



ESTUDIO GEOLOGICO DEL MESOZOICO DEL BLOQUE  
DEL CARDO Y SECTORES ADYACENTES.

Sergio Robles Orozco

Bellaterra, Abril de 1974



**TECTÓNICA**

### 3.1.- UNIDADES, DOMINIOS, NIVELES Y BLOQUES TECTONICOS

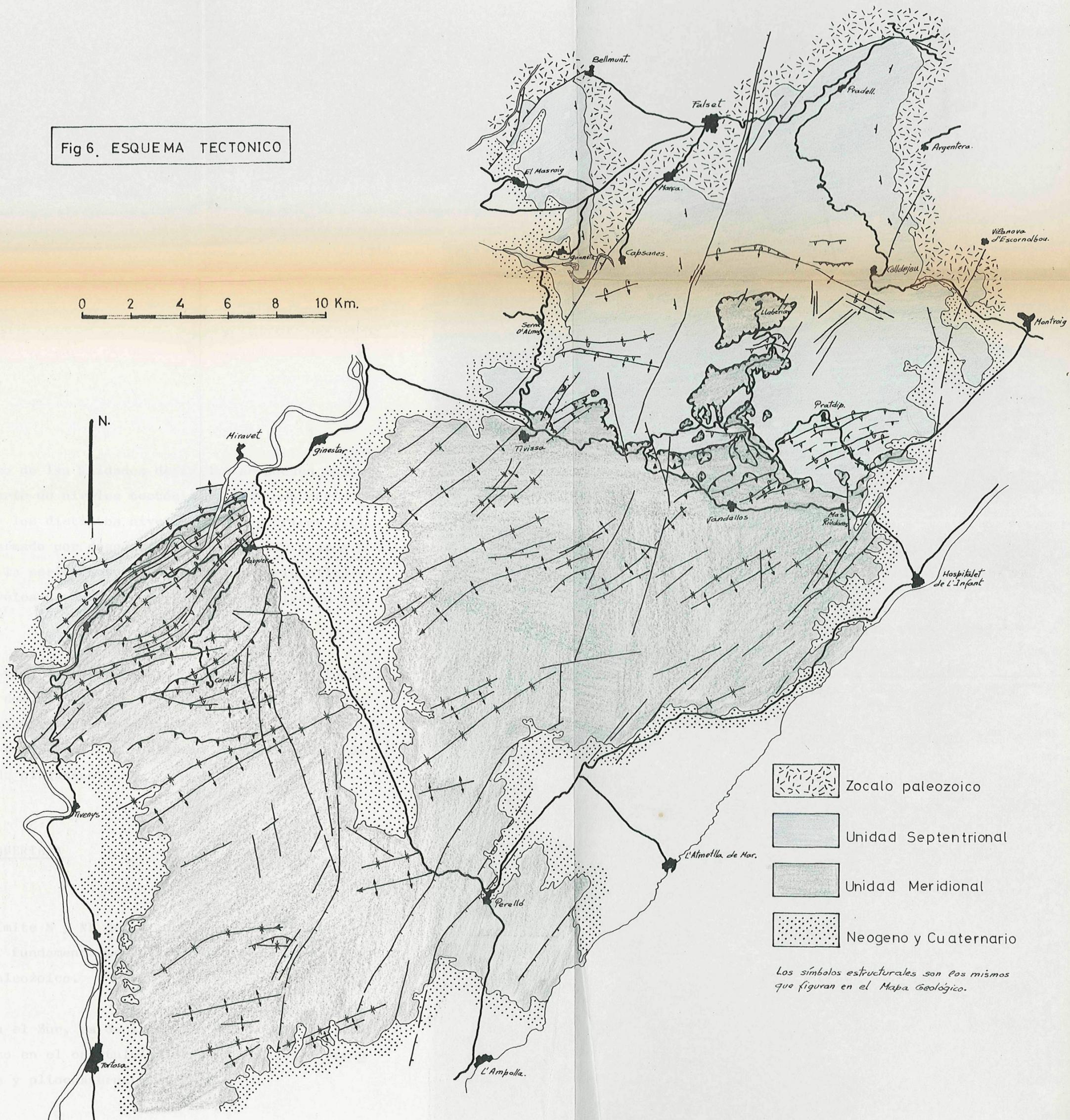
La cobertera meso terciaria de la región estudiada, desde el punto de vista tectónico, puede dividirse en dos grandes Unidades la Septentrional y la Meridional, individualizables por su autoctonía y su relativa aletonía respectivamente. (Figura 6). Ambas unidades tectónicas se corresponden, respectivamente con los dominios estratigráficos Norte y Sur definidos en 2.1.8.

La Septentrional comprende desde la Sierra de Montalt y parte inferior de la Sierra de Llaberia, por el Sur, hasta el borde Norte del área estudiada.

La Meridional comprende el resto de la zona es decir desde las Sierras de Cardó, Tivissa, Vandellòs y parte superior de la Sierra de Llaberia, hasta la costa mediterránea.

Dentro de estas Unidades, en especial de la Meridional, pueden distinguirse diferentes dominios según la complejidad de las estructuras existentes. Así dentro de la Unidad Meridional cabe distinguir un dominio Norte caracterizado por la existencia de pliegues invertidos muy apretados, cabalgamientos y fallas inversas y un dominio Sur afectado por pliegues en conjunto más suaves y amplios y fallas normales de dirección sensiblemente la del litoral catalán. La existencia de estos dominios es un reflejo de la variación tectónica en horizontal, en una dirección transversal a las

Fig 6. ESQUEMA TECTONICO



-  Zocalo paleozoico
-  Unidad Septentrional
-  Unidad Meridional
-  Neogeno y Cuaternario

Los símbolos estructurales son los mismos que figuran en el Mapa Geológico.

estructuras.

Dentro de las Unidades definidas se pueden individualizar una serie de niveles tectónicos. Cada uno englobará a uno o más de los distintos niveles estratigráficos definidos y se han formado por despegues a favor de los tramos más plásticos de la serie estratigráfica. La individualización de estos niveles produce una variación tectónica en vertical.

A su vez, las mencionadas unidades, que engloban a los diferentes dominios y niveles tectónicos están divididas en bloques relativamente desplazados y basculados a favor de fracturas transversales u oblicuas a la dirección de las estructuras de plegamiento.

### 3.2.- ZOCCALO Y COBERTERA

El límite N y NE de la zona estudiada lo constituyen materiales, fundamentalmente metamórficos e igneos, pertenecientes al Paleozoico.

Hacia el Sur, es decir dentro del área estudiada y como se ha visto en el capítulo 2, afloran materiales sedimentarios mesozoicos y pliocuaternarios.

La historia tectónica prealpídica, para unos y otros es muy diferente. Los materiales paleozoicos fueron -

afectados por la orogénesis Herciniana y sus características mecánicas, durante la orogénesis Alpídica, serían muy diferentes a las que poseerían los mesozoicos, tectonicamente vírgenes hasta el comienzo de ésta. Para condiciones ambientales similares y frente a los mismos esfuerzos, la respuesta estructural de unos y otros será diferente, dada la mayor fragilidad de conjunto de los primeros con relación a los segundos. Ello, unido a que la potencia de los materiales mesozoicos en el extremo meridional de los Catalánides es grande y a la existencia de materiales muy plásticos en el límite o proximidades del límite entre ambos, hace que pueda diferenciarse nítidamente un zócalo paleozoico y una cobertera mesozoica.

3.3.- PROLOGO DE UN ASPECTO DE LA TECTONICA A ESCALA REGIONAL DEL AREA ESTUDIADA.

Lo que expongo en este apartado, son en realidad conclusiones a las que he llegado cuando ya tenía un conocimiento amplio del estilo estructural de la región estudiada y, por tanto, el momento más oportuno de exponerlas quizás sería en las conclusiones y no en la introducción tectónica.

Sin embargo creo que este avance facilitará las futuras descripciones y en especial ayudará al lector en la mejor y más rápida captación de las estructuras que iré describiendo. Es por eso que me permito este adelanto. Las estructuras que suponen un fuerte acortamiento, corrimiento y cabalgamientos, están desarrolladas a favor de una clara tectó

nica de despegue. En ellas, de forma directa, nunca participa el zócalo paleozoico. Esta idea, sin embargo, hay que perfeccionarla bastante más. De forma general, aunque sea inexacta, podría decirse que este despegue ocurre entre el zócalo paleozoico y la cobertera meso terciaria. También de forma general, pero con más exactitud, diríamos que el despegue tiene lugar a favor de los materiales triásicos y esto sería válido, en conjunto, para toda la región estudiada.

Conocidas las características litológicas de los diferentes niveles triásicos, fijemos cuales son, teóricamente, los posibles niveles de despegue.

El Buntsandstein detrítico-groso, es decir los conglomerados basales y las areniscas intermedias, así como el Muschelkalk inferior, cuyas características litológicas han sido expuestas en 2.1.2 en condiciones de presión y temperatura superficiales o de poca profundidad, se comportan como materiales competentes. El tramo arcilloso del Buntsandstein superior así como el Muschelkalk medio y Keuper ambos arcillosos y con intercálaciones de yesos, son materiales típicamente incompetentes.

El Muschelkalk superior aunque a escala regional ofrece bastantes variaciones litológicas, en conjunto tiene niveles en los que existe un predominio margo arcilloso, o al menos existe una alternancia de capas calizas y/o dolomíticas con finas capas margo arcillosas. Su competencia hay que juzgarla de forma relativa. Es bastante incompetente comparado con el Buntsandstein inferior y Muschelkalk inferior.

y bastante competente en relación al Buntsandstein superior, Muschelkalk medio y Keuper.

En resumen nos encontramos en el Trias con tres posibles niveles de despegue Buntsandstein superior, Muschelkalk medio y Keuper y un tercer nivel Muschelkalk superior, que también puede actuar como tal pero de forma más secundaria.

Si se hace un estudio detenido de las estructuras citadas al principio se observa que estos tres niveles principales de despegue no tienen la misma importancia, como tales, al menos para el ámbito de la zona estudiada.

El estudio de esta región demuestra que el principal nivel de despegue es el Muschelkalk medio, el siguiente podría ser el Buntsandstein superior y después el Keuper.

La explicación de este hecho puede ser que si bien el tramo arcilloso del Buntsandstein es el primer nivel plástico de la cobertera y por ello cabría esperar que fuese el de despegue fundamental, su potencia es relativamente pequeña, máximo de 18 m, pudiendo llegar a hacerse bastante menor, e incluso desaparecer lateralmente. Si bien en la literatura no se le da una importancia excesiva a la potencia de un nivel plástico para que pueda actuar como nivel de despegue, aquí creo debe tenerla.

El Muschelkalk medio es el primer nivel plástico, que tiene una potencia notable y una continuidad lateral per

fecta.

El Keuper tiene también una potencia notable y una total continuidad lateral pero se encuentra por encima del virtual nivel de despegue que es el Muschelkalk medio.

En esta secundariedad del Keuper con relación al Muschelkalk medio como nivel de despegue puede también influir algo, el que su potencia es menor y que en sus facies existe en conjunto mayor proporción de carbonatos lo que le da, en particular al techo, mayor competencia relativa.

En consecuencia, frente a unos esfuerzos diferenciales suficientes, ocurre el despegue "zócalo"-"cobertura" que primera y principalmente se localizará a nivel del Muschelkalk medio por las razones indicadas. En el resto de la cobertura y en especial a nivel del Trías, podrán producirse nuevos despegues que ahora se localizarán en el Keuper, pero comparados con el primero posiblemente serán de menor rango.

Esta estructuración supra Muschelkalk medio de la cobertura ha supuesto una liberación tensional a partir de dicho nivel hasta la superficie, pero no le ha ocurrido igual al resto de la cobertura infrayacente, en la cual las tensiones, y en especial si son causadas por empuje han podido aumentar hasta alcanzar el nivel crítico que permita se realice un nuevo despegue a favor del Buntsandstein superior y la estructuración, bien exclusivamente del

Muschelkalk inferior, o de él y algunos niveles basales de la cobertera, especialmente Muschelkalk medio y superior y Keuper. Este parece ser de acuerdo con las pruebas de campo y como posteriormente veremos al comentarlas, el orden general de aparición de estas deformaciones.

Queda un nivel que si bien estratigráficamente y quizás también, desde el punto de vista de alguna otra estructura, forma parte de la cobertera, en el aspecto que estamos comentando, que creo fundamental para la caracterización de zócalo y cobertera, no pertenece a ella sino al zócalo. Son las areniscas y conglomerados del Buntsandstein - que en ningún sector de la región entran a formar parte de las estructuras despegadas, sino que por el contrario parecen adaptarse mucho mejor a la estructura del zócalo.

De forma puramente hipotética, pienso que en los sectores, en los que el Buntsandstein contacta con el zócalo pizarroso o esquistoso y sobre todo si la superficie de discordancia, es poco irregular, de forma que las indentaciones no ofrezcan resistencia, puede haber ocurrido algún desplazamiento relativo, pero que de todas formas no creo que haya tenido una importancia destacable en la estructuración de esta región.

#### 3.4.- DIFERENCIACION DE ESTRUCTURAS SEGUN MANIFESTACION EN EL ZOCALO Y LA COBERTERA

Las estructuras tectónicas alpínicas o bien her

cinianas pero reactivadas durante los tiempos meso o cenozoicos, que afectan a la región estudiada podrían reunirse en diferentes grupos según afecten solo al zócalo, solo a la cobertera, a ambos con el mismo carácter o a ambos con diferente carácter. Dado que el zócalo no ha sido estudiado las estructuras del primer tipo tienen un valor meramente hipotético.

