MEMORIA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES A ESCALA 1.50.000 DE LA HOJA Nº 291 OLIANA

Joan Escuer
Jaume Casanovas

Noviembre 2001

MEMORIA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES A ESCALA 1.50.000 DE LA HOJA Nº 291 OLIANA.

INDICE

1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 3

2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 4

2.1 ANTECEDENTES 4

2.2 ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL 4

2.2.1 Enmarque morfoestructural 4

2.2.2 Unidades morfoestructurales 5

2.2.3 Relaciones con la red fluvial 9

2.2.4 Controles litológicos del relieve. 10

2.3 ESTUDIO DEL MODELADO 11

2.3.1 LADERAS 11

2.3.2 FORMAS FLUVIALES 12

2.3.3 FORMAS CÁRSTICAS 14

2.3.4 FORMAS POLIGENICAS 15

3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES 17

3.1 Formaciones superficiales de ladera 17

3.2 Formaciones superficiales de origen fluvial 18

3.3 Formaciones superficiales de origen poligénico 20

3.4 Formaciones superficiales de origen kárstico.....22

4. EVOLUCION DINAMICA 23

4.1 Las superfcies de erosión.....24

4.2 La carstificación.....26

5. MORFODINAMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....28

1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Oliana 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 (1810 m) corresponde a la Sierra de Odén, situada en una posición marginal en el cuadrante nororiental de la Hoja. La cota más deprimida entorno a los 420 m corresponde al nivel del río Segre aguas abajo de la población de Basella cubierta por las aguas del pantano de Rialb.

La red de drenaje es subsidiaria del Segre siendo este el principal eje de drenaje de la hoja dividiendo esta en dos zonas y discurriendo según dirección norte sur por un valle con ensanchamientos locales en la zona de Oliana.

Los principales volúmenes del relieve están constituidos por diferentes sierras que se reparten arealmente de la siguiente manera: Serra de Aubenç oeste del río Segre en el cuadrante noroccidental de la hoja, Serra de Turp, continuación de la anterior en el margen izquierdo del Segre, Serra de Sant Marc al sur de la Serra de Aubenç, la ya citada anteriormente Serra de Oden en el cuadrante nororiental y la Serra de Oliana al sur de la población del mismo nombre.

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 ANTECEDENTES

No puede abordarse un análisis geomorfológico de la Hoja sin tener en cuenta los trabajos realizados por PEÑA (1983). Entre ellos destaca su tesis doctoral que incluye una cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las dos terceras partes de la hoja. Estos trabajos han constituido un punto de partida privilegiado en la realización del presente análisis el cual revisa y actualiza el contenido de los mismos.

2.2 ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

2.2.1 Enmarque morfoestructural

En la hoja pueden diferenciarse tres grandes conjuntos morfoestructurales:

- En la mitad septentrional de la hoja los relieves desarrollados sobre materiales de la cobertera mesozoica y cenozoica que formarían parte de las Sierras Exteriores del denominado Prepirineo pertenecientes a las unidades del conjunto Central de PEÑA 1983. También se incluyen unidades de las denominadas Sierras Marginales.

- En el cuadrante noreste el gran volumen formado por la Serra de Oden perteneciente al manto de Port de Comte

- Al sur y al Este 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.

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. El Prepirineo representado en la hoja de Oliana pertenecería mayoritariamente a la unidad de las Sierras Exteriores, incluyendo unidades de las Sierras Marginales, y se hallaría separado de la Depresión del Ebro por una línea de cabalgamiento y diversas discordancias asociadas, resultado de la actividad de los respectivos mantos del Montsec y las Sierras marginales.

2.2.2 Unidades morfoestructurales

Los grandes volúmenes del relieve serán descritos por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica en la hoja y que comprenden dos grandes unidades del relieve: las denominadas Sierras Interiores y los relieves tabulares del antepaís o Depresión del Ebro.

Las Sierras Exteriores (Serra de Aubenç-Turp) están desarrolladas a favor de la unidad tectónica del manto del Montsec. Separada de la anterior y rodeada de materiales molásicos se encuentra la Serra de Sant Marc. Atendiendo a su posición tectónica podría considerarse que pertenece a las Sierras Marginales. Ambos ambitos se traducen en unidades morfoestructurales asociadas a anticlinales, sinclinales y abruptos monoclinales relacionados con láminas cabalgantes.

