

4. GEOLOGÍA

4.1. Marco geológico

4.2. Litología y estratigrafía

4.2.1. El zócalo granítico

4.2.2. El paleozoico

4.2.3. El mesozoico

4.2.3.1. El triásico

4.2.3.2. El jurásico

4.2.3.3. El cretácico

4.2.4. El cenozoico

4.2.4.1. Paleoceno-Eoceno-Ilerdense

4.2.4.2. El oligoceno

4.2.4.3. El mioceno

4.2.4.4. El plioceno

4.3. Tectónica

4.3.1. Generalidades

4.3.2. La tectónica hercínica

4.3.3. La tectónica alpina

4.1. MARCO GEOLOGICO

Con el nombre de Catalánides, Hernández Pacheco (1934), designó los relieves costeros que se extienden entre la Cordillera Pirenáica y la Ibérica.

Estos relieves se corresponden con el «Sistema Mediterráneo» de Solé Sabarís (1969). Geológicamente, estos relieves tienen significados diversos. Así su parte NO constituye el borde SE de la Depresión Terciaria del Ebro y los sectores meridionales, Beceite y Bloque del Cardó, son la prolongación oriental de la Cordillera Ibérica.

La historia tectónica de los Catalánides comprende una fase orogénica de plegamientos y de fracturas de edades hercínicas cuyos fenómenos tectónicos han sido en gran parte remodelados y/o aprovechados por la Tectónica Alpina. Esta última fase tectónica comprende una fase preorogénica con la sedimentación posthercínica: Trías superior, Jurásico y Cretácico. La segunda fase orogénica es compresiva y se produce durante el Paleógeno. La tercera fase postorogénica es distensiva y de edad Neógena.

Durante esta última etapa se formaron las fosas tectónicas colmatadas por los materiales miocénicos, pliocénicos y cuaternarios. Es todavía geológicamente activa sobre todo en las zonas septentrionales del sistema estructural.

En 1979 (ANADON, Alt.) se propone una nueva concepción de los Catalánides, puesto que la división propuesta por Llopis Lladó (1947) en Cordillera Litoral, Fosas y Cordillera Prelitoral es un concepto morfoestructural, y, por tanto, carece de significación paleogeográfica y estratigráfica previa al Neógeno y no permite diferenciar claramente la estructura tardía en «horst» y «grabben» que se sobrepone a la estructura compresiva anteneógena.