Los casos que he podido diferenciar son:

- A.- Estructuras que afectan al zócalo y a la cobertera, pasando de uno a otro sin ningún cambio en su naturaleza.
- B.- Estructuras que como tales solo existen en el zócalo, pero se reflejan en la cobertera aunque con otra naturaleza. (Fracturas o flexiones en el zócalo que actúan durante el Mesozoico y se reflejan en el hundimiento progresivo del sector meridional dando lugar a una subsidencia muy acentuada).
- C.- Estructuras exclusivas de la cobertera producidas por despegue a nivel de los materiales plásticos del Triás. Los niveles mesozoicos inferiores al nivel de despegue participan, en este caso, de la estructura del zócalo y no de la estructura de la cobertera.

### 3.5.- UNIDAD SEPTENTRIONAL

Esta Unidad tectónica constituye aproximadamente el tercio septentrional del área estudiada. Se corresponde con el dominio estratigráfico Norte, definido en 2.1.8. Se caracteriza por su autoctonía y está representada geográficamente por:

Al Oeste del río Ebro, elevaciones comprendidas entre El Pinell de Brai-Miravet y este río.

Al Este del río Ebro, en el Sur, elevaciones de Montaner, Sierra de Montalt, parte inferior de la Sierra de Llaberia, Mola de Colldejou y Sierra Pedrera. Por el Norte afloramientos mesozoicos de El Masroig-Els Guiamets-Capçanes Marçà y afloramiento meso-cenozoicos que se extienden desde el Este de Falset hasta la Sierra de Pradell incluida.

Esta unidad constituye el autóctono de la porción de la Unidad Meridional, desplazada sobre ella.

El sector de esta Unidad situado al Este del Ebro queda dividido en dos bloques por la gran fractura de dirección N 20 E que se extiende desde aproximadamente 1 km al E de Falset, hasta la Sierra de Montalt. Estos dos bloques son: el de "Les Taules de Marçà-Bellmunt" y el de "Llaberia-Pradell", situados respectivamente al Oeste y Este de la mencionada falla. (Ver mapa geológico).

### 3.5.1. - BLOQUE DE "LES TAULES DE MARÇÀ"- BELLMUNT

A su vez, este bloque está dividido en otros tres subbloques de menor envergadura por sendas líneas de fractura.

La más oriental, de dirección N 40 E, pasa por Marçà y la cola de embalse de Els Guiamets, y la llamaré falla de Marçà. La más noroccidental corresponde a dos fracturas que se extienden de Bellmunt del Priorat hacia el SW, las llamaré fallas de Bellmunt.

#### 3.5.1.1.- SUBBLOQUE DE EL MASROIG-ELS GUIAMETS

En el subbloque intermedio, o de El Masroig-Els Guiamets, sobre el zócalo paleozoico yace una cobertera triásica y de materiales cenozoicos discordantes sobre ellos.

Los afloramientos triásicos junto con su zócalo presentan una estructura monoclinal de dirección general N-S y buzamiento medio algo inferior a  $20^{\circ}$  hacia el Oeste. ASHAUER y TEICHMULLER (1935) y LLOPIS (1947) suponen en esta zona un cabalgamiento de dirección N-S y vergencia hacia el E, a nivel del Muschelkalk medio, error que nació de no conocer con exactitud la serie estratigráfica triásica. Ya VIRGILI (1958) hace una correcta estratigrafía del sector e indica la ausencia del supuesto cabalgamiento.

Esta estructura monoclinal de conjunto, tan solo se ve perturbada por repliegues de escasa magnitud y continuidad lateral y vertical, que representan disarmonías del Muschelkalk

medio y superior fracturas de escaso salto y longitud, incartografiables en general.

Por el N y NW la citada estructura es cortada por las fallas inversas vergentes al SE cuya situación se expone claramente en la cartografía. La falla más oriental tiene una dirección media N 50 E y un buzamiento medio de 50°. La falla más occidental desde el río Siurana hasta las inmediaciones de la ermita de Pinyeres tiene una dirección N 15°-20° E a partir de donde se curva progresivamente hasta la dirección N 40° E. Ambas fracturas producen unos fuertes arrastres en los materiales triásicos en las proximidades de la superficie de falla, de forma que de tener un buzamiento de más de 25° hacia W llegan a invertirse y buzarse 70° hacia el NW, montando los materiales paleozoicos del subbloque noroccidental o del Siurana sobre los términos triásicos del subbloque El Masroig- Els Guiamets . Esta estructura queda reflejada en los cortes 20, 21, 22 y 32 (tercio NW de los mismos).

De las fallas ultimamente citadas la más oriental se atenúa y llega a hacerse imperceptible hacia el SW, como se refleja en la cartografía, sin embargo su continuidad lateral hacia el NE debe ser mayor que la expresada en el mapa geológico, pues el salto, a la altura de las minas abandonadas de Bellmunt es aun bastante grande. Esta falla pasa inmediatamente al N de Bellmunt del Priorat y continúa en el zócalo paleozoico.

La falla más occidental, por el SW queda fosilizada por los discordantes cenozoicos, debiendo continuar ba-

jo ellos una gran distancia, en dirección aproximada NE-SW. Por el NW continúa igual que la anterior en el zócalo paleozoico.

### 3.5.1.2.- SUBBLOQUE DE CAPCANES

Me restringiré primeramente al sector de este subbloque comprendido entre Marçà y Capcanes que le denominaré de "Les Taules de Marçà" o simplemente "Les Taules". En él solo afloran el Buntsandstein y Muschelkalk inferior, es decir términos de la cobertera situados por debajo del nivel de despegue fundamental, hecho que no debe olvidarse en ningún momento. Tiene una estructura monoclinal de dirección media N  $10^{\circ}$  W y buzamiento medio algo inferior a los  $15^{\circ}$ , es decir comparable a la que posee el sector El Masroig-Els Guiamets. Este suave monoclinal es cortado al NW por la falla de dirección N  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$  E que pasando por Marçà continúa hacia el SW por el embalse de Els Guiamets.

La superficie de falla no es directamente observable en el campo, ahora bien, la traza de su intersección con la topografía parece corresponder a la de un plano subvertical y más probablemente a la de un plano con un fuerte buzamiento, pero algo menor de  $90^{\circ}$  hacia el SE. El bloque relativamente hundido es el oriental y por tanto la falla sería normal. Pero hay una serie de hechos que no concuerdan exactamente con ese régimen:

a). La suave estructura monoclinal de Les Taules de Marçà - al aproximarse a la superficie de falla es bruscamente de--

formada. La dirección de las capas pasa de ser N  $10^{\circ}$  W en Les Taules a ser N  $20^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  E, en las proximidades de la falla, prácticamente la misma que la dirección de ésta. El buzamiento es de  $10-15^{\circ}$  hacia el W en Les Taules y en las proximidades de la fractura pasa a ser hacia el SE. Dicho buzamiento aumenta progresivamente desde  $10^{\circ}$ , inmediatamente al S de Marçà, hasta  $80^{\circ}$  a la altura del embalse de Els Guiamets. Las características de esta brusca deformación son propias de una estructura de arrastre producida por el desplazamiento relativo de los bloques. La anchura media de la zona afectada por el arrastre es de unos 500 m. La magnitud del mismo, evaluada por el cambio de dirección y buzamiento, así como por la anchura de la zona afectada, es muy considerable. Ninguna de las fallas normales que existen en el sector estudiado producen estructuras de magnitud similar. Sin embargo sí las producen las fallas de Bellmunt ya estudiadas y la del Coll de la Teixeta que estudiaremos próximamente, y que también es inversa.

b). La dirección de dicha falla es aproximadamente la misma que la dirección media de las fallas inversas de Bellmunt del Priorat, antes descritas.

c). La gran falla inversa del Coll de la Teixeta al menos desde su inicio por el SW, hasta las inmediaciones del Puig de la Font (680 m), tiene una dirección paralela a la de Marçà. Los hechos mencionados abogan porque esta falla haya funcionado, o mejor, se generara, como inversa de superficie fuertemente buzante. Posteriormente a causa del basculamiento hacia el Oeste (como más tarde demostraré) que ha sufrido

el sector septentrional, en el cual se sitúa dicha falla, la superficie de la misma ha rotado y se ve en la actualidad -buzando unos 85° hacia el NE.

LLOPIS (1947) indica que el salto de dicha falla en particular en Marçà es pequeño y más comparado con la longitud de la falla. Lo estima en algunas docenas de metros. Igualmente VIRGILI (1957) lo evalúa, para el sector que ella estudia, en 20-25 m.

Sin embargo, si los cálculos del salto vertical mínimo, actualmente observable, se hacen teniendo en cuenta el arrastre que ha producido la falla, este resulta ser más importante, del orden de 150 m. Ver cortes: 20, 21, 22, 23, 33,43 y 44(tercio NW de los mismos).

Los autores mencionados utilizan posteriormente su deducción del escaso salto de la falla como una de las pruebas básicas del doble período de juego inverso de dicha falla. Pero como he demostrado antes, el salto es muy superior al que ellos consideraban y por tanto dicha prueba debe tomarse con ciertas reservas.

Desde Marçà y hacia el NE la falla se introduce en los materiales paleozoicos y su seguimiento es muy difícil. Desde el embalse de Els Guiamets y hacia el SW la falla puede continuarse hasta unos 600-700 m al E de la Serra d'Almos, donde es fosilizada por discordantes postorogénicos. En este sentido se observa una paulatina disminución del salto, pues contactan entre sí el Muschelkalk inferior de uno y

otro bloque, pero se sigue observando, aunque menos acusado, el cambio de dirección y buzamiento a ambos lados de la falla.

LLOPIS (1947) indica que este accidente se sigue hasta el "Pla del Burgar" es decir el valle por el que discurre la Riera Compte y que separa el Bloque del Cardó de las sierras de Tivissa y La Batalla; haciéndola pasar desde inmediatamente al W de Tivissa, por el camino de Penyaroija, ermita de Sant Blas, hasta el vértice "Vista Bella" (200 m). Si bien existe una línea de fractura en dicha dirección, que se comentará en su momento, no creo que sea la misma fractura de Marçà, pues ni tienen iguales características ni están alineadas.

Según LLOPIS (1947), esta falla ha tenido un doble período de juego. El segundo hecho sobre el que apoya esta deducción, según he indicado antes, debe tomarse con ciertas reservas. Sin embargo la prueba referente a que la cubeta de Mora actuó como cuenca subsidente durante el Oligoceno (?), hasta cierto punto podría ser demostrativa de esa doble actuación en sentido contrario.

### 3.5.1.3.- RELACION ENTRE LA ESTRUCTURA DE "LES TAULES DE MARÇÀ" Y LA DEL SECTOR BELLMUNT-MASROIG-GUIAMETS.

En la cartografía del sector a que nos referimos así como en los cortes 21, 22 y 44 se observa claramente que la estructura monoclinial de "Les Taules" sería la continuación oriental del monoclinial del Masroig, pues ambos tienen

la misma dirección y prácticamente el mismo buzamiento, quizás unos grados menor el de "Taulés". La continuidad de dicha estructura está rota por la falla de Marçà, que produce a su vez el mencionado arrastre que se sigue desde Marçà a Capçanes.

Este arrastre, que da lugar a una morfología en cuestas similar a la de Masroig-Guiamets, aunque de menor envergadura y de sentido de buzamiento opuesto, es interpretado por LLOPIS (1947) y en parte por VIRGILI (1957) como el flanco oriental de un gran anticlinal en cuyo núcleo afloraría el Paleozoico de Falset-Marçà y cuyo flanco occidental serían las cuestas de Masroig. La interpretación de esta estructura tiene implicaciones de carácter regional y, según se haga de una u otra forma, estas varían. Como veremos en apartados siguientes, la estructura de la Sierra de Pradell es similar en todo a la de El Masroig y a la de "Les Taulés". Es un monoclinal de dirección general N-S, con un buzamiento medio de  $15^{\circ}$  hacia el W. Cortado al NW por la falla del Coll de la Teixeta y separado del bloque de Falset por la falla de "Les Taulés". Ver cortes: 20, 21, 22, 23, 44, y 43.

Aunque posteriormente ampliaré es estudio sobre la génesis de estas estructuras, haré ahora un esbozo de las mismas.

A nivel de zócalo y términos basales de la cobertura, fundamentalmente Buntsandstein y Muschelkalk inferior y solo restos de Muschelkalk medio y superior, Keuper y Lías inferior ( $L_1$ ), el desarrollo tectónico de estas estructuras

ha sido el que se representa en la figura 7, de forma muy esquemática. Es decir, una fracturación de dirección media - N 30-60° E que monta los bloques occidentales sobre los orientales y una muy posterior basculación del bloque que en general que se inclina en sentido Oeste. (Se prescinde en este bosquejo del rejuego que hayan podido tener algunas de estas fracturas y de la actuación de la falla de Les Taules que no modifican el concepto de la misma).