Al este del Segre y de la Serra de Turp destaca el volumen y elevación de la Serra de Oden que pertenece estructuralmente al manto del Port de Comte-Cadí. Clásicamente este cambio brusco en los materiales a ambos lados del Segre se relacionaba con la existencia de una línea de falla (Falla del Segre) que afectaría incluso al zócalo paleozoico PEÑA (1983). Los conocimientos

actuales indican que no existe salto apreciable a nivel del zócalo y que la representación en superficie de la Falla del Segre no es más que el conjunto de rampas laterales de la unidad del Montsec.

Básicamente, en la zona central de la hoja, las unidades están modeladas en los materiales terciarios molásicos de la Cuenca del Ebro presentando una estructura antiformal muy característica y que ha sido descrita clásicamente como el Anticlinal de Oliana.

Por último los relieves tabulares del medio Segre están formadas por grupos de plataformas separadas por alguna depresión. La relación de estos relieves con las unidades anteriores tiene un marcado carácter estructural.

2.2.2.1 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 todavía pueden reconocerse escarpes y líneas de capa que denotan una estructura formada por un conjunto de pliegues y cabalgamientos. La terminación occidental de la Serra de Oden se correponde con la del manto de Port de Comte consistente en un anticlinal frontal muy cerrado visible desde la población de Cambrils. Las litologías carbonatadas han propiciado el desarrollo de un exocarst importante en la zona somital de la sierra con desarrollo de amplias dolinas.

2.2.2.2 Las Sierras Exteriores

2.2.2.2.1 La Serra de Aubenç y la Serra de Turp

Las sierras de Aubenç y Turp pertenecen a la misma unidad geológica que ha sido subdividida por la acción erosiva del río Segre. Esta no es otra que el manto o cabalgamiento del Montsec o Montsec-Boixols.

La Sierra de Aubenç es una espectacular estructura que responde al modelado del bloque superior de una unidad cabalgante. Se trata del flanco

norte de un anticlinal de bloque superior al que le falta por completo el reducido flanco sur. El frente sur es muy abrupto presentado un escarpe que puede alcanzar dimensiones hectométricas. En este sentido pueden citarse los espectaculares farallones del Tossal del Coscollet que alcanzan los seiscientos metros o les Cingleres dels Esplovins.

2.2.2.3 Las Sierras Marginales

2.2.2.3.1 La Serra de Sant Marc-Peramola

Este relieve desarrollado sobre series mesozoicas similares a las de la unidad anterior responde también al bloque superior de una unidad cabalgante. La zona somital de la sierra estuvo sometida a erosión habiéndose desarrollado una superficie de erosión parcialmente fosilizada por materiales detríticos terciarios en posicón discordante. Este hecho dataría la superficie de erosión como intraoligocena según PEÑA (1983). De forma análoga a la mayor parte de superficies de erosión desarrolladas sobre materiales carbonatados en la vertiente sur de los pirineos, presenta una intensa carstificación aunque degradada por la posterior incisión fluvial. Puntualmente pueden identificarse lapiaz así como dolinas aunque estas no tienen representación cartográfica. En las cercanías de Peramola el relieve es puramente estructural.

2.2.2.4 Las unidades molàsicas desvinculadas del antepaís

2.2.2.4.1 Les Moles de Sant Honorat y Les Encantades.

Entre la Serra de Aubenç y la combe de Oliana el modelado es en cuestas divergentes dominadas por conglomerados con morfologías claramente montserratinas (Sant Honorat, Roca dels Corbs). Este modelado se extiende a la otra margen del Segre hacia Cambrils y la Roca Llarga en los niveles conglomeráticos subhorizontales de Les Encantades en la Serra del Obac.

2.2.2.5 Los relieves del antepaís.

La Depresión del Ebro presenta una posición de cuenca de antepaís respecto al orogeno pirenaico. Se ha avanzado anteriomente que los materiales del relleno sedimentario pueden presentar deformaciones con un 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: La Combe de Oliana, el monoclinal de la Serra de Oliana.