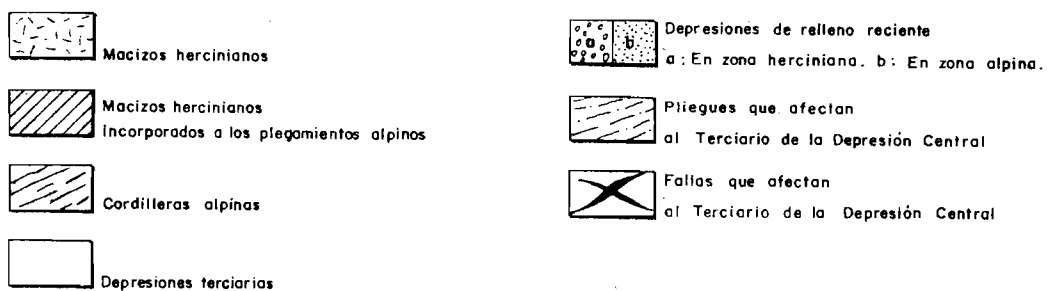
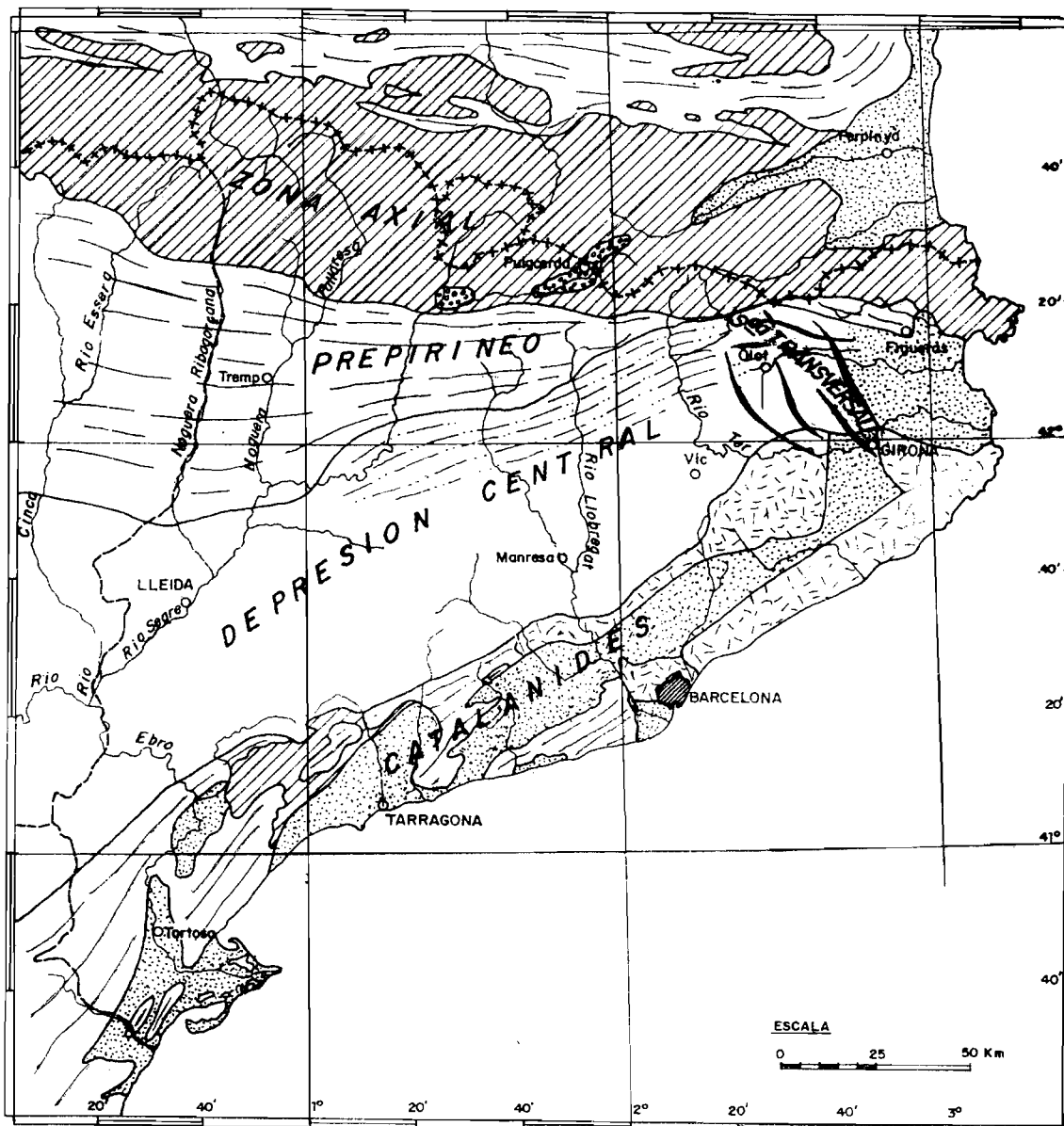
Por otro lado, esta división no era aplicable al sector Sur de los Catalánides al desaparecer la Cordillera Litoral bajo el mar.

En los Catalánides existen dos sistemas principales de fracturas: transversales y longitudinales, con respecto a la orientación general de la Cordillera. Su papel tectónico no ha sido homogéneo desde el punto de vista estructural y sedimentario para cada una de las unidades litoestratigráficas. La sedimentación se ha visto condicionada precisamente por esa heterogeneidad estructural, por lo que, desde el punto de vista estructural y sedimentario, los Catalánides se pueden dividir en tres dominios: Septentrional, Central y Meridional y tres sectores paralelos a la alineación: Interno, Intermedio y Externo.

El dominio Septentrional se desarrolla entre el Empordà y el Llobregat. El dominio Central entre el Llobregat y el Francolí (en realidad la falla de desgarre de la Riba). El dominio Meridional entre el Francolí y la transversal de Fontespatla-Peñaroja.