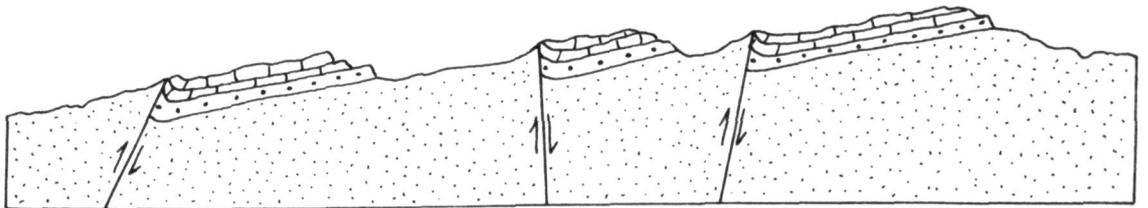
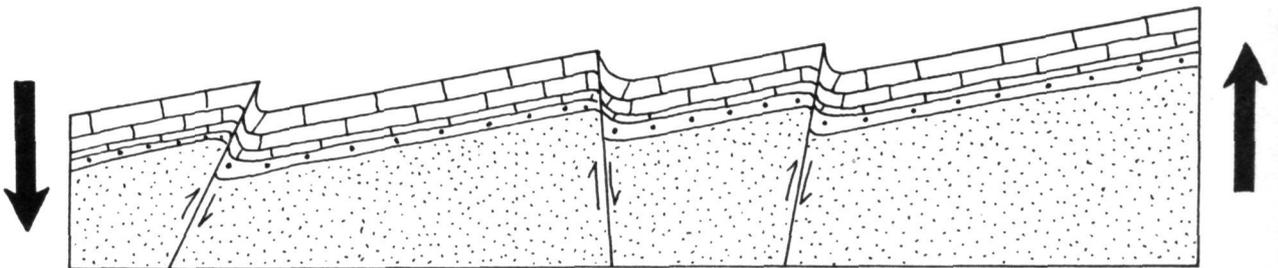
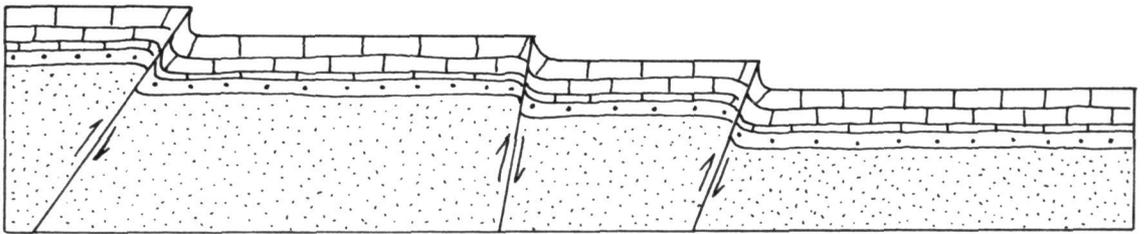
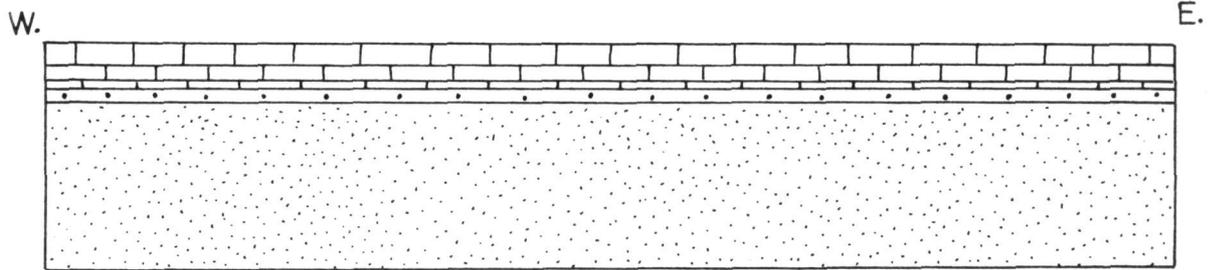
Por tanto este sector, a nivel de zócalo y términos basales de la cobertera, que son los que afloran, creo que no tiene una estructura de plegamiento de radio medio sino una estructura como la propuesta anteriormente.

Dentro del subbloque de Capçanes solo he estudiado hasta ahora el sector más septentrional, correspondiente a "Les Taules". Este subbloque desde "Les Taules" continúa hacia el Sur hasta la Sierra de Montaner y parte de Montalt, sobre cuyas vertientes Sur se apoya el frente de corrimiento de la Unidad Meridional, quedando su continuación oculta bajo ella. Estudiaré ahora por tanto el resto del bloque.

Desde Capçanes hacia el Sur se conservan progresivamente más términos de la cobertera, de forma que en Montaner existe ya el Lias completo.

La estructura más fuerte del sector es el anticlinal ligeramente invertido, de dirección E-W, vergente al Norte ligeramente buzante hacia el W. Su núcleo se localiza a lo largo del Barranco de Montalt. Esta estructura se apre-

Fig 7.



cia en los cortes 43,44,33 y 32(extremo NW y parte central - respectivamente).

Los materiales más antiguos que afloran en el núcleo pertenecen al Muschelkalk superior. El flanco Sur tiene un buzamiento medio de  $20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$ , que va disminuyendo progresivamente desde los niveles inferiores,  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ , hasta los superiores,  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$ , y tan solo se ve afectado por un par de fallas diagonales, de escasa longitud y salto. El flanco Norte, por su extremo oriental buza entre  $15^{\circ}$  y  $35^{\circ}$  hacia el NE, pero hacia el W aumenta progresiva y rápidamente la inclinación, pasando a ser vertical y llegando a invertirse buzando  $70^{\circ}$  hacia el Sur. Este flanco a causa del progresivo estiramiento llega a fallarse inversamente. Esta fractura es una típica falla producida por estiramiento del flanco invertido de un anticlinal que llega a convertirse en pliegue falla. El Keuper queda muy laminado, y en la mayoría de los puntos la falla hace contactar al Muschelkalk superior con el Lías basal ( $L_1$ ). El salto en el punto máximo debe ser del orden de la veintena de metros, aunque es difícil de evaluar con exactitud por ser la superficie de falla casi paralela a la estratificación. Esta fractura desaparece hacia el Este, cuando el anticlinal se hace normal.

Hacia el Norte de este anticlinal y hasta las elevaciones de Picotxa encontramos el sinclinal correspondiente, de dirección  $N 80^{\circ} E$  y buzamiento hacia el Oeste. Ver extremo Norte de los cortes 43,44,33 y tercio septentrional de 20, 21 y 32. Los materiales más modernos que existen en su núcleo pertenecen al Lías medio ( $L_3$ ). El flanco Sur, común

con el del anticlinal descrito se normaliza rápidamente en sentido transversal a la estructura, igual que le ocurre de W a E, pero más lentamente. Es por tanto un sinclinal ligeramente invertido que se hace normal hacia el E. Las direcciones de este sinclinal y su anticlinal adyacente por el S son algo convergentes hacia el W, efecto del mayor apretamiento y estiramiento de ambos pliegues y su flanco común en dicho sentido. En el flanco Norte, mucho menos comprimido, las potencias son normales y tienen un buzamiento medio de  $20^{\circ}$ - $25^{\circ}$  hacia el S SE.

Continuando hacia el N, las elevaciones de Picotxa descienden hasta Capçanes pasando por el vértice "Pinar de Frares" (349 m). En todo este espacio aflora de forma casi exclusiva el Muschelkalk superior. Es una zona sumamente replegada, en la que destacan como más importantes seis repliegues. La dirección de los mismos es N 50-60 E, en su mayoría invertidos y vergentes al NW.

En conjunto deben representar el núcleo de un anticlinal mayor de dirección N 50-60 E, probablemente algo invertido y vergente al NW, llegándose ya, a través de un pequeño sinclinal de núcleo en Keuper, a la estructura de arrastre de Capçanes. Ver tercio norte del corte 21.

Este área así como el sinclinal antes descrito y en especial su flanco Norte se ve dislocado por la falla de Marçà, que puede seguirse gracias a los cambios de dirección y buzamiento en uno y otro de sus labios.

Las elevaciones de Montaner, situadas al Sur del anticlinal del Barranco de Montalt, constituyen el extremo meridional visible del subbloque de Capçanes. En conjunto representan el flanco Sur de dicho anticlinal, pues ningún otro pliegue mayor existe en ése área, aunque si numerosas flexiones y pliegues de muy escasa envergadura. La dirección regional en este sector es  $N 60^{\circ} - 80^{\circ} E$  y el buzamiento de conjunto, salvando las inflexiones, es de  $20-25^{\circ}$  hacia el S SE. Estos materiales se introducen bajo la Unidad Meridional sin que se aprecie en ellos ningún sintoma de inversión. Están afectados de una abundante tectónica de fractura. Son fallas normales que en su mayoría transtornan al frente de corrimiento, produciendo en él numerosas y complicadas indentaciones. Estas fracturas se asocian en dos juegos, uno de dirección general  $N 35-60^{\circ} E$ , que es el mejor representado, dividido a su vez en dos lotes uno  $N 35 E$  y otro  $N 60 E$  que hundan fundamentalmente sus bloques meridionales y otro juego de dirección  $N 10-15 W$ , menos representado. Cortes 19 y 32, extremo Norte y parte central respectivamente.

Las elevaciones de Montaner van decreciendo hacia el W y son atravesadas por la carretera de Tivissa a la Serra d'Almos que deja al W el cerro de Sta. Ana. Desde Tivissa hasta aproximadamente el km 1 la carretera discurre por la Unidad Meridional y desde el km 1 hasta el km 4, en donde ya se asienta sobre los materiales terciarios y cuaternarios, discurre por los sedimentos triásicos del subbloque de Capçanes, que exhiben una complicada estructura de plegamiento a pequeña-mediana escala.

Inmediatamente al W de las curvas situadas en los km 1,5 y 3 existe una fractura, parcialmente fosilizada, que se puede detectar por el cambio de dirección y buzamiento a uno y otro lado de una línea por la que ésta pasaría. El salto actualmente medible es pequeño. La alineación y características que guarda con la de Marçà me hace pensar que sea su continuación meridional, de forma que el cerro de Sta. Ana constituiría los últimos afloramientos mesozoicos del subbloque de Masroig-Guiamets. Ver extremo Norte del corte 42 .

La falla de Marçà quedaría fosilizada por las discordantes de la carretera de Tivissa-Mora, y cuando en las elevaciones del vértice "Jardí" (444 m) aparece nuevamente el Mesózoico, ya de la Unidad Meridional, no se aprecia en él ningún efecto de su actuación.

Del análisis de las estructuras del subbloque de Capçanes, se deduce una clara diferencia estructural entre el sector septentrional del mismo, que es la zona de "Les Taules" y el área más meridional, es decir, desde "Pinar de Frares" hasta Montaner. "Les Taules" son un suave monoclinal de dirección N 10 W y buzamiento hacia el W, solo deformado por el arrastre de la falla de Marçà, mientras que el resto del subbloque presenta una estructura de plegamiento y fallas asociadas relativamente fuerte que, además, es francamente perpendicular a la dirección estructural de "Les Taules".

La explicación de esta diferencia es que en el sector Norte solo afloran el zócalo y los niveles más bajos de la cobertera, Buntsandstein y Muschelkalk inferior y pode-

mos por tanto ver claramente el tipo de tectónica que hay a nivel de zócalo que es puramente de fracturación. También podemos observar claramente la basculación general que posteriormente sufrió el conjunto de bloques hacia el W, gracias a existir los niveles no plegados del Buntsandstein y Muschelkalk inferior que ofrecen nítidas superficies de referencia. Sin embargo en el sector meridional aflora una gran potencia de Mesozoico, que no llega a ser erosionada en ningún punto por debajo del Muschelkalk superior. La cobertera por encima del Muschelkalk medio y a favor de un despegue a su nivel supre una estructuración propia que no presentan los niveles triásicos infra Muschelkalk medio ni su soporte paleozoico. Esta estructura relativamente superficial directamente observable en el área meridional en parte camufla a la más profunda de fracturación y basculamiento. De forma que si pudiésemos barrer de este sector los materiales superiores al Muschelkalk medio, nos encontraríamos con una situación estructural similar a la de "Les Taules de Marçà".

Lógicamente la estructuración de la cobertera desarrollada a favor del despegue a nivel del tramo arcilloso del Muschelkalk es propia y exclusiva de ella, es decir no afecta a los términos inferiores. Sin embargo la estructura que presenta el zócalo y los niveles del Trías a él adheridos, Buntsandstein y Muschelkalk inferior, sí se manifiesta más o menos directamente en los niveles superiores del Muschelkalk inferior. Las fallas inversas que nacen en el zócalo, seccionan limpiamente los niveles basales de la cobertera y progresan ampliamente en la misma, aunque al

pasar por los niveles más incompetentes se va menguando su nitidez y reduciendo progresivamente su actuación, llegando en último término a desaparecer. Todos estos hechos pueden observarse gráficamente en los cortes hasta ahora mencionados.

La estructura monoclinal del conjunto, resultado de una basculación general hacia el W, también la refleja este sector, lo demuestra que todos los ejes de los pliegues están inclinados hacia el W y precisamente en una magnitud similar a la de dicha basculación.

Si bien se adivina una cierta atenuación estructural en este sector, al acercarse hacia el Paleozoico del Priorato, este hecho no puede afirmarse con absoluta seguridad en las áreas en las que sólo afloran los materiales basales de la cobertera, es decir Buntsandstein y Muschelkalk inferior, puesto que ellos en esta zona se comportan como solidarios con el zócalo, y como de la descripción de las estructuras se deduce, existe un cambio estructural muy acusado en sentido vertical. Tampoco se observan unas variaciones en las direcciones estructurales generales, tan bruscas como las que supone LLOPIS (1947).

### 3.5.2.- BLOQUE DE LLABERIA-PRADELL

Como indiqué en 3.5., la Unidad Septentrional la he dividido en dos bloques, el de "Les Taules de Marçà-Bellmunt", y el de "Llaberia-Pradell", que ahora nos ocupa.

