

---

ESTUDI DE LA DOLOMITITZACIÓ DEL JURÀSSIC  
SUPERIOR-CRETACI INFERIOR DE LA CADENA  
IBÈRICA ORIENTAL I LA CADENA COSTANERA  
CATALANA: RELACIÓ AMB LA SEGONA ETAPA DE  
RIFT MESOZOICA

---

*Judit Nadal i Feixas*

---

*Febrer 2001*



Memòria presentada en el Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona per optar al grau de Doctor en Geologia. Aquest estudi s'emmarca dins del programa de doctorat Geologia Econòmica i Ambiental realitzat en el bienni 1997-1999.

Barcelona, febrer de 2001.

Judit Nadal i Feixas

Vist-i-plau:

Francesc Calvet i Rovira  
Co-director

Ramon Salas i Roig  
Co-director



A en Joan

Als meus pares

A la Montse

Les xiques de Villahermosa  
al gresol diuen candil,  
a la finestra ventana,  
i al julivert perejil.

*Dita popular recollida per:*

Manuel Sanchis Guarner

“Els pobles valencians parlen els uns dels altres”



## AGRAÏMENTS

---

Aquesta memòria és el resultat de quatre anys de treball i d'esforç de molta gent. Per això, m'agradaria des d'aquí agrair-vos a tots que m'hàgiu ajudat a realitzar aquest treball i sobretot a portar-lo fins al final.

Primerament vull agrair als directors de la tesi, en Francesc Calvet i en Ramon Salas la seva direcció i suport científic constant al llarg de tota aquesta etapa. Per haver-me introduït en els carbonats i en el complicat món de les dolomies, per haver-me introduït geològicament en una de les regions més boniques de les nostres contrades, el Maestrat, i finalment per haver-me ensenyat que s'ha de lluitar per aconseguir el que ens proposem. A tots dos gràcies per la vostra paciència i direcció.

Als membres del Departament "Earth and Atmospheric Sciences" de la Universitat d'Alberta (Canadà), molt especialment a Hans G. Machel, Ben Rostron, Pat Cavell, Maja (B.E.) Buschkuehle, Jeff Lonnee, Karsten Michael i Ian Armitage, per tota la seva ajuda tècnica i científica i sobretot per haver-me acollit i entretingut en aquell país tan llunyà.

A l'Anna Travé pels seus comentaris, crítiques, discussions i revisions d'aquest treball i sobretot per haver compartit el despatx i l'amistat.

A en Federico Ortí pel seu assessorament en dipòsits evaporítics i també pels comentaris i llargues discussions sobre la tesi.

A en Ramon Vaquer per les seves aportacions en l'estudi de les Terres Rares.

A l'Eduard Roca i en Joan Guimerà per la crítica i revisió dels aspectes tectònics de la tesi.

A en Klaus Bitzer i en Josep Ma. Carmona per haver-me introduït en el món de la modelització de fluids.

A en Jordi Illa pel seu ajut en la preparació de les mostres.

A l'Adolf Samper i en Vicenç Planelles del Servei de Làmina Prima per l'elaboració de les làmines primes. Per això mateix també a l'Antonio Rueda de la Universidad de Granada.

A la Pilar Teixidor i a l'Eva Aracil del Servei d'Anàlisi Geoquímica dels Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona i a en Clemente Recio del Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca per les anàlisis dels isòtops estables.

A en Xavier Alcobé i en Tomàs Muriel del Servei de Difracció dels Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona per les anàlisis de ratjos-X.

A en Xavier Querol, la Mercè Cabanes i la Sílvia Rico de l'Institut Jaume Almera (CSIC) i a l'Elionor Pelfort del Servei de Plasma Masses dels Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona per les anàlisis d'elements traça.

A en Xavier Llobet i en Javier García-Veigas del Servei de Microsonda Electrònica dels Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona pels seus assessoraments en les sessions de microsonda.

A en Ramon Fontarnau i l'Anna Domínguez del Servei de Microscòpia Electrònica dels Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona per l'assessorament que em van proporcionar en les sessions de microscòpia.

A la Carmen Galindo del Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universitat Complutense de Madrid per les anàlisis d'isòtops radiogènics.

A en Joan García i en Jordi Báguena, secretaris del departament, per totes les gestions burocràtiques.