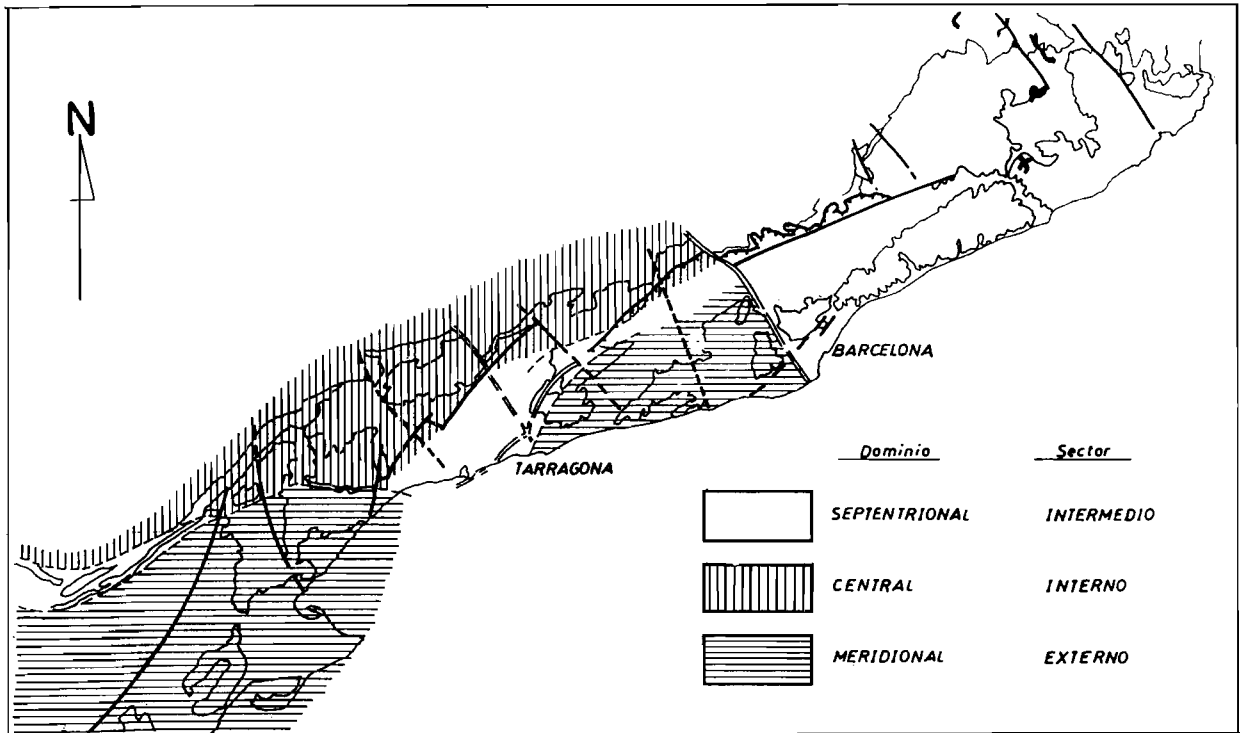
— Sector Interno

Se desarrolla en los dominios Central y Meridional con potentes series mesozoicas bien desarrolladas, que estructuralmente cabalgan al sector intermedio cuando éste no está hundido por efecto de la tectónica de fosas neógenas (en esta zona, este sería el caso del macizo de Bonastre).



MAPA DE LAS GRANDES UNIDADES ESTRUCTURALES DE CATALUÑA

Fig.- 4.1



Dominios y sectores en los Catalanides (según Anadón y otros)

DOMINIOS Y SECTORES EN LOS CATALANIDES

FIG.- 4.2

— Sector Intermedio

Constituido por una estrecha faja situada entre los sectores interno y externo. Estructuralmente el sector es un haz de pliegues vergentes hacia el sector externo con fuertes inclinaciones y cambios de facies. En este sector se sitúan en general todas las fosas tectónicas miopliocenas.