Recalco que el límite meridional del bloque de -

Llabería-Pradell, lo constituye el frente de corrimiento de la Unidad Meridional. Sin embargo hay una zona en que la erosión ha dejado al descubierto el substrato inmediato de las Unidades Septentrional y Meridional, es la Sierra de Cabrafiga, constituida de forma casi exclusiva por materiales del Muschelkalk inferior. La Unidad Meridional se ha despegado, al menos en su frente, de estos niveles del Triás inferior, a favor del Muschelkalk medio y se ha desplazado relativamente sobre ellos. Es por eso que, aunque constituyan en realidad niveles estratigráficamente más bajos y no haya por tanto superposición anormal, cabe más bien engloharlas dentro de la Unidad Septentrional (en realidad constituyen la unión basal de ambas unidades). Pero su estructura muy especial, y en particular la relación causal que tiene con la creación del corrimiento, me mueve a postergar su descripción para cuando haga la de la Unidad Meridional.

### 3.5.2.1.- ESTRUCTURA DE CONJUNTO

La estructura que afecta al bloque de Llabería-Pradell en conjunto, es decir sin distinción entre zócalo y cobertera, es similar a la que exhibe el bloque de Les Taules Bellmunt y representa su continuación hacia el E, solo que desplazada por la "falla de Les Taules" y bastante alterada en las proximidades de la misma. Donde puede observarse esta estructura sin camuflaje es en los niveles triásicos inferiores al Muschelkalk medio, que no están perturbados por estructuras de despegue. Estos niveles afloran desde el Coll de la Teixeta, por el Norte, hasta el Coll de Llena, por el Sur, en donde enlazan con la compleja zona de Cabrafiga, formando la Sierra de Pradell, La Serra, Montaña Blanca y Costa Arena, orla más o menos ancha de dirección -

sensiblemente N-S.

La dirección más frecuente de estos materiales - oscila entre N  $0^{\circ}$ -  $10^{\circ}$  W y su buzamiento medio es de  $15^{\circ}$  hacia el W, que como vemos es semejante a los que tenían los - mismos materiales del bloque de "Les Taules-Bellmunt", al me - nos fuera del radio de acción de las fallas principales. Es - te hecho es el que me mueve a considerar a la zona que ahora estudiamos como una continuación estructural de la anterior, al menos a grandes rasgos. Sin embargo mientras que la direc - ción y sentido y magnitud de buzamiento eran bastante cons - tantes en el bloque de "Les Taules", en este otro de "Llaber - ría-Pradell" no lo es tanto. Estas variaciones en la direc - ción y buzamiento general se deben en parte a alteraciones - producidas por fracturas similares a las del bloque de Les - Taules, o por otro tipo de fallas, pero también pueden repre - sentar arqueamientos de fondo. Así en la mitad septentrional de esta orla, afloramientos de Sierra Pradell y la Serra, las capas hacia el Sur del vértice 661 tienen dirección N  $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$  W y buzan  $15^{\circ}$  hacia el Oeste y hacia el Norte del mencionado vértice sufren una progresiva oscilación, pasando a tener di - rección N 15-25 E en el vértice 779 e inmediaciones del "Coll de la Teixeta", manteniéndose el buzamiento de  $12-15^{\circ}$  hacia el W NW. Esta estructura puede representar un arqueamiento - de fondo<sup>que</sup> por el N<sub>y</sub>NW queda seccionado por las fallas que con - fluyen en el Coll de la Teixeta. Ver corte 40 (mitad Norte).

La dirección N  $0^{\circ}$ - $15^{\circ}$  W que existe en la zona - central de la Sierra de Pradell, sufre hacia el Sur, en " La Serra", un cambio mucho más brusco y de mayor magnitud que -

el que sufría hacia el N. Inmediatamente al Sur de la cota 711 de "La Serra", los materiales <sup>del</sup> Buntsandstein y Muschelkalk inferior pasan a tener la dirección N 40° - 50° W y buzamiento de 30-60° hacia el SW. Este cambio, por su brusquedad, alineación y dirección especial puede representar una acomodación a una fractura del zócalo con dicha dirección. Esta fractura no ha llegado a causar una discontinuidad clara y prolongada en los materiales de la cobertera que se han adaptado a esta deformación por flexión, desplazamiento relativo a través de las superficies de estratificación, y alguna falla de dirección de poco salto. La deformación se concentraría y amortiguaría en los niveles más plásticos e incompetentes del Buntsandstein superior y el Muschelkalk medio. En el collado más oriental de la carretera de Colldedjou a la Torre se observa el adelgazamiento del Muschelkalk medio causado por la brusca flexión que termina de amortiguarse en él. La estructura supuesta a nivel del Paleozoico y términos basales del Trías se expresa en los cortes 36, 37, 38, 39 y 40. En el collado más occidental de la misma carretera, el contacto entre el Muschelkalk inferior y medio es en parte por falla inversa vergente al SW, falla que tiene una dirección N 60-65 W, que coincide con la del supuesto accidente del zócalo y que puede ser un reflejo de dicha falla en los materiales triásicos, representando un eslabón en el paso de la fractura de zócalo a la estructura eminentemente monoclinal de la cobertera.

Al Sur de esta zona de flexión, la dirección y buzamiento de los materiales del Buntsandstein y Muschelkalk inferior se torna similar a la que tienen en la Sierra de -

Pradell. Esto se comprueba perfectamente desde el km 10 de la carretera de Montroig a Colldejou, hasta las inmediaciones de este último pueblo, así como en las elevaciones situadas inmediatamente al Sur de dicha carretera, es decir, en la Montaña Blanca, o al N, en la cota 506. Pero estos materiales quedan ya situados cerca de 200 m más bajos que en aquel sector, a causa de la descrita inflexión. Ver corte 40 . .

A partir de la Montaña Blanca y hacia el Sur - hasta el Coll de Llena, el tan marcado sentido W de buzamiento general del Buntsandstein y Muschelkalk inferior se manifiesta con menos nitidez pues hay varias inflexiones aunque muy laxas en las que el buzamiento, casi siempre inferior a  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ , es hacia el SSE. De esta forma, a la suave inclinación del bloque en conjunto hacia el W, que comenté y que - podría explicarse por una basculación regional en dicho sentido, se le suma hacia el Sur, un progresivo hundimiento <sup>que</sup> se habría producido, así mismo, hacia el Sur y estaría originado por la actuación conjunta de un suave arqueamiento de fondo, algunas adaptaciones de la cobertera a fracturas de zócalo y, de forma más tardía, sobre todo en la zona más meridional, a las fallas de dirección litoral catalán que hundan sus bloques SE.

Conocidos los rasgos fundamentales de la estructura del bloque de Llaberia-Pradell, a nivel de zócalo paleozoico, Buntsandstein y Muschelkalk inferior. Pasaré a comentar las estructuras particulares más interesantes de este bloque.

### 3.5.2.2.- FALLA DEL COLL DE LA TEIXETA-COLL DE FALSET

En las inmediaciones del Coll de la Teixeta confluyen dos fallas. Una de dirección  $N 80^{\circ} W$  y buzamiento de  $50^{\circ}$  hacia el Norte, que es la que se observa en el km 22,9 de la carretera local de Cambrils a Porrera (50 m al SE del Coll de la Teixeta). La otra, desde el punto de confluencia, donde tiene una dirección  $N 80^{\circ} E$ , se dirige, incurvándose progresivamente, hacia el SW, atravesando la carretera de Reus a Falset en el km 494,8 y también unos 100 m al E del Coll de Falset. Esta se amortigua progresivamente y llega a desaparecer unos 300 m al E del vértice "Soleas" (550 m), al menos, a nivel del Trías superior que son los materiales allí aflorantes. A esta última la denomino Falla del Coll de la Teixeta-Coll de Falset. Esta estructura es estudiada por LLOPIS(1947) y VIRGILI (1958). LLOPIS la supone como una falla fundamentalmente de desgarre y VIRGILI la única vez que se expresa sobre su régimen lo hace diciendo que es una falla "ligeramente directa", sin embargo la construcción que hace en sus cortes es opuesta. Todos los datos de campo por mí obtenidos indican que se trata de una falla inversa del mismo tipo que las de Bellmunt y Marçà(?). LLOPIS (1947) no dedica una explicación particular para este accidente. El trata ampliamente el de Marçà y posteriormente habla siempre de la falla de Marçà-Falset de lo que parece deducirse que la falla del Coll de la Teixeta-Coll de Falset es para él la continuación de la de Marçà. Los datos de campo que he obtenido indican que si bien son fracturas que pueden ser de la misma naturaleza no son la misma falla. Como ya indiqué antes, la falla del Coll de la Teixeta-Coll de Falset por el SW, al menos en los materiales del Trías -

superior, deja de percibirse antes de llegar al vértice "So-  
 leas". Aun así, si continuamos esta estructura más hacia el  
 SW y la de Marçà hacia el NE, hasta que ambas choquen con  
 la falla de "les Taules de Marçà", la distancia entre las  
 intersecciones de ambas con la línea de falla es superior a  
 los dos kilómetros, pero además quedando en una disposición  
 inversa a la que correspondería si fuese una falla cortada  
 y desplazada por otra, puesto que la falla de "Les Taules"  
 tiene una actuación de desgarré sinistral, por lo que el  
 bloque oriental se ha desplazado hacia el N NE y sin embar-  
 go la intersección de la falla de Coll de la Teixeta con la  
 de Les Taules queda al S de la intersección de la de Marçà  
 con la misma falla. Igualmente el desplazamiento al NE que  
 indica LLOPIS que ha tenido el sector de la "Serra de Pra--  
 dell", no parece deberse a esta falla, que la considero in-  
 versa, sino muy probablemente a un desplazamiento hacia el  
 N NE producido por la falla de "Les Taules de Marçà".

La falla del Coll de la Teixeta-Coll de Falset,  
 ha producido una fuerte estructura de arrastre en los mate-  
 riales triásicos del bloque Sur, bien descrita por VIRGILI  
 (1958), aunque en los cortes más meridionales de dicha falla  
 no solo no la refleja sino que pone una situación inversa a  
 la real.

La descripción de este accidentes la haré resu-  
 mida puesto que VIRGILI (1958) lo comentó amplia y acertada-  
 mente en la mayoría de sus aspectos.

La superficie de falla no es visible en ningún

punto. El sentido y magnitud del buzamiento de la misma hay que deducirlo de su intersección con la superficie topográfica. Se observa que el buzamiento es hacia el N o NW y del orden de  $70^{\circ}$  como mínimo.

En el Coll de la Teixeta, los materiales paleozoicos contactan con los materiales de la mitad inferior del Buntsandstein y se observa que los arrastres son muy pequeños o inexistentes. Hacia el E SE, por donde se pone en contacto el Paleozoico con materiales triásicos cada vez más altos, los arrastres son muy fuertes, como puede observarse en los cortes 37 y 39 (extremo Norte) y en los cortes 27, 28, 45 y 46 (parte NW y W respectivamente). Esta variación puede ser debida a que el zócalo se comporta como eminentemente rígido y no sufre arrastre apreciable y en consecuencia tampoco lo sufren el contacto Paleozoico-Buntsandstein ni los materiales inferiores del Buntsandstein que están inmediatamente superpuestos a él. Cuando la fricción se realiza sobre materiales cada vez más altos de la cobertera los arrastres sí son posibles y muy manifiestos.

El cambio de dirección de este accidente, como sugiere VIRGILI (1958), podría deberse a que se trate no de una sola falla sino de un sistema de fallas que van cambiando de dirección y cortándose unas a otras. Este hecho lo he podido comprobar, como antes indicaba en las inmediaciones del Coll de la Teixeta. En el resto de su recorrido la continuidad del accidente parece perfecta, y el cambio de dirección es progresivo. Por lo tanto opino que se trata de una única estructura. Se trata por tanto de una falla inver

sa de vergencia variable desde S SE hasta SE, similar a las fallas de Bellmunt y a la falla de Marçà (?). Cabe englobarlas dentro de un mismo sistema.

Su continuidad meridional, en profundidad, es de cir a nivel del Paleozoico e incluso Buntsandstein y algo de Muschelkalk inferior, debe ser algo mayor que la expresada en la cartografía pero a nivel del Muschelkalk superior y Keuper que son los materiales aflorantes, en el lugar donde la concluyó, su actuación es ya inapreciable, pues se introduce en los materiales del Keuper y practicamente paralela a la estratificación quedando resumida su actuación a una inflexión con estiramiento y pequeñas discontinuidades de dichos materiales. Su desarrollo lateral puede observarse en los cortes

### 3.5.2.3.- ESTRUCTURA INTERNA DEL BLOQUE SEPTENTRIONAL DE LA FALLA DEL COLL DE LA TEIXETA-COLL DE FALSET.

La falla del Coll de la Teixeta divide el bloque de Llaberia-Pradell en dos subbloques: el meridional que es en el que los afloramientos Mesozoicos son más amplios, y parte de cuya estructura he descrito ya, y el subbloque septentrional, en el que la cobertura mesozoica está formada sólo por materiales triásicos y tiene muy poca extensión. El subbloque septentrional queda reducido al triángulo que va desde la Partida de las Quimeras al vértice 550 "Soleas", zona situadas unos 2 km al E de Falset. La estructura de este pequeño sector del subbloque septentrional está bien descrita por VIRGILI(1958) por lo que me limitaré a hacer un breve

comentario sobre la misma.

El buzamiento de conjunto de los materiales triásicos de este sector es hacia el SE, lo que hace que se conserven cada vez términos más modernos en este sentido, llegando a aflorar el Keuper en las proximidades de falla del Coll de la Teixeta. El buzamiento medio es de unos  $15^{\circ}$  con alguna suave inflexión. Este buzamiento se ve fuertemente alterado en las proximidades de la falla del Coll de la Teixeta, donde llega a ser de  $90^{\circ}$  e incluso a invertirse.