A en David Parcerissa per acompanyar-me al camp i ensenyar-me alguns aspectes dels gresos i dels cherts, i també pels comentaris, les discussions, les crítiques, les revisions i el suport moral prestat.



A la Gemma Hernández per haver-me acompanyat al camp i haver hagut de suportar aquella calor infernal i també pels seus intents de fer que m'agradés Barcelona.

A en Fidel Grandia per haver-me ensenyat a mesurar microinclusions fluides i per haver discutit temes tan importants com la dolomitització.

A la Maria, en Ricardo, en Carles, en Lluís, l'Albert, la Laura, la Montse, en Pedro i a tots els companys del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica el seu recolzament.

A les del pis per haver-me empès i recolzat en aquest projecte.

A la meva germana per tenir la paciència de viure amb mi i als meus pares que han patit de manera especial aquesta tesi i que després d'això es treuran un gran pes de sobre.

I finalment a en Joan a qui li vull agrair molt especialment tot.

## ABSTRACT

The thesis concerns the dolomites associated with the late Jurassic-early Cretaceous rift cycle 2 in the eastern Iberian Chain and Catalan Coastal Chain.

The Linking Zone connects the NE-SW trending Catalan Coastal Chain with the NW-SE trending Iberian Chain (Guimerà, 1988). The Iberian Chain and the Catalan Coastal Chain correspond to the Iberian Rift System inversion during the Mesozoic. The Iberian Rift System was formed as a result of the crustal extension between the Iberian and European plates from the Triassic to the Early Tertiary. The late Permian and Mesozoic evolution of the Iberian Rift System can be divided into four major rift and postrift stages (Salas and Casas, 1993): 1) the late Permian-Triassic rift cycle 1, 2) the early-middle Jurassic postrift stage 1, 3) the late Jurassic-early Cretaceous rift cycle 2, and 4) the late Cretaceous postrift stage 2.

The late Jurassic-early Cretaceous rift stage was characterized by a system of listric south-dipping faults that divided the main Jurassic basins into several blocks that controlled extensional sub-basins. These sub-basins are located in the hangingwall block of the E-W listric south-dipping faults that control the architecture and facies distribution of the basin. The late Jurassic-early Cretaceous synrift depositional system (up to 1800 m thick) can be divided into two sequences (Salas et al., 2000): the kimberidgian sequence (J9), characterized by micritic facies and shallow water sponge-rich platform (Polpís Fm.) and anoxic basinal marls (Mas d'Ascla Fm.); and the Tithonian to Berriasian sequence (J10), which is composed of tidal flats and fringing oolitic-bioclastic shoals (Bovalar Fm.).

The late Jurassic-early Cretaceous dolomitization mainly affects the Bovalar Fm. limestones. These dolomites are known as the Talaies Fm. dolomites (Salas, 1987). The dolomite bodies are elongated and asymmetric with wedge forms and they are always associated with faults. Depending on the stratigraphic position, the dolomites can be divided into: 1) fault-related dolomites associated with the D3 unconformity, which replace the upper part of the Bovalar Fm. limestones (Tossal d'Orenga-type), 2) fault-related dolomites in the J9/J10 unconformity, which replace the upper part of the Mas d'Ascla Fm. and the lower part of the Bovalar Fm. limestones, and 3) fault-related dolomites which replace the Bovalar Fm. limestones, regardless of the position. The dolomite bodies are from decimetric to kilometeric in length and up to 150 m thick.

Petrologically the dolomites can be divided into five textures that are present in the main areas studied: the isolated dolomite rhombs, replacement dolomites, dolomite cement, replacement saddle dolomite and saddle dolomite cement.

The mineralogy and geochemistry of all the textures are similar, with some differences in the areas studied. The dolomites are generally Ca-rich with low Mn, Sr and Na contents. The Fe content varies depending on the areas and the dolomite texture. Waters with reduced Mn or without Mn in the water can explain low Mn contents. The Fe content is higher in the paleohighs areas of the basin than in the depocentre, which represents a considerable contribution of siliciclastic sediments during the regional emersion of the basin in the latest Berriasian (D3 unconformity).