— Sector Externo

Situado entre el intermedio y la Cuenca del Ebro. Está constituido litológicamente por series reducidas de los materiales cretácicos y jurásicos. Estructuralmente cabalga en general sobre los sedimentos terciarios de la cuenca del Ebro.

El área de estudio del sistema 74 se desarrolla dentro de los dominios central y meridional, comprendiendo los tres sectores señalados anteriormente. Sus características litológicas condicionan la existencia de los distintos acuíferos.

4.2. LITOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA

4.2.1. El zócalo granítico

La base de todos los materiales aflorantes está formada por los granitos y dioritas que forman el plutón granítico del Priorato. Esta gran masa granítica está atravesada por diques de pórfidos y granodioritas.

La aureola metamórfica que produjo su intrusión tiene un espesor medio de 1.000 m y afecta a terrenos tanto silúricos como carboníferos.

El granito se descompone originando arenas arcósicas, que se localizan en los valles donde éste aflora.

Los afloramientos graníticos de la zona, forman el zócalo de la Mesa de Prades tanto en su vertiente Sur (Montroig-Aleixar-Vitaplana) como en la Norte (Prades-Castellflorit).

4.2.2. El Paleozoico

El Silúrico.- En la zona de Cabra del Camp-Fontscaldes afloran unos 250 m de pizarras, con algunos niveles carbonatados, acompañados por rocas volcánicas tipo riodacitas. Las pizarras son del tipo sericitas, con una incipiente «esquistosidad de flujo». Las ampelitas poseen fauna de graptolites que las sitúa en el Llandovery-Wenlock.

En las zonas sinclinoideas, se encuentran encima de los materiales silúricos unos depósitos de dolomías de tonos rosados (área de Picamoixons), que poseen una potencia de 30-40 m. Son de edad devónica.

El Carbonífero.- Tiene una potencia de 400 a 600 m, y discordante sobre el Silúrico y Devónico. Fundamentalmente su litología es de pizarras negruzcas (150 m) pizarras y areniscas (150 a 180 m) y un último tramo de 200 a 250 m de bancos masivos de areniscas y microconglomerados «facies Culm» (Zona de Fontscaldes). En otras zonas (Sierra de Prades) las series no son tan groseras.

4.2.3. El Mesozoico

4.2.3.1. El Triásico

Durante el Carbonífero medio y superior y el Pérmico se formó una penillanura sobre la que posteriormente se depositaron los primeros niveles triásicos, de facies germánica.

El Buntsandstein (T_B) tiene un espesor medio de 50 m con tres tramos diferenciados: una base conglomerática, de cantos rodados de cuarzo filoniano, cuarcitas y pizarras, mostrando la procedencia de los cantos desde el plutón granítico del Priorato; un tramo medio arenoso con mayor desarrollo también hacia el O y un tramo superior de arcillas con gran espesor en la Sierra de Miramar.

El Muschelkalk inferior (T_{m_1}) tiene un espesor constante entre 50 y 70 m y está formado por calizas microcristalinas, bioclásticas, con nódulos de «cherts», fucoides y secciones de ammonoideos y lamelibranquios; frecuentemente la serie está dolimitizada; los bancos tienen espesores inferiores al metro. Cuando los tramos calizos están dolimitizados, se pueden diferenciar los que pertenecen al Muschelkalk inferior, por ser sus dolomías de tipo micrítico (dolomicritas).

El Muschelkalk medio (T_{m_2}) tiene un espesor más variable, entre 25 y 60 m con un máximo que se situaría al E de la zona del Gaià, en el valle de San Marc. Cromáticamente se parece al Bunt, si bien se diferencia de éste por la ausencia de la serie detrítica basal y por la aparición de yesos fibrosos. Este nivel tiene una gran importancia por su «incompetencia plástica» y ha actuado como un importante nivel de despegue.

El Muschelkalk superior (T_{m_3}) tiene una potencia media de 70 m, pero no es tan constante en espesor como el Muschelkalk inferior. Hacia el techo incluye una barra de gran espesor (30 m) sobre la que se instalan los bancos finamente tableados de Montral con fauna ictiológica. En general la cementación es espartítica (carácter que permite diferenciarlo del Muschelkalk inferior micrítico).