En las inmediaciones del km 487,5 de la carretera de Reus a Falset se observa como los materiales del Buntsandstein se ponen en contacto mecánico con los del Muschelkalk inferior. Se trata de una falla de dirección media N  $35^{\circ}$  E con un salto vertical que en este punto no supera las dos decenas de metros. Esta falla es señalada por VIRGILI (1957) e indica su escasa importancia. En los cortes que realiza de este sector, parece no quedar muy claro cual es el sentido de buzamiento de la superficie de falla, ni cual el bloque relativamente elevado. La superficie de falla no es directamente visible en ningún punto, pero de su intersección con la superficie topográfica, parece deducirse que buza fuertemente hacia el NW donde se sitúa el bloque relativamente elevado. Se trata por tanto de una falla inversa que por su alineación y características puede pertenecer al mismo sistema que la de Coll de la Teixeta. Hacia el NE se amortigua, pero hacia el SW el salto parece ser progresivamente mayor, produciéndose arrastres de no mucha envergadura, pero que junto con los más importantes producidos por la falla del Coll de

la Teixeta, son los responsables, en parte, de que el buzamiento de conjunto de los materiales triásicos de este subbloque sea hacia el SE. Ver extremo NW de los cortes 26 y 27 y parte W del corte 45 .

Por el SW, en las inmediaciones del vértice "Soleas" (550 m ) esta falla es cortada por otra, de dirección media N 15° E, que buza hacia el WNW. Se trata de una falla normal que hunde el labio occidental. Dicho labio, como señala VIRGILI (1958), constituye una delgada cuña relativamente hundida entre el Baleozoico de Falset y el sector de las "Quimeres"- "Soleas". En ella afloran materiales que van desde el Baleozoico hasta el Muschelkalk superior. Esta cuña, y en el sector comprendido entre la carretera de Reus a Falset y el vértice "Soleas", está dividida a su vez, en otras dos cuñas, aún más delgadas, a favor de sendas fallas de dirección media N 20 E. La superficie de ambas fallas buza hacia el E SE, sentido en el que se localizan los bloques relativamente hundidos. Estas dos últimas fallas forman parte del sistema, compuesto en algunos puntos por tres, en que queda convertida la falla de Les Taules de Marçà a partir del punto y hacia el Norte en que es cruzada por la carretera de La Torre a Marçà. La falla normal de dirección N 15 E, que buza hacia el WNW y que comentábamos anteriormente, corta a la falla más oriental del sistema de Les Taules y, en profundidad, las corta a ambas. Ver cortes: 24 , 25 y 26 (extremo NW) y 45 parte Oeste.

3.5.2.4.- ESTRUCTURA INTERNA DE LA MOLA DE COLLDEJOU Y RELACION ENTRE ESTA Y LA SIERRA DE LLABERIA.

Este sector ha sido estudiado desde antiguo por numerosos geólogos MALLADA (1890), VILASECA (1920), BATALLER (1922), ASHAUER y REICHMULLER (1933), LLOPIS (1947) y VIRGILI (1958), que progresivamente han ido aportando nuevos datos a su conocimiento.

LLOPIS, es el primero en estudiar ampliamente la estructura tectónica de este sector, pero le da una interpretación tan compleja que dista mucho de la realidad. Imagina la Mola de Colldejou como el flanco invertido de un gran anticlinal practicamente tumbado, cuyo flanco Sur lo constituiría la Sierra de Llaberia, que además se fractura por el núcleo, desplazándose el flanco normal, sobre el invertido. A su vez, ( ver LLOPIS (1947) corte nº 6 de la figura 25 entre págs. 176 y 177), el flanco invertido que comienza a normalizarse bajo la misma Mola, se ve drásticamente seccionado y situado de forma extraña sobre una potente placa de Keuper y Muschelkalk que también considera cabalgante en conjunto sobre el Muschelkalk de la Serra y Torre de Fontaubella.

VIRGILI (1958) modifica estas estructuras en el sentido de simplificarlas, aunque como su estudio es eminentemente estratigráfico, el corte geológico no alcanza niveles suficientemente profundos y su interpretación es incompleta. De todas formas la interpretación dada por este autor, por ser más simple, se aproxima bastante más a la rea-

lidad que en la de LLOPIS. La interpretación de la ladera septentrional, al quitar el cabalgamiento de los materiales triásicos y situar normal el Jurásico de la Mola, queda correcta en general. Pero no así la relación existente entre la Sierra de Llabería y la Mola de Colldejou, ya que continúa suponiendo que el Jurásico de Llabería, junto con su substrato de Keuper y Muschelkalk superior, cabalga como mínimo 1 km al Jurásico de la Mola, según se desprende del mencionado corte.

Comenzaré la descripción por la ladera septentrional. Desde La Serra hasta la cima de la Mola la sucesión es en general tectonicamente normal. El buzamiento de conjunto es hacia el SSW. Solo cabe destacar dos cosas, la primera es el cambio de la dirección que se observa al ascender desde La Serra o la Torre de Fontanbella hasta la Mola y que para el Buntsandstein y Muschelkalk inferior comenté y expliqué en 3.5.1. Igualmente indiqué que estos materiales recobraban su dirección general N 0-15° W al Sur de la zona de inflexión.

Sin embargo, los materiales superiores al Muschelkalk inferior, que se cortan por la ladera Norte de la Mola de Colldejou y que llegan hasta el Cretácico superior que yace discordante sobre el Lías, tiene una dirección oscilante entre N 80 E y N 80 W, pasando por la muy frecuente E-W. Esto indica al igual que ocurría en el "subbloque de Capçanes" que existe un despegue a nivel del Muschelkalk medio que permite la estructuración por plegamiento de los niveles superiores a él con independencia de su yacente, y que camufla en parte la estructura de basculación hacia el W que exhiben en con--

junto zócalo y cobertera.

El segundo hecho destacable en la ladera Norte de la Mola <sup>es la</sup> intercalación tectónica de arcillas versicolores entre los materiales del Muschelkalk superior. Este hecho se observa claramente en varios puntos del talud de la carretera entre Colldejou y la Torre y fue comentado por LLOPIS (1947) y VIRGILI (1958).

La importancia regional de dichos accidentes no es grande en su aspecto de estructura, por lo que no merecen una descripción especial, pero sí la poseen en cuanto al estilo estructural, puesto que supone una prueba más del replegamiento y cabalgamiento intercutáneo de los materiales del Muschelkalk superior a favor de sendos despegues a nivel del Muschelkalk medio y Keuper. Este estilo estructural ya lo he comentado en apartados anteriores e insistiré sobre él proximamente.

La estructura fundamental de esta zona es la existente entre la Mola de Colldejou y la Sierra de Llabería, de cuya interpretación di al comienzo de este apartado una breve reseña histórica.

En conjunto se trata de un pliegue anticlinal que tiene un diferente desarrollo en vertical y también algo longitudinalmente.

Las características geométricas y evolutivas se observan en el grupo de cortes seriados números 35, 36, 37, 38

39 y 40 y en el tercio Norte del grupo 34, 23, 24 25 y -  
26 .

El eje del pliegue exhibe un marcado arqueamiento. En su extremo occidental, en donde queda cortado por la falla de "Les Taules", su dirección es N 80 E y pasa gradualmente - hasta la N 60 W en el extremo oriental. El desarrollo verti-- cal de esta estructura puede observarse gracias a la diferen-- te profundidad que ha alcanzado la erosión en sentido longitu-- dinal a la misma. Tanto el Buntsandstein como el Muschelkalk inferior, que afloran desde la Montaña Blanca hasta el NE de Colldejou, tienen una dirección en N-S y N 10 W y un buzamien-- to de 5° a 15° hacia el SW. Estos materiales del Buntsandstein y del Muschelkalk inferior, se introducen bajo los niveles del Triás superior y del Jurásico, sin manifestar en absoluto la - compleja estructura de plegamiento que presenta el Muschelkalk superior de Perdigotes (cota 613, kilómetro y medio al S de - Colldejou). Los materiales del Muschelkalk superior de Perdi-- gotas constituyen el extremo meridional del anticlinal de Lla-- bería-Mola de Colldejou. La estructura, en la transversal Per-- digotes-Colldejou, queda reflejada en el corte 40 . Del co-- mentario anterior se desprende que la estructura general es - típicamente de despegue.

Este anticlinal de Llaberia-Mola de Colldejou se generó por despegue a favor del Muschelkalk medio, constitu-- yendo su núcleo una gran masa replegada de Muschelkalk supe-- rior. En ella pueden distinguirse como mínimo y de Norte a - Sur: un anticlinal asimétrico con su flanco N vertical y el S fuertemente buzante y un sinclinal y un anticlinal ligera--

mente invertidos y vergentes al N. Precisamente estos fuertes y amplios pliegues en materiales del Muschelkalk superior forman la masa del núcleo del anticlinal de conjunto.

Los materiales liásicos suprayacentes, más competentes y rígidos que el Muschelkalk medio y superior y Keuper subyacente, y algo independizados de ellos por despegue a favor de las arcillas del Keuper, no exhiben tal abundancia de pliegues. Se reduce a uno solo de mayor magnitud. El plegamiento del Lías solo puede observarse en el extremo occidental donde la erosión ha profundizado menos. Su flanco Norte se invierte ligeramente y llega a fallarse, quedando una estructura de pliegue falla vergente al N. Ver cortes 23, 24, 34, 35. El salto en buzamiento es inferior a los 100 m. Al menos al nivel del Lías, hacia el W, la estructura se simplifica de forma - que en las inmediaciones de la falla de "Les Taules" queda reducido, a un anticlinal ligeramente invertido como se observa en los cortes 23 y 34 (tercio Norte).

En la transversal de Coll del Guix, intermedia entre las hasta ahora comentadas, es donde quizás la estructura adapta una mayor espectacularidad y opino que fue en parte la causante de las exageraciones tectónicas hechas hasta ahora - por los autores que estudiaron este sector. En este lugar las arcillas y yesos del Keuper se sitúan en contacto mecánico sobre las dolomías brechoides del Lías habiéndose desplazado sobre ellas un mínimo de 100 m. Esta disposición creo puede ser parcialmente explicada por la estructura en pliegue falla antes comentada y que aquí no es visible, puesto que la erosión ha barrido los niveles liásicos y superiores, que <sup>l</sup>exhibirían.

La estructura del Coll del Guix, en parte se desarrolló como tal pliegue falla y pudo continuar evolucionando diapiricamente, como lo prueba la gran acumulación de materiales del Keuper allí existentes y su carácter fundamentalmente salífero. Precisamente hacia el E y hacia el W, del Coll del Guix, de ser una estructura continua tendríamos que observar una disposición similar, lo cual no ocurre. Por el contrario, lo que se observa es que el Keuper disminuye de potencia y el porcentaje de yesos se hace enormemente menor e incluso llega a ser nulo. Véase cortes 38 y 39. Los cortes 26 y 37 muestran la estructura observable inmediatamente al W del Coll del Guix.

En conclusión, del estudio detallado de la estructura, se puede deducir para este sector:

1.- Que existe un despegue fundamental al nivel del Muschelkalk medio que permite una diferente estructuración en los materiales situados por encima y debajo de él. Tanto el Paleozoico como el Buntsandstein y Muschelkalk inferior no presentan la fuerte estructura anticlinal, ni ninguna otra, como una falla inversa, que hubiera podido engendrarla. Este hecho es directamente observable en los lugares donde estos materiales afloran y puede deducirse para el resto del sector.

2.- Que por encima del nivel de despegue la estructura no es exactamente común para los niveles triásicos y jurásicos. Muschelkalk medio y superior y Keuper se repliegan fuertemente dando lugar a varios pliegues, algunos casi isoclinales e invertidos, sin existir fallas de importancia. El Jurásico su-

prayacente más competente y rígido, adopta una estructura de pliegue falla. Esta falla muere al entrar en los niveles del Trías, ya que este puede replegarse más fuertemente. Esta individualización es favorecida en parte por despegue a favor del Keuper.

3.- Que localmente, en Coll del Guix, ha habido manifestación diapírica, posiblemente iniciada por esfuerzos tectónicos y que continuó evolucionando por halocinesis. Lo demuestra que este desplazamiento del Keuper sobre el Lías solo es observable en el punto donde hay una mayor acumulación de Keuper y este es eminentemente salino.

En la parte superior de la Mola de Colldejou existe un pequeño pliegue falla de dirección N 80° E. Puede observarse su desarrollo axial desde pliegue simétrico a pliegue - falla, llegando a superponer el Liásico superior sobre el Cretácico superior discordante. El salto en buzamiento, máximo, es inferior a 40 m. Puede observarse esta estructura en el corte 38 .

3.5.2.5.- FALLA DE "LES TAULES DE MARÇÀ"

Esta falla discurre desde aproximadamente el km 486,5 de la carretera de Reus a Falset, hasta como mínimo - unos 400 m al N del km 17 de la carretera de Vandellòs a Tivissa. Se sigue por tanto perfectamente un mínimo de 13 km. Hacia el Norte debe prolongarse más del punto indicado, aunque resulta difícil de seguir por afectar solo a materiales paleozoicos. De la misma manera, hacia el SSW su continuación puede

ser mayor que la indicada. La existencia, hacia el Sur del extremo meridional mínimo de esta falla, de fracturas que tienen una dirección similar a ella y que guardan una alineación bastante sensible con la misma, me hace pensar que dicho accidente podría llegar a prolongarse hasta las cercanías de la costa. Si embargo, como la continuación de una y otra no puede hacerse con precisión en el campo, prefiero indicar cual es su amplitud mínima y señalar que ésta puede ser mayor hacia el Sur. De todas formas, aunque no se tratase de una misma falla, la relación entre una y otras es grande y podrían asociarse en un mismo sistema.