The oxygen isotopic composition of the dolomite textures is similar (-9,8 to -1,4 ‰ PDB). Since these values differ slightly from the ones of the Cretaceous marine dolomites, it is possible to discard the possible origin of the dolomitization Cretaceous seawater. The fluid oxygen isotopic composition of the Talaies Fm. dolomites (-2 to +10,8 ‰ SMOW) suggests evaporitic brine fluids and/or deep basin fluids. The carbon isotopic composition of the dolomites (-3,4 to +2,4 ‰ PDB) is consistent with the values of the marine Cretaceous limestone, suggesting that the C origin is the limestone host-rock.

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values of the replacement dolomites (0.70740-0.70798) resemble to Triassic and Liasic marine seawater values, and the basin anhydrite values. The similarity between the values suggests that the dolomitization fluids are attributed to the Triassic and Liasic evaporitic brines or to the partial dissolution of these evaporites.

The homogenization temperatures of the fluid inclusion of the Talaies Fm. dolomites between 85 and 125 °C reflect the temperature of the fluid during the replacement and the precipitation time. The salinity of these fluid inclusions ranges from 16 to 23 % wt. NaCl equivalent. These data, together with the SMOW of the fluid and the mass balance support to the view that the fluid comes from the evaporitic Triassic and Liasic brines.

The late Jurassic-early Cretaceous dolomites formed during the latest Berriasian to Valanginian times (D3; 128,5 to 121,5 Ma) as the emersion and erosion of the paleohigh zones took place. This situation favors the meteoric water infiltration due to a topographically driven fluid flow in the fracture zones down to the lower Muschelkalk. The fluids ascend by the same or other fractures through the Triassic and Liasic evaporitic sediments where they

are mixed with the evaporitic brines and they are equilibrated isotopically. The fluids migrated up very fast through the fractures without a thermal reequilibration with the adjacent units. Finally, the fluids penetrate from the fractures to the most permeable facies in the Bovalar Fm. This fluid circulation would be possible in a hydrothermal hydrologic model.

The dedolomitization of the late Jurassic-early Cretaceous dolomites is a very usual process in the area studied. The dedolomites present the following textures: xenotopic dedolomites, hypidiotopic dedolomites, idiotopic dedolomites, zoned dedolomites and dedolomites of saddle dolomite cement. Each of these textures is the evolution of an early dolomite texture. The dedolomitization process could have occurred by means of recrystallization (dissolution and reprecipitation) or by the complete dissolution of the dolomite and the later precipitation of the calcite. The dedolomitization of the dolomites can be selective or non-selective (from outside the crystal to inside or the other way round). The dedolomites are always related to the type 1 spar calcite cement.

The mineralogy and geochemistry of all dedolomites textures are similar, with no differences among the areas studied. Dedolomites are low in Mn, Sr and Na. The Fe content is higher in the paleohigh areas than in the center of the basins. The similar Fe values with the ones of the dolomites suggest that the Fe content is inherited from earlier dolomites. The low Fe and Mn contents indicate oxidizing conditions during the fluid precipitation, given that all the Fe and Mn would precipitate as an oxide phase.

The oxygen isotopic composition of the dedolomites (-9,5 to -3,8 ‰ PDB) resembles that of the dolomites, whereas the carbon isotopic composition (-11,2 to -0,3 ‰ PDB) is lighter. The isotopic composition of the dedolomites is similar to the isotopic composition of the type 1 spar calcite cement. These findings suggest the precipitation of a meteoric fluid in surface conditions or up to the early burial stages.

For the formation of the dedolomites, the fluids must be saturated in calcium carbonate with a high Ca/Mg ratio. The meteoric waters with a high Ca content enter the basin during the emergence and entrance of fluvial and deltaic deposits with an important siliciclastic component at the end of the Maastrichtian-Tertiary (D5). At the same time lacustrine systems with fresh water carbonates and evaporites from the Fortanete Fm., are established in the basin.

## RESUMEN

Esta memoria concierne el estudio de las dolomías del Jurásico superior-Cretácico inferior relacionadas con la segunda etapa de rift mesozoica de la Cadena Ibérica Oriental y la Cadena Costera Catalana.