El Keuper (Tk), tiene una potencia media de 55 m muy variable debido a la erosión que sufrió en las áreas donde se depositaba el Lías brechoide. Sólo se conservan sus espesores y tramos en las áreas tradicionalmente sinclinoideas. Está constituido por arcillas rojas y arcillas versicolores, con yesos grises; en su parte superior tiene un nivel de dolomías tableadas (antiguamente se denominaba Suprakeuper).

4.2.3.2. El Jurásico

El Lías.- A lo largo de los últimos años se ha ido confirmando la existencia del Jurásico en esta zona de los Catalánides, datándose incluso una erosión intrajurásica.

La base del Jurásico está constituida por una serie brechoide de cantos heterométricos, generalmente dolomíticos de tipo «debris flow», de procedencia triásica. Estas formaciones suelen pertenecer al Hettangiense por lo que el tránsito Triásico-Jurásico se haría dentro de ellas. En el área de Salou se reconocen varios niveles jurásicos, pero en el área del Gaià sólo se han observado

hasta la fecha, brechas en el área de Bonastre y margas y dolomías amarillentas en la base del Montmell.

El Dogger.- Se ha localizado en Tarragona en la carretera de la subida desde la estación de F.C. a la ciudad y en la punta del Milagro, donde se pueden observar margas con ammonítidos y terebrátulas del Bajociense-Toarciense y una alternancia de calizas y margas con filamentos del Bathoniense. La serie en su conjunto es datable y aunque con poco espesor se localiza también en Salou.

El resto de la serie está dolomitizado, aunque en el tramo de las dolomías del «Coves» (Montmell) se ha datado en un banco calcáreo el Kimeridgiense, y en sus cercanías, el Portladiense, que lógicamente indican la existencia del Malm.

Durante la realización del sondeo de Salomó se atravesó una serie dolomítica a la que se sobreponían unas calizas del Cretácico Aptense; la serie dolomítica yacía a su vez sobre unas margas dolomíticas y dolomías con anhidritas que, podrían pertenecer al Kimeridgiense-Portlandiense, pues esta serie es muy parecida a la existente en toda la Ibérica.

4.2.3.3. El Cretácico

Berriasiense-Aptiense (Ca).- Aunque no se ha probado la existencia del Berriasiense, el hecho de que en El Perelló (en las sierras del área del Ebro) si existe, induce a aceptarlo para la cuenca del Gaià. También está probada la presencia de un Valangiense de calizas microcristalinas bien datadas en varios puntos. El Hauteriviense parece faltar en casi toda la cuenca.

El Barremiense es de naturaleza calcárea-margosa, bien desarrollado en el área del macizo del Gaià y en la zona situada al E de la cuenca. Su espesor aproximado es de unos 400 m. Las facies predominantes son del tipo Purbeck. En la base abundan las calizas con carófitas, pero conforme se sube en la serie, las facies, toman un carácter más marino, con abundancia de pequeños rudistas y braquiópodos.

En el Aptiense se hace el medio francamente marino, con calizas de rudistas y orbitolinas, su espesor varía entre 20 y 60 m. En la base y sobre el Barremiense aparecen dos niveles de margas ocre-amarillentas e incluso rojizas separadas por una barra calcárea.

El Aptiense superior está perfectamente definido por la presencia de sus faunas clásicas de orbitolinas. Sus litofacies son biogravelmicritas, calcarenitas, calciruditas, biosparitas, etc. La estratificación es en bancos gruesos sin casi secuencias de sedimentos margosos.

Los tramos superiores se han dolomitizado en la zona de Bonastre dando lugar a una formación muy porosa (dolomías vacuolares).

En su conjunto, el Aptiense tiene una potencia de 100 a 140 m.

El Albiense (Cu).- Como resultado de la cartografía emprendida en el bloque del Gaià y del sondeo de Vilabella, se ha podido comprobar la existencia de una facies arcillosa, con margas negras y yesos, con abundantes intercalaciones de arenas finas con ostreidos y lamelibranquios. El espesor de la serie arcillosa basal es del orden de unos 80 m.