Por el momento me limitaré a describir este accidente en el sector en que su continuidad y características son claras y que, como indiqué al principio, es entre las carreteras de Reus a Falset y Vandellòs-Tivissa.

Esta falla como se ha dicho en 3.5 , divide a la Unidad Septentrional en dos bloques el de "Les Taules - de Marçà"- Bellmunt y el de Llaberí-Pradell.

Tiene una dirección muy clara N 20° E y un buzamiento variable entre 60° y 85° hacia el ESE, siendo los buzamientos más frecuentes superiores a 70°. En particular en la mitad septentrional el buzamiento medio es de 80° hacia el ESE.

Tanto LLOPIS (1947) como VIRGILI (1958) mencionan este accidente e incluso lo representan en algunos de sus cortes y muy parcialmente en sus respectivas cartogra-

fías. De todas formas su localización, descripción e importancia regional, no quedan suficientemente claras.

LLOPIS(1947) como esbocé en 3.5.2.1. refiere varias veces a la gran falla de Marçà-Falset, de dirección NE-SW, a la que considera como una falla de desgarre sinistral. En mi opinión y, según datos de campo, este autor reúne en un solo accidente lo que son en realidad tres fallas de diferente régimen y que además se cortarían. Son: la falla de Marçà, la falla del Coll de la Teixeta y la falla de Les Taules. Ni siquiera las dos primeras, aunque tienen dirección similar, parecen ser una misma, pues, en el caso de que se prolongasen más allá de lo expresado en la cartografía, serían cortadas por la falla de "Les Taules", quedando en una disposición inversa a la que le correspondería por la actuación de la misma.

VIRGILI(1958) habla en dos momentos sobre este accidente. Lo señala en la cabecera del Barranco de la Vall. En este punto solo indica que se trata de un accidente de dirección NNE-SSW que es el causante de que en ambos labios los materiales triásicos tengan buzamientos casi perpendiculares. Lo cita también en el corte que realiza por la carretera de Reus a Falset indicando que se trata de una falla directa de dirección NNE-SSW y que debe tener un gran salto. En ningún momento indica explícitamente que éstos dos accidentes sean uno mismo.

La falla de "Les Taules de Marçà" pone en contacto materiales de diferente edad a lo largo de su recorrido, como se aprecia claramente en la cartografía. En su extremo meridional pone en contacto diferentes niveles del -

Lías y Bajocense e incluso los materiales de facies Utrillas con las calizas de Lias medio ( $L_3$ ). En su parte central, zona de Les Taules de Marçà, contacta con el Muschelkalk inferior de Les Taules, que tiene una dirección media  $N 15^\circ W$  y un buzamiento medio de  $15^\circ$  hacia el WSW, con el Muschelkalk medio de la base de la Sierra de Llaberfa, sobre el cual descansan los niveles triásicos superiores y el Lias. Todos con una dirección marcadamente paralela a la de la falla y con un buzamiento medio de  $25^\circ$  a  $40^\circ$  hacia el ESE. En la parte septentrional hace contactar al Paleozoico de Falset con el Buntsandstein y Muschelkalk inferior del bloque oriental, cuya dirección es también sensiblemente similar a la de la falla.

La superficie de falla, especialmente en el sector de Les Taules, donde aflora desarrollada en los materiales calizodolomíticos del Muschelkalk inferior, se observa muy claramente. En algunos puntos de este sector está perfectamente conservada exhibiendo un nítido pulimento, tanto los materiales calizodolomíticos, como la costra de mineralización ferruginosa que recubre en buena parte la superficie de falla. En todos estos puntos donde la superficie se conserva inalterada existen numerosas estrías. Estas estrías parecen tanto sobre la superficie de falla primitiva, es decir la tallada directamente en los materiales calizo dolomíticos del Muschelkalk inferior, como en la superficie de las capitas que pueden distinguirse dentro de la costra de mineralización ferruginosa. Tanto unas estrías como otras son prácticamente paralelas y con un rake inferior a  $5^\circ$ . El pulimento de la costra ferruginosa, así como su estriación tanto superfi-

cial como en las capitas que la forman, parece indicar que esta falla ha funcionado más de una vez. Al mismo tiempo, el marcado paralelismo de unas estrías con otras, muestra que el movimiento relativo fue prácticamente siempre, en la misma dirección. El hecho de que todas las estrías existentes tengan un rake inferior a 5° es uno de los datos que prueban que esta falla es fundamentalmente de desgarre, o al menos que las últimas actuaciones de la misma, en el caso de que hayan sido varias, supusieron un desplazamiento relativo de los bloques fundamentalmente horizontal.

La confirmación del desgarre y especialmente su sentido y magnitud hay que hacerlo a partir de estructuras que hayan sido cortadas y desplazadas por la falla. Esta labor está bastante dificultada porque en el área donde esta falla es segura, no existen otras que sean claramente cortadas por ella. Además, al haber sido erosionado gran parte del labio occidental, es decir, el subbloque de Capçanes, hasta niveles tan bajos como el Muschelkalk inferior e incluso el Paleozoico, y como las estructuras de plegamiento ocurren fundamentalmente por encima del Muschelkalk medio por despegue a su favor, este tipo de estructuras no pueden ser observadas al no existir los materiales que las exhibirían.

De todas formas hay tres estructuras, dos de carácter tectónico y una de carácter estratigráfico que, aunque con ciertos reparos, podrían servir de referencia. Son los anticlinales fallados del Coll de Guix y del Barranco de Montalt y la discordancia Jurásico-Cretácico superior. En el bloque oriental, la estructura anticlinal cabalgante existen

te entre la Sierra de Llaberia y la Mola de Colldejou, es -  
drásticamente seccionada por la falla de "Les Taules". En el  
bloque occidental le ocurre igual al anticlinal, también fa-  
llado inversamente por su flanco Norte, del Barranco de Mon-  
talt. Como se puede observar de la descripción de ambos acci-  
dentes hecha en 3.5.2.4 y 3.5.1.3., respectivamente, sus ca-  
racterísticas son muy similares por lo que podrían ser una -  
misma estructura seccionada por la actuación de la falla de  
Les Taules.

Ahora bien, podría pensarse que la continuación  
de la estructura del Coll del Guix, no fuese el mencionado -  
anticlinal, sino otro situado sobre el Muschelkalk inferior  
de "Les Taules" que hubiera sido barrido por la erosión. Ya  
indiqué en 3.5.1.3 que en el vértice cota 394 "Pinar dels -  
Frarès" existen varios fuertes repliegues en Muschelkalk su-  
perior que muy posiblemente suponen el núcleo de un antikli-  
nal mayor, el resto del cual ha hecho desaparecer la erosión  
y éste, podría ser la continuación del existente en el Coll  
del Guix. Pero en este caso la prolongación de los ejes del  
Pinar dels Frarès coincidiría con el eje de la estructura -  
de Coll del Guix, es decir el desplazamiento horizontal se--  
ría inapreciable, lo que no está muy de acuerdo con la exis-  
tencia de claras estrías horizontales. Sin embargo está pro-  
bado con datos de campo que desplazamientos horizontales muy  
pequeños, inferiores a un metro, han producido estrías hori-  
zontales muy marcadas.

Más difícil es pensar que la continuación del an-  
ticlinal del Barranco de Montalt no sea la estructura del -

Coll del Guix, puesto que en el bloque oriental la erosión no ha profundizado tanto como en el occidental y se conservan las estructuras de plegamiento existentes a nivel del Trias medio-superior y Jurásico. En esta zona tan solo existe una estructura asimilable a ella, es la del Coll del Guix. Podría objetarse a este razonamiento que el anticlinal del Barranco de Montalt, se atenúa ligeramente hacia el Este y podría no existir en el bloque oriental. De todas formas esta estructura es cortada cuando aun se manifiesta claramente y, por tanto, habría de verse, al menos su terminación, en el bloque oriental.

Otra prueba sobre la magnitud y el sentido del desgarre lo puede suministrar la discordancia Jurásico-Cretácico superior existente en la Unidad Septentrional.

Observando por separado los bloques oriental y occidental de la falla de "Les Taules", se ve como la facies Utrillas descansa sobre materiales cada vez más antiguos hacia el Norte. De forma general, parece deducirse, que una línea imaginaria que uniese materiales jurásicos de igual edad contactantes con la facies Utrillas, tendría una dirección media aproximada Este Oeste. Tomando por ejemplo la línea de intersección del contacto Bajocense-Toarciense con el muro de la facies Utrillas, se observa como esta línea queda desplazada relativamente hacia el Sur en el bloque occidental.

A esta prueba se le puede presentar alguna objección, puesto que es algo aventurado suponer que dichas líneas no tengan sinuosidades debido a zonas más o menos elevadas .

En este caso, la separación que observo para una línea homóloga, podría ser debida a una sinuosidad y no a un desplazamiento producido por la falla. De todas formas los datos de campo que tengo al respecto me inclinan mucho más a favor de su explicación por desplazamiento producido por la falla.

El desplazamiento de estas imaginarias líneas y de las dos estructuras antes mencionadas (tomadas ambas pruebas con las debidas reservas), así como la curvatura de los ejes de pliegues menores en la proximidad de la falla y la visión de conjunto de uno y otro bloque, abogan por la caracterización de este accidente como una falla de desgarre sinistral. El salto horizontal, deducido a partir de los mencionados desplazamientos, oscila entre los 3 y 4,5 kms para la parte central de esta falla. Esta posible magnitud del salto en dirección plantea nuevamente el tema de la continuidad hacia el Sur de la falla de "Les Taules". Ya indiqué al principio que la falla llegaba con seguridad hasta unos 200 m al N del km 17 de la carretera de Vandellòs a Tivissa, pero no excluía la posibilidad de su continuación hacia el Sur o al menos la existencia de otras fallas similares, paralelas, que prolongasen su actuación en esta misma dirección. Un desplazamiento horizontal del orden de 3 a 4 km resulta excesivo si la falla termina en el punto indicado, más aún al no existir fuertes repliegues en el extremo Sur del bloque occidental que representarían la rápida amortiguación del desplazamiento de 3 a 4 km ocurrido un poco más al Norte. Por tanto, si se admiten como homólogas las estructuras citadas y en consecuencia se acepta el desplazamiento indicado, hay que pensar en una mayor continuidad de esta falla hacia el Sur. Por lo mis

mo, si no existe esa continuidad, no puede admitirse tal desplazamiento, que sería el resultado de la comparación de es tructuras no homólogas.

En el tercio septentrional de su recorrido no se trata de un accidente único, sino que son tres las superficies de fractura, aproximadamente paralelas entre sí. En el corte de la trinchera del km 553 del ferrocarril de Barcelona a Zaragoza, así como entre este punto y el km 3 de la carretera de La Torre a Marçà, se observan claramente las tres superficies de fractura. La más occidental pone en contacto al granito de Falset con los materiales del Buntsandstein. La central hace contactar mecánicamente el Buntsandstein con el Muschelkalk inferior y la oriental el Muschelkalk inferior con el superior. La más occidental es rápidamente cortada, tanto hacia el Sur como hacia el Norte, por la falla central, dejando entre ambas un delgado ojal de materiales del Buntsandstein. La más occidental es también cortada hacia el Sur, aproximadamente a la altura de la carretera de La Torre a Marçà, pero a partir de este punto y hacia el Norte, ambas fallas discurren con igual dirección, dejando entre ellas una delgada y larga cuña en la que afloran los materiales del Muschelkalk inferior y más hacia el Norte, los del Paleozoico y Buntsandstein. Esta disposición se observa claramente en la cartografía. Se trata de fallas aproximadamente paralelas a la principal, de similar régimen y menor magnitud.

En los cortes generales, 20, 21 y 22 (parte central), 33, 43 y 44 (tercio Norte), 34, 23, 24, 25, 26, y 45 (extremo Norte), se puede observar la disposición de es

ta falla en numerosos puntos de su recorrido.

### 3.5.2.6.- ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE LLABERIA

De la Unidad Septentrional solo queda por describir la estructura correspondiente a la Sierra de Llaberia. Esta Sierra forma en conjunto la mitad meridional del bloque de "Llaberia-Pradell". Queda bastante individualizada tectónicamente de los sectores circundantes. Por el Oeste, la falla de "Les Taules de Marçà" la separa del bloque de "Les Taules-Bellmunt". Por el Norte el complejo anticlinal ligeramente cabalgante del Coll del Guix, del cual es la Sierra de Llaberia, en conjunto, su flanco Sur. Por el Este la falla que desde Vilanova d'Escornalbou se prolonga hacia el SSW y que hundiendo su bloque oriental da el primer paso en la formación de la Depresión de Reus. Finalmente su límite Sur está constituido por los materiales alóctonos de la Unidad Meridional y por el substrato infra Muschelkalk medio común a ambas unidades. Este substrato se ha estructurado complejamente en dicho sector y en parte se individualiza tectónicamente de forma muy clara.

Desde el punto de vista estructural esta zona ha sido estudiada en tres momentos diferentes. ASHAUER y TEICHMULLER (1935) realizaron algún corte esquemático y dan una cartografía a escala 1/200.000 que tan solo significa una pincelada sobre su estructura.