2.2.2.5.1 La combe de Oliana

El relieve anticlinal de Oliana se encuentra vaciado en su núcleo formado por materiales margosos làbiles mientras que los flancos están compuestos por formaciones detríticas de carácter conglomerático más resistentes. Este contraste litológico ha propiciado una erosión diferencial muy marcada modelando una amplia combe bordeada de alineaciones competentes que la cierran en su práctica totalidad. Los drenajes se han concentrado hacia el interior de la combe aunque existen diversos depósitos correlativos a la incisión de la red de drenaje situados a diferentes alturas.

Estructuralmente el anticlinal de Oliana representa la estructura más septentrional del conjunto de pliegues despegados del antepaís.

2.2.2.5.2 El monoclinal de la Serra de Oliana

El flanco sur del anticlinal de Oliana presenta un desarrollo topográfico importante que va amortiguándose a medida que los buzamientos se amortiguan. Esta zona es la denominada Serra de Oliana. El contraste litológico de los materiales es menor aunque la erosión diferencial sigue siendo el responsable del modelado. Hacia el sur y sureste los materiales de la Serra de Oliana enlazan sin solución de continuidad con los materiales del antepaís en posiciones subhorizontales del laxo sinclinal de Basella.

2.2.2.5.3 El sinclinal de Basella.

Este conjunto de relieves queda situado entre la Serra de Oliana y el anticlinal de Vilanova (Hoja de Pons 329). El modelado característico consiste en plataformas estructurales principales que forman mesetas delimitadas por escarpes. A nivel inferior a estas plataformas y bordeandolas, se escalonan otros niveles de plataformas de menor amplitud pero de gran continuidad lateral. Estos niveles se enlazan mediante taludes que corresponden a los niveles blandos.

2.2.2.5.4 El anticlinal de Puigreig

Al sur del gran volumen del relieve formado por la Serra de Oden los materiales molàsicos del antepaís decriben una amplia antiforma que corresponde a la terminación occidental del conocido anticlinal de Puigreig (Hojas de San Llorenç de Morunys 292, 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.

2.2.3 Relaciones con la red fluvial

Los dos cursos fluviales principales en el ámbito de la hoja son el río Segre y la Ribera Salada. Ambos presentan desarrollo de sistemas de terraza más numeroso en el Segre que en la Ribera Salada. El río Segre presenta una situación central en la Hoja discurriendo en dirección N-S atravesando indiscriminadamente diversas estructuras. El Segre ha seccionado las potentes masas calizas mesozoicas individualizando la Serra de Aubenç de la Serra de Turp. Asimismo es el responsable último del vaciado del núcleo de la antiforma de Oliana al que parte en dos mitades. 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 antecedencia (singénesis) o sobreimposición (epigénesis).

El curso superior de la ribera Salada también responde al modelo descrito sin embargo la Ribera Salada cambia drásticamente de dirección, en su curso medio pasando de la dirección N-S a la E-W hasta su confluencia con el Segre. Es posible que ello pueda responder a una captura provocada por la erosión remontante de un afluente del Segre subsecuente que podría haber capturado una antiguo curso N-S.

El río Rialb drena la mitad occidental de la Hoja y responde, como en el caso del Río Segre, al modelo de río con dirección N-S que corta las estructuras. Su encajamiento es considerable habiendo desarrollado cañones estrechos cuyo desnivel alcanza el centenar de metros. Estas incisiones espectaculares no son privativas del río Rialb. La Ribera Salada en su Cabecera también ha desarrollado este tipo de morfologías en las litologías conglomeràticas molàsicas. La verticalidad y estrechez de los cañones implica una velocidad de incisión realmente alta lo que podría estar relacionada con una caída brusca del nivel de base o un levantamiento rápido del orógeno.

La red de drenaje secundaria mantiene, por lo general un carácter subsecuente paralelo a la dirección de las estructuras principales. Este es el caso del barranco de Coscollola paralelo a la Serra de Oliana y el río de la Mora paralelo al flanco norte del anticlinal de Oliana.

2.2.4 Controles litológicos del relieve.

En el ámbito de la hoja pueden observarse diversas relciones entre litológia y relieve. En el caso de las rocas carbonatadas formadas 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.

2.3 ESTUDIO DEL MODELADO

2.3.1 LADERAS

Predominan las vertientes estructurales, regularizadas, limpias o con derrubios de ladera.