La Zona de Enlace se conoce como la zona que conecta la Cadena Costera Catalana, de dirección NE-SW con la Cadena Ibérica, de dirección NW-SE (Guimerà, 1988). La Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana son intracratónicas y corresponden a la inversión durante el Paleógeno del Sistema Central de Rift Ibérico mesozoico (Salas et al., 2000). El sistema Central de Rift Ibérico se formó como resultado de la extensión cortical entre las placas ibérica y europea desde el Triásico al Terciario inferior. La evolución de la sedimentación mesozoica de la zona del Rift Ibérico tuvo lugar en dos estadios de rift y dos estadios de postrift (Salas y Casas, 1993): i) el estadio de rift Triásico (Pérmico superior-Hettangiense); ii) el estadio de postrift Jurásico inferior-medio (Sinemuriense-Oxfordiense); iii) el estadio de rift Jurásico superior-Cretácico inferior (Kimmeridgiense–Albiense medio); y iv) el estadio de postrift Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense).

Durante el estadio de rift Jurásico superior-Cretácico inferior se compartimentaron las grandes cuencas jurásicas dando lugar a la configuración del Neocomiense, en cuencas de dimensiones menores pero igualmente subsidentes. En general estas subcuencas están situadas en el bloque superior de un sistema de fallas normales de dirección E-W con buzamiento hacia el S que controlan la arquitectura y la distribución de facies en la cuenca. Las unidades que rellenan estas subcuencas recubren expansivamente a las subyacentes a la vez que se produce un abanico de capas que se abre hacia el N. La estratigrafía de los materiales sinrift del Jurásico superior-Cretácico inferior (que pueden llegar hasta 1800 m de potencia) está dividida en dos secuencias (Salas et al., 2000): la secuencia kimmeridgiense, caracterizada por la deposición de facies micríticas y pequeños arrecifes de esponjas en una rampa homoclinal (Fm. de Polpís) y margas anóxicas en las zonas más subsidentes (Fm. de Mas d'Ascla), y la secuencia del Titónico-Berriasiense caracterizada por extensas llanuras de marea limitadas por bancos marginales oolíticos-bioclásticos (Fm. de Bovalar).

Las dolomías del tránsito Jurásico superior-Cretácico inferior reemplazan principalmente las calizas de la Fm. de Bovalar. Estas dolomías se conocen como dolomías de la Fm. de Les Talaies (Salas, 1987). Las dolomías de la Fm. de Les Talaies se disponen en

cuerpos dolomíticos asimétricos, alargados y en forma de cuña. Según la posición estratigráfica de estos cuerpos se pueden distinguir: 1) las dolomías relacionadas con fracturas y con la discontinuidad finiberriasiense D3 “tipo Tossal d’Orenga” que reemplazan a las calizas del techo de la Fm. de Bovalar, 2) las dolomías relacionadas con fracturas y con el límite de secuencia SD J9/J10, situadas en el techo de la Fm. de Mas d’Ascla (o de la Fm. de Polpís cuando no hay Fm. de Mas d’Ascla) y en la base de la Fm. de Bovalar y 3) las dolomías relacionadas con fracturas en el interior de la Fm. de Bovalar. Las dimensiones de los cuerpos dolomíticos varían desde decimétrica hasta quilométrica, y su potencia es variable hasta un máximo de 150 m.

Petrológicamente las dolomías se han dividido en cinco texturas presentes en la mayoría de los sectores estudiados: los romboedros aislados de dolomita, las dolomías de reemplazamiento, el cemento dolomítico, las dolomías barrocas de reemplazamiento y el cemento de dolomía barroca.

La mineralogía y geoquímica elemental de las texturas dolomíticas son muy similares entre ellas, con ligeras variaciones según los sectores estudiados. Se trata de dolomías ricas en Ca y con bajos contenidos en Mn, Sr y Na. El contenido de Fe es variable según los sectores y el tipo de dolomía. Los bajos contenidos en Mn de las dolomías se explican por la presencia de aguas con Mn reducido o por la ausencia de este elemento en las aguas. El contenido de Fe es superior en las zonas de los altos paleogeográficos que en el depocentro de la cuenca, lo cual representa una contribución considerable de sedimentos siliciclásticos durante la emersión generalizada de la cuenca al final del Berriasiense (discontinuidad finiberriasiense, D3).