Ultimamente, y mediante análisis de polen, se han datado las margas negras del Albiense como Albiense inferior medio. (N. Sole, 1982).

Sobre estas series margosas y en clara discordancia angular, descansa un paquete de areniscas y margas ocres con faunas de ostreidos.

Esta formación tiene un espesor de unos 15-20 m pero al ser transgresiva, muchas veces ha erosionado en parte la formación de lignitos. La serie sería comparable a la formación de las areniscas de Traiguera. La edad de estas areniscas en base a su fauna y microfauna es Cenomaniense inferior.

Cenomaniense-Turonense (C₉).- Se corresponde con una invasión marina de escasa potencia, 12 a 20 m formada por una barra calcarea con Prealveolínidos coronada por una facies margosa con charáceas y faunas de agua dulce. Es posible que parte de esta formación sea Paleocena, pues en otras zonas falta el nivel de margas grises salobres, pasándose directamente al Garumnense.

El Garumnense (C₉).- Encima de la formación caliza del Cenomaniense se depositan facies rojas arenosas en su base y arcillosas hacia el techo. Esta formación tiene del orden de 40-50 m (en el sondeo de explotación 446-6-43 de Montferri, realizado por el I.G.M.E. dentro de este Estudio, se atravesaron 90 m, teniendo en cuenta que se localizaba en un sinclinal volcado).

4.2.4. El Cenozoico

4.2.4.1. Paleoceno-Eoceno-Ilerdiense (E₁).- Las facies rojas del Garumnense (facies de Tremp) que marcan el paso al Terciario, forman ya de por sí el Paleoceno. Este nivel se vuelve a encontrar en el bloque del Gaiá cerca del pueblo de Pontils: debajo de las calizas de Alveolinas claramente eocénicas (Ilerdiense) se halla un nivel de arcillas rojas con pasadas de areniscas, que es en realidad un paleosuelo, de potencia total 30 m.

El Ilerdiense se ha datado en un banco de 25-30 m de calizas con Alveolinas; este nivel se recristaliza hacia el W por lo que puede confundirse cartográficamente con el Muschelkalk superior.

Cuisiense-Luteciense (E₂).- El Cuisiense forma un conjunto litológico con el Luteciense, no habiéndose establecido su separación hasta la fecha. Litológicamente existen dos barreras lacustres, de 30 y 70 m respectivamente, calcáreas, separadas por un potente espesor de arcillas rojas (170 m). Encima de estos niveles aparecen margas y calcarenitas marinas, de 300 m de espesor. La base es conglomerática mientras que el techo es eminentemente margoso y aparecen Nummulites y Discociclynas.

Priaboniense (E₃).- En el techo de la formación marina se desarrolla una barra calcárea con Nummulites de un espesor de 30 m a la que siguen unos 80 m de arcillas rojas con intercalaciones de yesos.

4.2.4.2. El Oligoceno

El Sannoisiense (O₁).- Debuta con una facies eminentemente lacustre con un espesor de 140 a 200 m con margas siltosas, en las que se intercalan lentejones de conglomerados. Estos conglomerados se deben a una discordancia progresiva.

Entre los niveles de conglomerados y las margas rojas Estampienses existe una formación (O₂) de calcarenitas y calcarenitas arenosas cuya potencia se es-

tima en unos 70 m en Pontils.

El **Estampiense** (O₃).- Formado por 250 m de alternancias de margas y calcarenitas arenosas, finaliza mediante una barra calcárea con potencia de unos 10 m.

4.2.4.3. El Mioceno

Sobre una base jurásico-cretácica desnivelada y fallada configurando una serie de cubetas y subcubetas (sector intermedio), se han depositado los sedimentos miocenos.

La estratigrafía del Mioceno no presenta en la actualidad grandes problemas, aunque existen discrepancias respecto a precisiones de tipo paleontológico.