Las vertientes de bloques caídos o deslizados por procesos gravitacionales a partir de los escarpes adyacentes aparecen en el extremo Noreste de la combe de Oliana al Norte del núcleo de la Valldan. También cabe citar la vertiente Oeste del cerro de la ermita de Santa Bárbara en Cambrils donde una acumulación de grandes bloques indica posiblemente una antigua desestabilización de la ladera.

Los coluviones tapizan diversas laderas en el valle alto del río Rialb así como la vertiente sur de la Cinglera del Esplovins y la Serra de Turp. En esta última su vertiente norte presenta un apreciable desarrollo de canchales.

Puntualmente se identifican deslizamientos de forma aislada

2.3.2 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.

2.3.2.1 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.

2.3.2.2 Terrazas

Las terrazas fluviales de la Ribara Salada y el río Segre 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.

Las terrazas de los ríos Segre y Ribera Salada presentan depósitos que se describen apropiadamente en el apartado de formaciones superficiales.

2.3.2.3 Escarpe de terraza

Se trata de un talud formado, al menos en parte por material aluvial (terraza) y que aparece al ser cortado dicho material. Los escarpes de terraza delimitan las terrazas del río Segura.

2.3.2.4 Abanicos aluviales

Estas formas se originan por la acumulación selectiva de material al pie de un relieve que es el que lo suministra. En el caso de abanicos aluviales el principal agente de transporte es el agua. La funcionalidad de esta forma es parcial ya que se concentra en un sector del cono. Con el tiempo varia repartiéndose los materiales por una amplia zona. Estas formas aparecen en la margen derecha del Segre a su paso por el anticlinal de Oliana.

2.3.2.5 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.

2.3.2.6 Gargantas, cañones.

Son valles de paredes subverticales desarrollados merced a la incisión lineal de un curso. La existencia de paredes subverticales implica una cierta competencia de la roca sobre la que se encuentran excavados. El río Rialb y el curso superior de la Ribera Salada muestran magníficos ejemplos de esta morfología ya sea sobre materiales carbonatados en el primer caso o sobre conglomerados en el segundo. Sin embargo en ocasiones, se ha preferido remarcar la componente estructural habiendo representado las paredes verticales como escarpes estructurales.

2.3.2.7 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 Oliana especialmente en su mitad oriental.

2.3.2.8 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 Serra de Aubenç al precipitarse por los farallones de la Cinglera dels Esplovins

2.3.2.9 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 cartografiables a 1:50.000.

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

2.3.3 FORMAS CÁRSTICAS

Estas formas están condicionadas por la presencia en el substrato de rocas carbonatadas y su origen esta basado en fenómenos de disolución. En el ámbito de la hoja se repite la asociación de exocarst con superficies de erosión muy común en la vertiente sur de los Pirineos.

2.3.3.1 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 Oden identificándose al menos tres uvalas con representación cartográfica. El fondo presenta formaciones superficiales de cierta importancia.

2.3.4 FORMAS POLIGENICAS

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.

2.3.4.1 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.

2.3.4.2 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 interior del anticlinal de Oliana a diferentes alturas lo que indica diferentes generaciones de ellos. También se han identificado en el piedemonte de la Serra del Obac al pie de los relieves monserratinos de les Encantades.

2.3.4.3 Superficies de erosión

La forma poligénica por excelencia de estudio corresponde a la superficie de erosión. 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 en las zonas somitales de la Serra de Oden y Serra de Sant Marc.

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.

3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales de esta hoja tienen generalmente poco espesor y extensiones cartográficas reducidas. Se disponen formando un sistema de terrazas escalonadas a ambos márgenes del río Segre y la Ribera Salada. En el resto de rieras y torrentes las formaciones superficiales son en todos los casos discontinuas y de reducido espesor, excepto algunas terrazas bajas del río Rialb. En las zonas donde el sustrato precuaternario es más blando y ha permitido una fuerte erosión, forman abanicos aluviales o glacis de acumulación de dimensiones kilométricas, como por ejemplo en el interior de la combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

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, predominan los procesos de erosión sobre los de acumulación favorecidos por las fuertes pendientes de gran parte de la hoja y la deforestación general. Únicamente las vertientes mejor orientadas y ocupadas por una cobertera vegetal densa, protegidas por un encostramiento o mejor orientadas respecto 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, aunque dominan los limos y los fragmentos calcáreos ordenados o no granulométricamente. En el sector norte de la hoja y solamente a cotas altas, abundan los depósitos de gravas limpias muy bien clasificadas de canchales funcionales actualmente o depósitos antiguos de tipo "gréze litée". Son también frecuentes los depósitos de materiales heterométricos formados por la acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa excepto cuando éstos ya están rodados en el área fuente. Cabe destacar la abundancia de este tipo de acumulaciones,

aunque con espesores pequeños y dimensiones cartográficas muy reducidas, que no han sido representados en el mapa.