La composición isotópica del oxígeno de las diversas texturas dolomíticas es muy similar (-9,8 a -1,4 ‰ PDB) y estos valores difieren ligeramente de los que se obtendrían en las dolomías precipitadas a partir de agua marina del Cretácico, de manera que se puede descartar el agua marina del Cretácico como la responsable de la dolomitización. La composición isotópica de oxígeno del fluido que ha precipitado las dolomías de la Fm. de Les Talaies (entre -2 y +10 ‰ SMOW) sugiere que este procede de salmueras evaporíticas y/o fluidos profundos de cuenca. La composición isotópica de carbono de las texturas dolomíticas (-3,4 a +2,4 ‰ PDB) coincide con los valores isotópicos de los carbonatos marinos del Cretácico, indicando que el C procede de roca caliza encajante precursora.

Los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las dolomías de reemplazamiento (0,70740-0,70798) son similares a los de las aguas marinas del Triásico y Lias no basal y a los valores de anhidritas de la cuenca. La similitud de estos datos permite deducir que el fluido dolomitizante procede de las salmueras residuales de las evaporitas triásicas y liásicas o bien de la disolución parcial de estas unidades.

Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas de las dolomías de la Fm. de Les Talaies entre 85 y 125 °C reflejan la temperatura del fluido en el momento del reemplazamiento y precipitación. La salinidad de estas inclusiones fluidas es de entre 16 y 23 % en peso equivalente de NaCl. Este dato, junto con la composición isotópica de oxígeno del fluido (‰ SMOW) y el cálculo del balance de masa del Mg ha permitido reafirmar que este fluido procede de las salmueras evaporíticas triásicas y liásicas.

Las dolomías del tránsito Jurásico-Cretácico se formaron durante el intervalo de tiempo Berriasiasense terminal-Valanginiense (D3; 128,5-121,5 Ma) en que hubo la exposición y erosión de las zonas de los altos paleogeográficos. Esta situación favoreció la entrada de aguas meteóricas por flujos de gravedad en las zonas de fractura, que descendieron hasta los niveles del Muschelkalk inferior. Los fluidos aprovechando las mismas u otras fracturas, atravesaron los sedimentos evaporíticos triásicos y liásicos donde se mezclaron con las salmueras residuales y se equilibraron isotópicamente. Posteriormente ascendieron por las fracturas a grandes velocidades sin un reequilibramiento térmico con las litologías adyacentes. Finalmente los fluidos dolomitizantes penetraron desde las fracturas hacia los niveles más permeables de la Fm. de Bovalar. Esta circulación se explica a partir de un modelo hidrológico hidrotermal.

La desdolomitización de las dolomías del tránsito Jurásico-Cretácico es un proceso muy frecuente en la zona de estudio. Las desdolomías presentan las siguientes texturas: desdolomías xenotópicas, desdolomías hipidiotópicas, desdolomías idiotópicas, desdolomías zonadas y desdolomías de cemento de dolomia barroca. Cada una de estas texturas es característica de una o varias texturas dolomíticas precursoras. El proceso de desdolomitización pudo haber tenido lugar a partir de la recristalización por disolución-reprecipitación o bien por la completa disolución de la dolomita y la posterior precipitación de la calcita. La desdolomitización puede ser selectiva o no selectiva (de fuera a dentro del cristal o viceversa). Las desdolomías se encuentran siempre asociadas al cemento esparítico de calcita de tipo 1.

La mineralogía y geoquímica elemental de las texturas desdolormías es muy similares independientemente del sector estudiado. En general, se trata de desdolormías con un bajo contenido en Mn, Sr y Na. El contenido en Fe es más elevado en las zonas de los altos paleogeográficos que en las zonas del depocentro de la cuenca. Probablemente se trata de un contenido heredado de las dolomías precursoras. Los bajos contenidos en Fe y Mn indican condiciones oxidantes del medio, dado que todo el Fe y Mn habría precipitado en forma de óxidos.

La composición isotópica de oxígeno de las desdolormías (-9,5 a -3,8 ‰ PDB) es muy similar a la composición de las dolomías precursoras, mientras que la composición isotópica de carbono (-11,2 a -0,3 ‰ PDB) es más ligera. La composición isotópica de oxígeno y de carbono de las desdolormías es similar a la del cemento esparítico de calcita de tipo 1. Estos datos indican la precipitación de un fluido meteórico en condiciones superficiales o bien durante los primeros estadios de enterramiento.