LLOPIS(1947) realiza un estudio más detenido y llega a observar algunas de las grandes e importantes estruc

turas de la zona, pero por no conocer la real estratigrafía del Trias y por la magnitud de su trabajo, que no debía permitirle un particular seguimiento y comprobación detallada de cada estructura, realiza una mezcla de las mismas, que - junto con la supervaloración o supercomplicación de unas e inadvertencia de otras, hace que al intentar comprobar la - mayor parte de las que describe o figuran en sus cortes, re sulten inexistentes o inexactas. Por lo tanto, si bien parte del valor de conjunto puede permanecer, el valor de detalle, es escaso o nulo. Remito al lector a las páginas 161 174 de LLOPIS (1947) donde comenta, entre otras, la estructura de este sector, así como a los cortes geológicos que - del mismo da en dicho trabajo.

VIRGILI (1958), realiza una descripción tectónica de parte del sector que nos ocupa y suministra unos cuantos cortes geológicos del mismo. En resumen, supone la existencia de cuatro escamas separadas por tres superficies de cabalgamiento. La más septentrional es la Mola de Colldejou, separada de la Sierra de Llaberia por una superficie de cabalgamiento en el Coll del Guix. La estructura que yo deduzco y que es diferente a la supuesta por los autores anteriores ya la expuse en 3.5.2.4.

Siguiendo hacia el Sur supone un segundo cabalgamiento que de Oeste a Este iría por el barranco del Tortó- Pueblo de Llaberia - Barranco de la Dabía. Tal cabalgamiento no existe. Su interpretación pudo nacer de mezclar - datos ciertos, como es la existencia de Trias en Llaberia, con falsas interpretaciones, confundir los materiales de fa

cies Utrillas con materiales del Trias. En efecto, los materiales de facies Utrillas que se sitúan sobre el Bajocense y Lias superior de la Sierra de Llabería y sobre las cuales yacen materiales del Cretácico superior, se siguen por el Barranco del Tortó y rellenan una profunda oquedad cárstica en el Barranco de la Dóbia. Su interpretación como Trias pudo inducir a suponer la existencia del falso cabalgamiento.

En el pueblo de Llabería existen, por supuesto materiales del Muschelkalk superior, pero estos enraizan mucho más al Sur de lo que supondría el anterior cabalgamiento. Precisamente, como después comentaremos, en el Valle de Sta. Marina-Prabdip, formando parte del mayor accidente de sobrecorrimento de toda la región estudiada. Este corrimiento sin embargo, no es interpretado claramente.

Por último señala una tercera cabalgadura en el frente de la Sierra de Cabrafiga, continuación, siguiendo a LLOPIS, de su "gran cabalgadura septentrional". En efecto, dicho frente es cabalgante, pero su estructura es bastante diferente y mucho más compleja de lo que suponen ambos autores y , además, no se trata de la continuación hacia el Este del corrimiento principal, sino de cabalgamientos diferentes que cortan y se superponen a parte de los materiales corridos. Estos accidentes los describiré en próximos apartados.

De una forma general la Sierra de Llabería tiene una estructura de "cubeta", como ya indicaron LLOPIS (1947) y VIRGILI(1958). Ahora bien, el significado que aquí

tiene el término de cubeta, no es el clásico y correcto. Tan sólo guarda con él una cierta similitud geométrica, pero no genética.

En 3.5.2 y 3.5.2.1 comenté la estructura probable del sector a nivel del zócalo paleozoico, Buntsandstein y Muschelkalk inferior, es decir, por debajo del nivel de despegue que es el Muschelkalk medio. Esta estructura la deduje a partir de la que presentan dichos materiales en el lugar donde afloran, o sea en el borde oriental del sector Montaña Blanca, Plana Serena y Costa Arena. En general es una estructura homobuzante hacia WSW, con ciertas inflexiones hacia el Sur o SW. Los materiales suprayacentes al Muschelkalk inferior, que son los que formaron la gran masa de la Sierra de Llaberia, se estructuraron más o menos fuertemente, con independencia de su substrato, Triásico inferior Paleozoico, por despegue a favor del Muschelkalk medio. Los afloramientos más orientales de estos materiales, que se sitúan al pie del Mont-redò aun manifiestan este buzamiento general hacia el W.

El frente N de la Sierra de Llaberia posee ya una dirección y sentido de buzamiento diferente, que es la que le corresponde como flanco del "anticlinal cabalgante" del Coll del Guix. La dirección, de acuerdo con la curvatura que sufre el eje del pliegue de Oeste a Este, oscila entre  $N 80^{\circ} E$  por el Oeste a  $N 70^{\circ} W$  por el Este. El buzamiento es siempre hacia el Sur y variable entre  $20^{\circ}$  y  $40^{\circ}$ , siendo progresivamente menor hacia el Sur.

La dirección y buzamiento de los materiales en dicho frente sí es manifestación, por tanto, de una estructura de plegamiento. Este no era el caso del borde oriental.

Los materiales del borde occidental de la Sierra de Llaberia, que queda marcado por la falla de "Les Taules", tienen dirección N 20° E muy constante y buzamiento entre 20° y 40° hacia el ESE. Como se observará esta dirección es prácticamente perpendicular a la que tienen los materiales del frente Norte. El neto paralelismo de la dirección de las capas con la dirección de la falla de "Les Taules", paralelismo que se extiende a todo lo largo de su recorrido, en una franja de unos 500 m de anchura media, me inclina a pensar que debe existir una relación genética entre la estructura que muestran los materiales en dicha franja y la falla de "Les Taules".

Del análisis de los bordes occidental, septentrional y oriental de la Sierra de Llaberia, se deduce, por tanto, que los sentidos de buzamiento se hacen convergentes hacia el centro de la Sierra, lo que le da forma "geométrica de cubeta" pero que no puede considerarse como una cubeta sinclinal por no tener la génesis de estas. Ver cortes 22, 23, 24, 25 y 34 (parte central) 35, 36, 37 y 38 (parte Sur).

La estructura del borde meridional de la Sierra de Llaberia es bastante más compleja que en el resto de los bordes. Esta estructura puede observarse en sentido longitudinal a lo largo de la carretera de Pratdip a Coll de Fatxes, entre Coll Roig y Coll de Fatxes, y en sentido transversal -

por el barranco de Remulla y por el barranco paralelo e inmediatamente al Oeste del anterior, situado entre las cotas 618 y 534. Haciendo un corte por estos barrancos se observa, de forma genérica, que la serie jurásica está invertida, llegando a ser el buzamiento de las capas invertidas de  $25^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  hacia el SSE como se ve en los materiales del Bajocense y Toarciense que afloran entre los km 35 y 36 de la carretera de Pratedip a Coll de Fatxes. Ver cartografía y cortes 20, 21, 34, 43 y 44. En el collado del km 38 de dicha carretera, afloran los materiales del Bajocense que constituyen en este punto el núcleo del "sinclinal" invertido. En la trinchera del km 37,9 se ve perfectamente la charnela del mencionado "sinclinal" invertido, que aquí está desarrollada en materiales del Cretácico superior. En este punto se observa que no existen materiales de facies Utrillas y que el contacto entre el Cretácico superior y Bajocense se hace por una zona de trituración, que demuestra ha habido un desplazamiento relativo bastante fuerte entre ambos.

Entre los km 36 y 37,5 puede observarse como los contactos entre los diferentes niveles litológicos son siempre mecánicos. Se trata de fallas inversas de aproximadamente la misma dirección que la estratificación y con un buzamiento algo menor que el de la misma. Véase cartografía de dicho sector y cortes 21 y 44 (parte central). Se trata de un sistema de escamas de no mucha envergadura pero que demuestra que dicho sector fue sometido a un fuerte empuje en la dirección NNW-SSE. En las inmediaciones del km 37,5 se observa como la fuerte tectónica de compresión ha desarrollado una "esquistosidad" discontinua muy manifiesta en

la zona de fricción entre Cretácico-Bajocense y Bajocense - Toarciense. Aparte de la fuerte inversión de los materiales, desarrollo local de "equistosidad" y sistema de escamas, el pinzamiento e incluso desaparición total de algunos niveles de la serie, suministra nuevas pruebas de la fuerte compresión a que fue sometido este sector. El Keuper en la mayoría de los puntos del flanco invertido ha sido totalmente pinzado. Del mismo modo, los materiales del Muschelkalk superior, que en esta zona tiene una potencia media de unos 140 m, quedan reducidos a menos de 30 m en la zona francamente invertida.

El flanco invertido que estoy describiendo y que en este sector forma el borde meridional de la Sierra de Llabería, al Este del Ebro, es solamente visible en la zona comprendida entre el km 39,5 de la carretera de Pratdip a Coll de Fatxes y el Barranco de Coll Roig unos 400 m al Este del collado del mismo nombre. Hacia el Este del mencionado barranco, el borde Sur de la Sierra de Llabería, aparece normal y las capas buzan de  $15^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  en el sentido NNW. Ello no quiere decir que en toda ese área no existiese una zona invertida como la que he descrito, sino que la erosión ha profundizado más, hay que tener en cuenta que estamos en la ladera septentrional del Valle de Sta. Marina-Pratdip, y queda al descubierto el flanco normal. Por el contrario, hacia el Oeste del km 39,5 de la carretera de Pratdip a Coll de Fatxes, la razón de que no pueda observarse, es el estar sobrecorrido por la Unidad Meridional.

El flanco invertido tiene por tanto un desarro-

llo lateral "visible" de unos 4 km. El real es mucho mayor.

El desarrollo transversal del flanco invertido - es sin embargo bastante pequeño. Los materiales invertidos - van siendo sesgados, de forma progresiva pero rápida, por - una superficie de corrimiento sobre la que existen materia-- les del Muschelkalk medio y superior. De Sur a Norte estos - materiales corridos que primeramente se superponen sobre los materiales invertidos del Lias inferior, van solapando pro-- gresivamente a términos invertidos pero más modernos. Llegan a superponerse a materiales del Cretácico superior, aun in-- vertidos, como puede verse inmediatamente al Norte de la ca-- rretera de Pratedip a Coll de Fatxes entre los km 37 y 38. A partir de esta zona y hacia el Norte, la superficie de corri-- miento se hace sensiblemente paralela a la estratificación , discurriendo sobre los materiales del Cretácico superior, que ya se hallan en posición normal.

El estudio de la procedencia de los materiales - corridos lo realizaré en apartados posteriores donde descri-- biré la Unidad Meridional. Aunque puede ya presuponerse que pertenecerán a ella, puesto que dicha Unidad, como indiqué - en 3. , se caracteriza por su "aloctonía".

De momento me restringiré, ya que este apartado trata de la estructura de la Sierra de Llaberia, que forma - parte de la Unidad Septentrional, a estudiar solo algunos as-- pectos de los materiales "alóctonos" que se encuentran dentro de esta Unidad y en particular en dicha Sierra. El itinera-- rio que puede hacerse por la carretera que desde Coll Roig -

va al pueblo de Llaberia, suministra datos muy interesantes para deducir la "aloctonia" de los materiales triásicos de Llaberia, algunas características de la superficie de corrimiento en conjunto y algo de su magnitud. Ver cartografía y cortes 22, 23, 34 y 44 (parte central) y 35 (parte Sur).

La superficie de corrimiento es atravesada por la carretera en los Km 6,5 , 5,5 , 3,2 , y 2. Salvo en el primer punto, en todos los demás, la superficie de corrimiento está lubricada por las arcillas rojas del Muschelkalk medio. Este nivel arcilloso puede ser muy poco potente, pero rara vez falta. Esto indica, junto con el resto de la pruebas que posteriormente expondré, que el corrimiento se originó por despegue a favor de Muschelkalk medio.

Los materiales sobre-corridos están divididos en dos grandes isleos tectónicos, como puede observarse en la cartografía.

El isleo tectónico meridional está formado exclusivamente por Muschelkalk medio en la base y Muschelkalk superior sobre él. En detalle estos materiales están fuertemente replegados existiendo un anticlinal, de mayor importancia, con dirección NE-SW, en la parte central del isleo.

El isleo tectónico septentrional tiene una serie algo más completa, como puede observarse por la carretera - desde Llaberia hasta el km 2 o subiendo desde este punto - hasta la cota 834.

La serie está formada por arcillas rojas del Muschelkalk medio, dolomías y calizas margosas tableadas del - Muschelkalk superior, arcillas verdosas del Keuper, dolomías grises con estratificación mediana y dolomías brechoides masivas del Lias inferior. La serie es normal, detalle a tener en cuenta en la caracterización de este corrimiento, <sup>Los contactos,</sup> entre - los diferentes niveles litológicos que afloran en este islco, están fuertemente mecanizados.

En el corte que proporciona la carretera, se observa la fuerte laminación del Muschelkalk superior y la desaparición de la dolomías grises con estratificación mediana de la base del Lias. Estas dolomías se observan 50 m al N - del km 2, pero en los km 1,5 y 0,5, en los que la carretera corta el contacto entre los materiales de facies Keuper y - las atribuibles al Lias, no existen, contactando las dolomías brechoides con las arcillas del Keuper a través de una zona fuertemente brechificada, que demuestra la existencia de un fuerte desplazamiento relativo entre ambos.

La forma de "cubeta" que adopta la Sierra de Lla-bería ha permitido que en su zona central se conserven los - materiales alóctonos.

Como indiqué anteriormente la superficie de co--rrimiento es sensiblemente paralela a la estratificación, tan- to de los materiales cretácicos infrayacentes como de los so- brecorridos. Para estos últimos, claro está, el paralelismo hay que considerarlo a gran escala, pues dada la incompeten- cia relativa de los materiales del Muschelkalk medio y supe-

rior, al constituir la base de un corrimiento, se han producido en ellos fuertes y complicadas estructuras de detalle . De todas formas en ningun punto he observado indicios de "ra<sub>u</sub>botage basal".