Son poco frecuentes las vertientes tapizadas por bloques caídos o deslizados por procesos gravitacionales a partir de los escarpes adyacentes. La única zona relativamente extensa que muestra este tipo de acumulaciones es el extremo Noreste de la combe de Oliana al Norte del núcleo de la Valldan. En menor grado también cabe citar la vertiente Oeste del cerro de la ermita de Santa Bárbara en Cambrils.

3.2 Formaciones superficiales de origen fluvial

Forman un sistema escalonado de terrazas fluviales adosadas a los márgenes del río Segre y algunos de sus afluentes. La estrechez del valle, el fuerte encajamiento del río y la construcción del embalse de Oliana no favorecen en absoluto su conservación. Las terrazas más bajas presentan afloramientos relativamente extensos a ambos márgenes del Segre aguas abajo de la cerrada del embalse de Oliana. Los depósitos correspondientes al resto de terrazas aparecen sólo en retazos aislados adosados a las vertientes o bien coronando la cima de pequeñas colinas.

Se disponen formando cuatro niveles de acumulación separados por escarpes con o sin sustrato precuaternario en la base. Sus alturas sobre el nivel actual del río, de más reciente a más antigua, son las siguientes: +1/+3 m, +10 m, +50 m y +90/+110 m.

La terrazas inferior (unidad ***f***) aflora a ambos márgenes del río Segre en todo el tramo comprendido en esta hoja aguas abajo de la cerrada del pantano de Oliana, a lo largo de los cursos bajo y medio de la Ribera Salada y con menor extensión en el Río Rialb. La Terraza baja (unidad ***e***) solamente está presente en ambos márgenes en el interior de la combe de Oliana y en la confluencia de la Ribera Salada con el Segre. En el resto del valle su desarrollo es mucho mayor en el margen derecho que en el izquierdo. De igual modo, la terraza e está presente de un modo casi constante en margen derecho de la

Ribera Salada, mientras que en el margen izquierdo se reduce a unos pocos retazos aislados.

La terraza media no presenta ningún afloramiento en toda esta hoja. Se trata de una unidad que ha sufrido una fuerte erosión a lo largo de todo el curso medio del Segre, solamente se ha conservado en zonas donde el valle del río presenta un apreciable ensanchamiento, como por ejemplo en Artesa de Segre o aguas abajo del Embalse de Sant Llorenç de Montgai (hoja número 328, Artesa de Segre).

Las terrazas alta y superior, correspondientes a las unidades cartográficas ***d*** y ***c*** respectivamente, han sufrido una erosión casi total. Solamente se ha localizado un afloramiento de la terraza alta adosado a la vertiente suroeste del "tossal de Bassella", totalmente colgado y desconectado de la terrazas superior y media. La terraza superior aparece únicamente en dos pequeños retazos en las cimas del cerro de Nuncarga y del "tossal de Bassella". Ambos depósitos quedan restringidos a la estricta cima de los cerros de forma que quedan completamente aislados del resto de materiales cuaternarios.

Todos los niveles de terraza se caracterizan por el dominio de gravas polimícticas dispuestas en niveles lenticulares con base erosiva, poco continuos lateralmente y amalgamados con abundantes lentejones de arenas grises. A su techo generalmente se dispone un tramo de limos rojizos de inundación o de procedencia lateral de potencia variable entre pocos centímetros y varios metros. Los cantos presentan diámetros entre 3 y 10 centímetros, pero pueden incluir bloques decimétricos. Presentan matriz arenosa, ocasionalmente limosa, normalmente poco cementada. Su litología es muy variada, incluyendo principalmente calizas, areniscas, conglomerados, granitoides, esquistos, pizarras, cornubianitas y cuarzo procedentes del desmantelamiento de los relieves pirenaicos y prepirenaicos a la vez que de procedencia local.

