona Axial que se supone coetánea a la formación de las molasas Oligocenas respecto a las que quedaban como relieves residuales

BOISSEVAIN (1934), SOLE y otros (1952), SERRAT, (1980), GOMEZ (1987), PEÑA (1983), BIROT (1937), BARRERE (1951), RODRÍGUEZ (1986).

Un segundo conjunto de edad intra o fini-miocena muy extendida en las Sierras Marginales, BARRERE (1951), PEÑA (1983), RODRÍGUEZ (1986), SANCHO (1988), BENITO (1989) y un tercer conjunto pliocuaternario descrito por PEÑA (1983), ALBERTO (1983).

En principio la superficie de erosión identificada en Rasos de Peguera pertenecería al primer conjunto, mientras que la de Guixera situada en el antepaís podría relacionarse con el tercer conjunto pliocuaternario ya que se relaciona por cota con los relieves residuales de Lladurs.

4.2 LA KARSTIFICACIÓN

La presencia de afloramientos calizos en las zonas afectadas por superficies de erosión han favorecido el desarrollo de procesos cársticos cuyas representaciones se dan en la Serra de Port de Comte y Rasos de Peguera. CARDONA (1989) deduce la existencia de una fase de carstificación antigua anterior a la cobertera de molasas. El depósito de materiales detríticos detuvo momentáneamente los procesos de disolución que se reactivaron en una segunda fase tras la exhumación del recubrimiento.

4.3 LA INCISIÓN FLUVIAL

El encajamiento de la red fluvial es patente a lo largo de todo el Neógeno y Cuaternario con la creación de profundos valles y vaciados importantes. La alternancia de periodos de sedimentación con períodos erosivos queda patente en los sistemas de terraza de los ríos Cardener y Aiguadora. La edad de las terrazas es imprecisa debido a la falta de dataciones absolutas pero atendiendo a relaciones relativas entre los niveles de terraza a lo largo del curso del Llobregat las terrazas superiores así como sus glacis correlativos pertenecerían al Pleistoceno y las inferiores y sus depósitos correlativos al pleistoceno superior y holoceno respectivamente.

5. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos actuales desde el punto de vista dinámico comprenden los relacionados con el régimen fluvial, dinámica de vertientes y erosión. La erosión ocasiona la remoción del material superficial debida a la acción de los agentes externos. Los procesos erosivos son frecuentes en el ámbito estudiado y son un aspecto normal del desarrollo del paisaje. Factores tales como el grado de cobertura vegetal, la pendiente del terreno y la competencia o resistencia litológica influyen en el grado de erosión. En la zona que nos ocupa la existencia de litologías lábiles, unido a la desprotección del suelo por parte de la escasa cobertura vegetal y las altas pendientes que se observan, condicionan la existencia de procesos erosivos importantes. Las formas indicativas de la actividad de este proceso son la incisión lineal, las cárcavas y sus cabeceras. Asimismo y en relación con la dinámica fluvial diversas zonas correspondientes a las partes cóncavas de los meandros presentan zapamiento.

En la actualidad los procesos fluviales siguen siendo activos. La incisión lineal sigue actuando especialmente en las zonas acarcavadas así como en todos aquellos sectores con substrato lábil y desprovistos de cubierta vegetal.

Puntualmente y vinculada a la dinámica de vertientes puede identificarse cierta actividad morfogenética traducida básicamente en la reactivación de antiguas masas deslizadas, cuando las condiciones son apropiadas y caídas de bloques genéricas en los escarpes estructurales. En el antepaís las laderas, pese a los fuertes desniveles existentes, no presentan altos grados de inestabilidad aunque cabe precisar que dichas inestabilidades pueden darse en amplias zonas, aunque de forma puntual, tras períodos de lluvias intensas, que favorecerían la aparición de deslizamientos, así como caídas de bloques.

Los procesos cársticos siguen siendo perfectamente funcionales en las zonas de substrato calizo constituyendo auténticos sistemas acuíferos.

6. BIBLIOGRAFÍA CITADA

ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M. J.; MACHIN, J.; MELENDEZ, A.; PEÑA, J. L.; POCOVI, A.; RODRIGUEZ, J. (1983) El piedemonte Plio Cuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). Geographicalia, 18, 109-126.

BARRERE, P. (1951) La morphologie des Sierras Oscenses. Actas Y Congr. Int. Est. Pirenaicos, 5, Sec. 4, 51-79. Inst. Est. Pirenaicos.

BENITO, G. (1989) Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego. Tesis Doctoral Fac. Ciencias Univ. Zaragoza, 764 p (inédita)

BIROT, P. (1937) Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. Edit. J.B. Bailliére, 318 pp., 65 figs. Paris 1937.

BOISSEVAIN, H. (1934) Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Segre. (Pyrénées Catalanes) Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, LXVI, 33-170. Toulouse.

GOMEZ, A. (1987) Contribució geomorfológica a l'estudi dels espais supraforestals pirenaics. Génesi, organització y dinàmica dels modelats glacials y periglacials de la Cerdanya y l'Alt Urgell. Institut Cartogràfic de Catalunya. 161 p. Barcelona.

OLLIER, C.D. (1991) Ancient landforms Belhaven Press. London. 233 pp.

PEÑA, J. L. (1983) La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio Geomorfológico. Instituto de estudios llerdenses, 373 p., Lérida.

RODRÍGUEZ (1986) Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte. 172 p. Inst. Est. Altoaragoneses.

SOLE SABARIS, L.; FONT QUER, N; LLOPIS, N.; MASACHS, V. (1952) Geografía Física de España Tomo Y de la Geografía de España y Portugal, Edit. Montaner y Simón, 500 p., Barcelona.

SOLE SUGRAÑES, L. (1973) Nota sobre el límite inferior de derrubios estratificados de vertiente (grèzes litées) en el sector de St. Llorenç de Morunys (Prepirineo oriental, prov. de Lérida) Acta Geológica Hispánica, t. VIII (1973), nº 5, págs. 167-173.

TWIDALE, C.R. (1989a) La antigüedad del paisaje Australiano: Pruebas e implicaciones, En: Xeomorfología Granítica. Cuad. Lab. Xeol. Laxe.13, pp. 7-30.

VERGES (1999) Estudi geologic del vessant sud del Pirineu oriental Y central. Evolució cinemática en 3D. Monografies tècniques núm. 7. Institut Cartogràfic de Catalunya.