Facies Miocénicas.- Los niveles de base del Mioceno tienen carácter conglomerático (Mc_g), con influencias continentales. Sobre estos niveles y según el carácter de la sedimentación se han distinguido tres facies: una de bloques caídos (olistolitos) y conglomerados de borde (Mmc), una profunda o al menos lejana a la costa (Mma) y una intermedia calcarenítica (Mmm). Estas facies se han cartografiado en el mapa geológico que ha originado el posterior mapa hidrogeológico.

Estas facies no parecen ser sincrónicas y varían lateralmente en función de la distancia a la antigua línea de costa, repitiéndose cada vez que las condiciones del depósito eran semejantes.

El ambiente sedimentario indica la existencia de mar abierto en la que se denomina depresión costera de Torredembarra y Tarragona y condiciones de bahía hacia el valle del río Francolí, mientras que el área entre el Catllar, La Riera y Vespella se trataba de una zona de plataforma de poca profundidad, pero hundándose hacia el N y NW.

a) **La facies costera** (Mc_g).- Es una facies somera pero de alta energía. Corresponde a niveles que están próximos a la costa, y probablemente se ha desarrollado a lo largo de toda la sedimentación miocénica. Está constituida por conglomerados brechoides y calizas bioclásticas. Tiene valor local y es índice de la existencia de un bloque elevado de mesozoico en sus proximidades.

b) **El Mioceno calcarenítico** (Mmm).- Esta facies que se extiende entre Reus, Pallaresos y Catllar, es en su mayor parte calcarenítica, a veces areniscosa, mostrando un paso intermedio entre la «costera» y la «arcillosa». Es una facies de plataforma poco profunda pero en zona de acción de las mareas (Tidal Flate). Se nota una gradación N-S y en su interior se desarrollan unos «canales» (canales de marea) de material detrítico; en su mayor parte contiene restos coralinos, llegando a formar acumulaciones de material bioclástico. Casi en su totalidad esta facies pasa lateralmente a arcillas grises hacia la cubeta de Torredembarra y a margas arenosas hacia el valle del Francolí. Dentro de las facies calcareníticas deben diferenciarse dos tramos, debido a la intercalación de una secuencia margosa. La potencia media puede estimarse entre 100 y 300 m.

c) **El Mioceno arcilloso** (Mma).- Como tránsito a zonas más alejadas de la costa y por tanto más profundas, se hallan facies arcillosas con niveles de glauconitas y foraminíferos planctónicos, que dan una edad tortoniense. Su espesor en la cubeta de Torredembarra sobrepasa los 400 m, aumentando hacia el ENE. En el valle del Francolí, el espesor es de unos 200-400 m, aumentando hacia el W. El ambiente de mar cerrado impone que las margas sean más arenosas que en Torredembarra y se observan ciclos iterativos, indicios de colmataciones y pequeños hundimientos.

4.2.4.4. El Plioceno

En la literatura clásica nunca se ha atribuido esta edad a los materiales continentales del Campo de Tarragona, sin embargo, cada vez son más numerosos los indicios que permiten atribuir una edad pliocénica a los sedimentos arcillo-arenosos profundos. La presencia de **Aubignya mariei MARGEREL** en los sondeos profundos del campo de aviación de Reus a 600 m de profundidad, induce a aceptar la existencia del Plioceno marino, lo que también obliga a adoptar para las formaciones continentales superiores (en las que nunca se encontró fauna miocena) una edad pliocena.

Las facies pliocenas (Mca y Mcc).- El tramo de arcillas rojas con yesos se han cartografiado como (Mca) y su espesor es variable pero llega a superar en algunos puntos los 500 m.

Sobre esta facies arcillosa se depositó un paquete de conglomerados y areniscas rojizas, que progradan hacia el Sur y son visibles en el corte del Gaià en Pont d'Armentera. Sin pronunciarse sobre su exactitud cronológica, se situó en el Plioceno por estar claramente debajo de los piedemontes cuaternarios.

El contacto Plioceno-Mioceno.- En la campaña de S.E.V. que se realizó para apoyo del estudio en 1980 ya se puso de manifiesto la existencia de una discontinuidad eléctrica brusca entre los afloramientos de Mioceno y Plioceno. Este hecho ha sido corroborado tanto en la campaña de prospección sísmica realizada para la investigación petrolera, como en la campaña de 71 S.E.V. que se ha realizado en 1981, para la localización de zonas aptas en donde ubicar los sondeos de abastecimiento.