Algunos afluentes del Segre, la Ribera Salada o el río Rialb también pueden presentar materiales de origen fluvial restringidos al estricto centro del valle. Se trata de limos y arenas finas con niveles de gravillas y lentejones de gravas. Ocupan el fondo de pequeños torrentes generalmente encajados y de una cierta funcionalidad únicamente en periodos de lluvias. Hacia las zonas de ala la litofacies dominante son los limos con abundantes cantos dispersos sedimentados por aportes coluviales laterales respecto el eje del torrente. Presentan potencias variables entre los pocos decímetros y varios metros, como por ejemplo en la riera de la Valdan, en el barranco de La Mora Condal o en el río de Sellent.

3.3 Formaciones superficiales de origen poligénico

Las condiciones de relativa dureza del sustrato precuaternario de esta hoja no han posibilitado la formación de grandes unidades superficiales poligénicas de tipo aluvial-coluvial. Solamente en algunos sectores, la menor dureza del sustrato ha permitido la excavación de cuencas rodeadas de relieves montañosos abruptos, como por ejemplo en el interior de la Combe anticlinal de Oliana o en el barranco de la Mora Condal.

En la combe anticlinal de Oliana destaca la diferente disposición de las formaciones superificiales del sector suroeste respecto el noreste. En el sector suroeste, situado en el margen derecho del río Segre, se dispone un único sistema de glacis de acumulación coalescentes formando una superfície de suave pendiente en dirección al Segre (glacis de Peramola). Litológicamente se trata de gravas subangulosas o rodadas con matriz limosa y limos con abundantes cantos dispersos. En las zonas proximales dominan las litofácies de gravas angulosas o escasamente rodadas con matriz limosa. Presentan aspecto masivo totalmente desorganizado, o por el contrario, aparecen bien estratificadas formando niveles granodecrecientes con base erosiva. Los clastos son de tamaño centimétrico aunque pueden incluir bloques de orden métrico. Hacia las zonas medias decrece progresivamente el tamaño de los clastos, se hacen raros los bloques y aparecen abundantes tramos de limos

con cantos dispersos. En ellas, la litofacies dominante son las gravas bastante rodadas con matriz de limos o arenas, laminación cruzada y ordenación en niveles tabulares a pequeña escala o de geometría canaliforme. A techo del depósito se dispone un tramo de potencia entre 1 y 2 metros formado por limos masivos cohesionados con abundantes cantos centimétricos dispersos. La unidad en conjunto pasa lateralmente de forma transicional a la terraza ***e*** del Segre, a la vez que los limos superiores y ocasionalmente también las gravas la recubren. La erosión de la red fluvial posterior ha incidido este depósito con intensidades variables, desde muy elevadas como en el caso de torrente de Rumbau hasta moderadas como en el barranco de Nerolas.

En el sector noreste de la combe de Oliana destaca la presencia de dos sistemas de glacis de acumulación de edades diferentes. Adosados a los márgenes norte y Sur, así como a techo de algunas lomas alargadas en dirección SO-NE, afloran pequeños retazos de un antiguo glacis de acumulación. Litológicamente se trata de gravas bastante rodadas con laminación cruzada y matriz arenosa o limosa apenas sin cementar. Forman niveles de geometría canaliforme con la base erosiva y continuidad lateral de orden métrico. Incluyen algunos bloques y frecuentes tramos de limos con cantos angulosos o rodados dispersos o formando pequeños niveles. El techo del depósito está constituido por un tramo de limos de entre 1 y 2 metros de potencia. La erosión posterior ha desmantelado la mayor parte de esta unidad y la red fluvial la ha incidido profundamente hasta dejar su escarpe a un máximo de 80 metros sobre el nivel actual del torrente. En este espacio aflora otro sistema de glacis de acumulación más moderno encajado fuertemente en el anterior. Éste último, pasa lateralmente de forma transicional a la terraza ***e*** del Segre y equivale al glacis de Peramola en el sector soroeste de la combe de Oliana. Sus características litológicas y sedimentológicas son idénticas a ambos lados del Segre.