El empuje realizado por los materiales corridos, al desplazarse <sup>sobre</sup> los autóctonos, ha dado origen en éstos a estructuras muy interesantes como los que se observan entre los km 2 y 3 de la carretera de Coll Roig a Llaberia . En este trayecto la carretera discurre por los materiales del Cretácico superior que forman el yacente inmediato del corrimiento. Se trata de tres escamas paralelas a la estratificación originadas por despegue a favor de las arcillas de la facies Utrillas y que originan la cuadruple repetición de las dolomías y calizas con Prealveolinas del Cenomanense. Ver cartografía y cortes 23 (parte central) y 35 (parte Sur).

También se observa en los materiales cretácicos de las inmediaciones del km 2,5 una fuerte "esquistosidad" discontinua originada por el desplazamiento sobre ellos de la escama mas septentrional, que a su vez y junto con las otras dos, fue generada por el desplazamiento sobre ellas de los materiales alóctonos.

De la estructura de la Sierra de Llaberia tan solo quedan por comentar las fallas normales. En conjunto son numerosas pero de escasa importancia por su longitud y salto. La más importante se encuentra en la zona de Montredó. Ver cartografía y cortes 25, 38 y 39 . También son bastante manifiestas las situadas en la periferia del isleo

tectónico septentrional, produciendo numerosas indentaciones en su frente.

En conjunto, se pueden asociar en cuatro juegos diferentes. Un juego de dirección N  $0^{\circ}$  -  $5^{\circ}$  W, otro juego de dirección N  $30^{\circ}$  E y otro de dirección N  $50^{\circ}$  E. En ninguno de los tres hay preferencia por hundir uno u otro de los bloques. El buzamiento es bastante elevado del orden de los  $70^{\circ}$ . El cuarto juego tiene de dirección N  $70^{\circ}$  E, no está muy bien re presentado y hunde generalmente el bloque meridional.

En la descripción que he realizado de los diferentes sectores individualizables en la Unidad Septentrional, ha quedado señalado, al menos implícitamente, que no existen, en ningún punto de esta zona, estructuras de plegamiento o ca balgamiento que tengan dirección Norte y vergencias Este u Oeste, como señala LLOPIS (1947) en el borde oriental de la Sierra de Llaberia, zona de Colldejou, zona de La Torre-Pradell y zona de Masroig-Guiamets y Capçanes. De todas formas considero conveniente señalar explícitamente que, de acuerdo con los datos de campo por mí obtenidos, no existen estructu ras de plegamiento o cabalgamientos que tengan tal dirección.

### 3.5.2.7.- FALLA DE VILANOVA d'ESCORNALBOU-SIERRA PEDRERA

Como indiqué en 3.5.2.6 el borde oriental de la Sierra de Llaberia y de acuerdo con LLOPIS(1947) y VIRGILI (1958) queda marcado por la falla que desde Vilanova d'Escornalbou se dirige hacia el SSW. Esta falla tiene una dirección media N  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$  E y hunde el bloque oriental en el que se en

cuentran los afloramientos triásicos del cerro de la Ermita de la Virgen de la Roca y Sierra Pedrera. Ver cortes 26 y 27 (extremo SE). En realidad y de acuerdo con LLOPIS(1947) esta fractura solo debe ser una y, no la más importante, de un juego de fallas de similar dirección y que produce un escalonamiento por hundimiento de los bloques orientales. Una de estas fallas es la que existe al NW de Vilanova d'Escornalbou, entre la cota 711 de "La Serra" y la cota 619, en la que afloran materiales del Buntsandstein.

La falla de Vilanova d'Escornalbou-Sierra Pedrera, queda fosilizada muy rápidamente por las discordantes del sector de Les Rabassades, pero se intuye su continuación hacia el Sur, por la brusca terminación de las estructuras de Cabrafiga. En el extremo oriental de dichas elevaciones, existe otra fractura de similar dirección y que también hunde el bloque oriental.

### 3.5.3.- CONCLUSIONES SOBRE LA TECTONICA DE LA UNIDAD SEPTENTRIONAL.

Como indicaba en 3.1., la división de la región estudiada en dos Unidades, la Septentrional y la Meridional no atañe realmente al zócalo paleozoico, soporte común de ambas, sino a la cobertera secundaria que es la que tectónica y estratigráficamente, tiene un comportamiento relativamente diferente en una y otra.

En los bordes septentrional y oriental de esta -  
Unidad aflora el zócalo paleozoico, formado por materiales -  
ígneos y metamórficos y con un caracter eminentemente rígido.  
La afloración de éste, que no ocurre en el ámbito de la Uni-  
dad Meridional, se debe a hallarse más elevado que en la -  
Unidad Meridional (causa tectónica) ya que la cobertera me-  
sozoica es bastante menos potente que en aquella (causa es--  
tratigráfica).

Esta Unidad está parcialmente sobrecorrida por -  
los materiales del frente de la Meridional, formando su au--  
tóctono.

En esta zona y para el tipo particular de acci--  
dentes que aquí se desarrollan, se ve la relación que existe  
entre las estructuras del zócalo y las de la cobertera.

Las estructuras de plegamiento son relativamente  
fuertes, aunque escasas en número, quedando relegadas a la -  
mitad Sur de la Unidad. Son pliegues inclinados o ligeramen-  
te invertidos, vergentes al N o NNW. El flanco Norte de los  
mismos, fundamentalmente a nivel del Jurásico, llega a frac-  
turarse y originar un pliegue falla o una cobijadura de me--  
diana importancia. Se han originado por empujes dentro de la  
cobertera y despegue a favor del Muschelkalk medio. En estas  
estructuras no solo participa el zócalo paleozoico sino que  
tampoco lo hace el Muschelkalk inferior ni Buntsandstein. No  
son, además reflejo directo de una estructura del zócalo.

La dirección de los pliegues principales y las -

fallas inversas asociadas oscila alrededor de E-W. Esta dirección es aberrante con la de los pliegues de la Unidad Meridional, como veremos en los próximos apartados. Su escaso número no permite saber si se trata de una anomalía local y poco representativa o puede tener importancia regional. Otros pliegues menores tienen dirección N  $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$  E, que es similar a la dirección de los pliegues de la Unidad Meridional.

En la mitad Norte de la Unidad Septentrional no hay estructuras de plegamiento y en conjunto la cobertera se comporta bastante solidariamente con el zócalo. No presenta estructuras propias sino que adopta las que se originan en el zócalo. Este hecho va ligado a la progresiva disminución de la potencia de la cobertera mesozoica hacia el N.

El zócalo no exhibe en general estructuras de plegamiento. Tan solo en la Serra de Pradell, se intuye un arqueamiento de radio medio que lógicamente también adopta la cobertera suprayacente.

El zócalo está afectado primordialmente, por una tectónica de fractura, de creación o rejuego "alpino", bastante importante. Se pueden distinguir:

Fallas inversas de dirección N  $30^{\circ}$  -  $70^{\circ}$  E, vergentes al SE y que existen en el borde Norte del área estudiada. Afectan, como tales, a los materiales de la cobertera produciendo en ellos fuertes arrastres. La relación con las estructuras de plegamiento de la cobertera no es muy clara, porque estas son escasas y por tanto no hay suficien

tes elementos de juicio. Desde luego la dirección de unas y otras, tan solo de una forma muy general, resulta similar. De todas formas opino que se han podido originar durante la etapa de compresión bajo una misma situación general del eje mayor del elipsoide de esfuerzos.

La anisotropía del zócalo, con zonas de debilidad adquiridas en la Orogénesis Herciniana, ha hecho que éste no se falle, según superficies de dirección y buzamiento totalmente acordes con la situación de los esfuerzos principales reinantes, sino según zonas de debilidad, o incluso - fractura, de dirección y buzamiento próximos a ellas.

Son también muy importantes las fallas de dirección media N 20° E y buzamiento entre 60° y 80° hacia el ESE, buzamiento que se encuentra disminuído, al menos en 10° por efecto del basculamiento hacia el Oeste, que ha sufrido el bloque al que pertenece la Unidad Septentrional, con posterioridad a la génesis de dichas fallas. A este grupo pertenece la falla de "Les Taules de Marçà" que tiene fundamentalmente componente de desgarre sinistral. Según esta falla, el eje mayor del elipsoide de esfuerzos estaría orientado aproximadamente en la dirección N 15° W, que coincide perfectamente con la situación que para él mismo se deduce del corrimiento de Vandellòs que tiene una clara dirección N 75° E. Por su dirección, también pertenecería a este grupo, la falla de Vilanova d'Escornalbou, aunque actualmente solo puede deducirse de ella que tiene una fuerte componente vertical. Este funcionamiento como falla normal puede corresponder a la etapa de distensión y no a la de su génesis que debió ser ante-

rior y muy probablemente como desgarre más o menos puro. En ningún punto puede verse claramente si las fallas inversas de "zócalo-cobertera" son cortadas por la falla de Les Taules", (hipotéticamente creo que sí). Los pliegues y fallas inversas de la cobertera, sí están afectados por dicha falla, por lo que su actuación sería posterior a la génesis de los mismos.

De acuerdo con los pliegues y fallas inversas de la cobertera, paralelas entre sí y formadas por tanto am los tipos de estructuras en la fase de compresión, la orien tación del eje mayor del elipsoide de esfuerzos sería N 0°-30° W. De acuerdo con el corrimiento de Vandellòs se situaría, más exactamente, en la dirección N 15° W.

Tomando como referencia las fallas inversas que afectan al zócalo y la cobertera su situación oscilaría entre N 15°- 50° W y de acuerdo con las fallas de desgarre co mo la de "Les Taules" que también afectan al zócalo y la co bertera la orientación sería aproximadamente N 15° W.

La dirección más probable, tanto estadísticamente como por el tipo de estructuras a partir de la que se de duce, es aproximadamente N 15° - 20° W. Con un margen amplio de error sería N 0°-50° W.

En la dispersión o variabilidad de la orienta-- ción del eje máximo de esfuerzos, que se observa al tomar to das las estructuras de la fase de compresión en conjunto, in fluyen fundamentalmente dos hechos:

- a) Que existe un despegue a nivel del Trías, y más exacta--

mente del Muschelkalk medio, entre zócalo y cobertera, que puede hacer que la orientación local de los esfuerzos difiera por encima y debajo de él.

b) Que en el zócalo paleozoico hay una marcada anisotropía, reliquia de la Orogénesis Herciniana, manifestada entre otras cosas por direcciones de debilidad. De esta forma las fallas producidas durante los empujes alpídicos pueden formarse a favor de zonas de debilidad que tengan una orientación próxima a la que tienen las superficies de cizalla de acuerdo con la orientación de los esfuerzos principales. Para sacar unas conclusiones más amplias y válidas sería necesario estudiar los afloramientos paleozoicos del Priorat.

En la etapa de distensión aparte de la aparición de fallas normales de pequeña importancia, como algunas de las descritas en apartados anteriores y posiblemente del re- juego como normal de la falla de Vilanova d'Escornalbou, lo más importante es la basculación hacia el Oeste del Bloque al que pertenecen La Unidad Septentrional.

### 3.5.3.1.- CRONOLOGIA DE LOS ACCIDENTES

La estructuración del sector de la región estudiada, al que corresponde la Unidad Septentrional se ha desarrollado evidentemente en más de una etapa como lo prueba :

a) la posición discordante de los materiales de facies Utrillas y Cretácico superior suprayacente, sobre distintos niveles jurásicos cada vez antiguos hacia el Norte, b) la exis--

(203)

tencia de estructuras tectónicas incompatibles en una misma fase orogénica y c) el posible rejuego diferencial de algunas de ellas. La historia tectónica ha sido larga, aunque - con periodos de intensidad y signo muy diferente.

En el apartado de cronología de los accidentes, dentro de la tectónica de conjunto, estudiaré este aspecto para toda la región en conjunto. Ahora me limitaré a indicar la edad de los principales tipos de estructuras.

Los materiales "alóctonos" pertenecientes a la Unidad Meridional superponen en Llaberfa, a materiales del Cretácico superior datados con seguridad como Cenomanense - en la base y muy probablemente Maastrichtiense en la parte superior y también a un nivel de arcillas rojas con intercalaciones de yeso, inmediatamente superpuesto a los anteriores, y que como indicaba puede, hipotéticamente, representar un Paleoceno de facies Garumniense. Por tanto el "Manto" de Vandellòs, o al menos su llegada a Llaberfa es con seguridad posterior al Cenomanense, muy probablemente posterior al Maastrichtiense y posiblemente (?) intra o post-paleocena. Respecto a su edad mínima solo puedo decir que el frente está fosilizado por piedemonte pliocuaternario en las inmediaciones de Tivissa.

El inicio del plegamiento de la cobertera se - puede admitir como relativamente sincrónico con dicho manto, aunque prosiguió después de la instalación de éste.

Las fallas inversas que se manifiestan en el zó

calo y la cobertera tan solo puedo decir que afectan como mínimo al Liásico, la erosión ha barrido los materiales más modernos a los que sin duda afectarían , y que algunas de ellas quedan fosilizadas por los materiales oligocenos (datación - según LLOPIS (1947) y VIRGILI (1958) ) del borde NE de la - depresión de Mora. Las fallas de desgarre, como la de "Les - Taules", han funcionado con posterioridad al plegamiento de la cobertera pues afectan a dichas estructuras.

Sobre la datación de las estructuras que han ocurrido o se han reactivado en la etapa de distensión, así como una datación más exacta de algunas de las estructuras de la fase de compresión, hablaré en la Tectónica de Conjunto.