4.3. TECTONICA

4.3.1. Generalidades

En el mapa geológico pueden verse una serie de accidentes tectónicos indicativos de la tectogénesis regional, que por su trascendencia imponen un estilo sedimentológico tanto en el Mesozoico como durante el Cenozoico. Los rasgos tectónicos más importantes pueden agruparse en los siguientes sistemas:

a) Fallas directas de dirección NNE-SSO y NE-SO, y perpendiculares que dan origen a la formación de cubetas en el Campo de Tarragona, Penedés y zona costera, en donde se sedimentaron las series detríticas del Mioceno. Esta tectónica es de distensión y cronológicamente la más tardía.

b) Pliegues, cabalgamientos y fallas inversas de dirección ENE-WSW, que constituyen la estructura básica de la cordillera prelitoral. Tectónica de compresión.

c) Cabalgamientos de vergencia NW asociados a pliegues sinclinales, en el Cretácico del Gaià. Tectónica de compresión.

d) Fallas de desgarre, como la de La Riba-Torredembarra, de dirección NW-SE que controlan la sedimentación ya durante el Mesozoico. Tectónica de compresión que suele ir asociada a accidentes distensivos.

4.3.2. La Tectónica Hercínica

En la Tectónica hercínica se pueden diferenciar tres fases:

- 1^a) Se desarrolla una esquistosidad de crenulación N-120° a N-145°.
- 2^a) Plegamientos con ejes laxos orientados al SE-NW.
- 3^a) Intrusión granítica que provoca la aureola de metamorfismo que afecta al Silúrico y Carbonífero (en el Priorato).

4.3.3. La Tectónica Alpina

Es la responsable de los cabalgamientos y fallas inversas que se producen durante el levantamiento de la cordillera Prelitoral. Los pliegues que se forman tienen una dirección ENE-OSO. Su intensidad varía pues donde existen bloques tabulares los pliegues son laxos, mientras que en las zonas de cabalgamientos llegan a invertir sus flancos. La tectónica varía también en profundidad, pues la menor distancia al zócalo produce un plegamiento más acusado. Los niveles triásicos no competentes son aprovechados como niveles de despegue. Así el Buntsandstein pero sobre todo el Muschelkalk medio y el Keuper por su gran plasticidad, producen escamas y cabalgamientos importantes, aún debajo de bloques cretácicos que no aparentan tanta complejidad.

A finales del Eoceno-Oligoceno tiene lugar la máxima compresión y se producen los cabalgamientos y fallas inversas de la Prelitoral en la sierra de Miramar y en Canferré.

Por su parte, la falla de desgarre de La Riba-Torredembarra, cuya actividad se inicia a finales del Lías inferior, controlando la elevación del bloque del Gaià, y provocando la existencia de un umbral sedimentario, muestra la presencia de dos fallas de desgarre paralelas, una dextrógira (Torredembarra) y otra levógira (Punta de La Mora), que han provocado el giro de los bloques Jura-Cretácicos de la margen derecha del Gaià. En su movimiento dextrógiro arrastra hacia el Sur al pliegue sinclinal de la Tossagrosa, provocando el cabalgamiento; el sinclinal de Bonastre cambia también la dirección de su eje ENE-WSW a casi N-S con cabalgamientos intratriásicos en la zona Norte de la Pobla de Montornés-La Nou de Gaià.

En su movimiento levógiro provocó el cabalgamiento de Miramar. Estos diferentes movimientos son producidos por distintas direcciones de compresión, así, Guimerá en su estudio sobre la Unidad Litoral encuentra tres fases de compresión en sentido NW-SE y N-S.

Una vez terminadas las fases compresivas se produce la distensión durante el Mioceno, reactivándose parte de las fallas longitudinales NE-SW que habían actuado como fallas inversas, dando lugar a la formación de las cubetas miopliocénicas. Estas fallas han continuado su actividad incluso durante el Cuaternario (algunos piedemontes se ven afectados por fallas normales aunque de pequeño salto).