En los tramos medio y alto del barranco de la Mora Condal se dipone un sistema de glacis de acumulación coalescentes entre sí de características análogas al de la unidad ***j*** de la combe de Oliana.

También cabe destacar un depósito aluvial-coluvial en el margen derecho del río Segre entre los núcleos de Nuncarga y Bassella. Su geometría es alargada en sentido norte-sur paralelamente a la terraza ***e*** a la cual pasa lateralmente de forma transicional. Del mismo modo, en el extremo Norte de la hoja se ha cartografiado un depósito de iguales características en el Río de Sellent en el núcleo de les Masies.

El resto de formaciones superficiales de origen poligénico de esta hoja son de muy poca extensión cartográfica y generalmente de espesores reducidos. Se limitan al relleno de algunos torrentes generalmente muy encajados o al tapizado del fondo de estructuras sinclinales como la situada al NE del núcleo de Gavarra. Litológicamente se trata de limos o limos arenosos con abundantes cantos dispersos o formando niveles y algunos bloques dispersos. En la zona de ala de los torrentes, la litofacies dominante son los limos masivos de coloración rojiza o blanquecina en función del área fuente. Incluyen abundantes gravillas angulosas de litología generalmente carbonatada. Hacia el centro de los torrentes son frecuentes los niveles de cantos angulosos o rodados con matriz limosa o arenosa. Presentan geometría lenticular, base erosiva y continuidades laterales de varios metros.

3.4 Formaciones superficiales de origen kárstico

Forman varios depósitos de reducida extensión cartográfica en la sierra de Odèn y en un afluente del río Rialp al Oeste del coll de Creus. Se trata de limos rojizos tipo "terra rossa" procedentes de la decalcificación de carbonatos. Generalmente aparecen en zonas deprimidas endorreicas, tipo dolinas, formadas por el hundimiento de galerías kársticas.

4. EVOLUCION DINAMICA

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 del Cuaternario.

El armazón 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 (molasas) 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 molàsicos esten afectados a su vez en la dinámica de cabalgamientos.

Según Peña Monne (1983) las molasas llegaron a fosilizar la práctica totalidad de los surcos creados desarrollándose superficies de erosión en las zonas más elevadas que se corresponderían a los relieves actuales (Sierras del Montsec, Boumort, Prada; Sant Joan, San Marc, etc). Dichas zonas fueron sin embargo fosilizadas más tarde, a lo largo y finales del Oligoceno y posiblemente inicios del Mioceno, aunque con menores espesores de materiales detríticos. Este hecho quedaría probado por la presencia de retazos de dichos materiales, prácticamente subhorizontales, por encima de las superficies erosivas.

En la hoja de Oliana 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 del Montsec. Ello situaría el final de la actividad tectónica principal en el Oligoceno.

A partir del depósito de los materiales molàsicos 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.

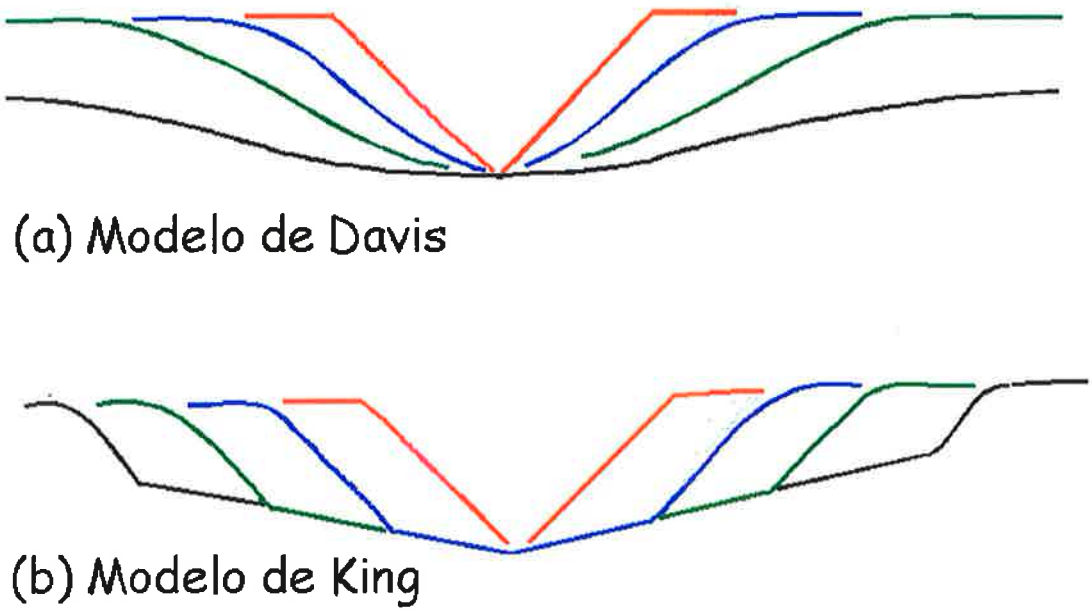
4.1 Las superfcies de erosión

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 hayan 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 (casi llanura). El ciclo volvería a iniciarse a consecuencia de un nuevo levantamiento (tectónica). 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 isocrono (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.



Modelos de evolución de las pendientes

Es díficil 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 jovenes 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 las superficies de erosión identificadas en la hoja (Serra de Oden y Sant Marc) pertenecerían al primer conjunto. Los dos conjuntos restantes no estarían representados en la hoja aunque no puede descartarse que alguno de ellos podría confundiera por coincidir con la situación de plataformas estructurales subhorizontales ya en la zona del antepaís.

4.2 La carstificación

La presencia de afloramientos calizos en las zonas afectadas por superficies de erosión han favorecido el desarrollo de procesos cársticos cuyas representaciones más espectaculares se encuentran en la Serra de Oden. El inicio de estos procesos se considera posterior a la exhumación de la cobertera molásica discordante que recubría estas superficies erosivas. Es durante el neógeno cuando podría haber adquirido un desarrollo importante que se continuaría durante el Cuaternario y la actualidad.

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 cañones y vaciados importantes. En el segundo caso la alternancia de periodos de sedimentación con períodos erosivos queda patente en los sistemas de terraza del río Segre y la Ribera Salada. Hoy en día se desvincula la equivalencia de terrazas con épocas glaciares. Es evidente la relación del número de terrazas en un curso con su importancia hidrológica. El Segre dispone de mayor número que la Ribera Salada que a su vez presenta mayor número que el río Rialb. Asimismo los empalmes morfológicos entre terrazas en las zonas de confluencia de los ríos relacionan los niveles inferiores de terraza. Con toda probabilidad durante la génesis de las terrazas más antiguas del río Segre los afluentes tan solo presentarían incisión lineal o un desarrollo incipiente de terrazas que no habrían sobrevivido a la erosión posterior. La edad de las terrazas es imprecisa debido a la falta de dataciones absolutas peró atendiendo a relaciones relativas entre los niveles de terraza a lo largo del curso del Segre las terrazas superiores +90/+110 m así como sus glacis correlativos pertenecerían al Pleistoceno inferior o medio, el nivel, +50 m y sus glacis correlativos al Pleistoceno medio a superior y las inferiores , +10 m, +1/+3 m y sus depósitos correlativos al pleistoceno superior y holoceno respectivamente PEÑA (1983).

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 como margas y margocalizas, unido a la desprotección del suelo por parte de la escasa cobertera 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 por parte del Segre.

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

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 Plioquaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida).* Geographicalia, 18, 109-126.

BARRERE, P. (1951) *La morphologie des Sierras Oscenses*. Actas I 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. Baillière, 318 pp., 65 figs. Paris 1937.

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

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

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

PEÑA, J. L. (1975) *Los depósitos Cuaternarios del valle del Segre entre Tiurana y Camarasa.* Ilerda, t. 36, 36 pp.,187-217, Lérida.

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

POCOVI (1976) *Estudio geológico de las Sierra Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida).* 218 p . Tesis Doct. Fac. Ciencias. Univ. Barcelona.

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

SANCHO, C. (1988) *Geomorfologia de la Cuenca Baja del rio Cinca.* Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 743 pp. (Inédito).

SERRAT, D. (1980) *Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona)* Notes de Geografia Física, 2, 39-55. Barcelona.

SOLE SABARIS, L. (1983) *Morfología general de la Península Ibérica* En: *Libro Jubilar J.M.Ríos*, IGME, Madrid, Tomo II, pags. 589-612.

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

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

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