Para la formación de las desdolormías hacen falta aguas saturadas en carbonato cálcico que tengan una relación de Ca/Mg elevada. La entrada de aguas meteóricas ricas en Ca en la cuenca tubo lugar al final del Maastrichtiense-Terciario (D5) durante la emersión y entrada en la cuenca de depósitos fluviales y deltaicos de carácter siliciclástico. Al mismo tiempo sistemas lacustres más o menos restringidos con carbonatos de agua dulce y localmente evaporitas de la Fm. de Fortanete se establecieron en la cuenca, favoreciendo así el aporte de Ca en el sistema.



## **1. INTRODUCCIÓ**

En els darrers anys han estat molt diversos els estudis realitzats a la Cadena Ibèrica i més concretament a la Zona d'Enllaç. Aquests estudis s'han centrat especialment en estudis tectònics, litostratigràfics, sedimentològics, petrològics, geoquímics, de correlació entre les diferents unitats i també s'han dut a terme estudis d'anàlisi i modelització de conques sedimentàries. Tot i això els estudis geoquímics no han estat massa nombrosos i menys encara els específicament orientats a l'estudi de la dolomitització.

Dins d'aquesta línia, l'any 1995 es va iniciar un projecte d'investigació (DGICYT PB95-1142-CO2) amb el títol "Evolución y modelización 2D de las cuencas intracontinentales del Este de Iberia (Cordillera Ibérica) durante la etapa de extensión mesozoica" sota la direcció del Dr. Ramon Salas. Aquest projecte plantejava la realització d'un model de la circulació de fluids a la conca en dues dimensions. Així doncs, aquesta tesi doctoral que s'inicià dins aquest projecte, fou pensada amb l'objectiu de caracteritzar les dolomies del Titònic-Berriassià i veure quines eren les relacions entre la tectònica de la conca i la sedimentació, i quin era el paper que hi jugaven les dolomies. Posteriorment la tesi va continuar en el marc del projecte d'investigació (DGICYT PB98-1260-CO2-01) amb el títol de "Modelos sedimentarios, estructurales y corticales integrados de las cuencas de rift mesozoicas de la Cadena Ibérica, Sectores Meridional y Oriental" dirigit pel Dr. Ramon Salas. Aquesta tesi igualment forma part del projecte d'investigació (DGICYT PB97-0886) "Evolución, migración e interacción de los geofluidos en cinturones orogénicos y en cuencas sedimentarias: aplicación a la compresión alpina y a la distensión neógena en el noreste de la Península Ibérica", amb la direcció del Dr. Francesc Calvet. Aquesta tesi aporta resultats que permeten conèixer quines foren les característiques dels fluids que generaren aquestes les dolomies i quina en fou la seva l'evolució.

## 1.1. OBJECTIUS

---

L'objectiu principal d'aquesta tesi és l'estudi integrat de les dolomies del trànsit Juràssic superior-Cretaci inferior de la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana.

Aquest objectiu principal es pot desglossar en objectius més concrets i són els següents:

1. Caracterització de la geometria dels cossos dolomítics i de les textures associades a aquestes dolomies: la calcària encaixant, les desdolomies i el ciment de calcita. Els cossos dolomítics estudiats estan associats, en la majoria dels casos, a fractures (*fault-related dolomites*) i a discontinuïtats.

2. Caracterització de la petrologia, la geoquímica elemental i isotòpica i les inclusions fluïdes de les dolomies i les seves textures associades.

3. Interpretació de les característiques dels fluids que van intervenir en els processos de dolomitització i de desdolomitització (composició, temperatura, salinitat, etc).

4. Determinació de quin fou el moviment i la migració d'aquests fluids i a partir d'aquí generar un model conceptual de circulació dels fluids a la conca.

5. Acotar el temps en què van tenir lloc cada un dels processos mencionats.

6. Relacionar tots aquests processos amb l'evolució geodinàmica de la conca.

L'interès econòmic (aplicat) d'aquest estudi radica en 2 aspectes principals:

a) **Maduració, migració i emmagatzematge d'hidrocarburs.** Les característiques petrològiques i geoquímiques d'aquestes roques dolomítics les fan molt similars a les roques magatzem d'hidrocarburs que hi ha a l'*offshore* de Llevant de la Península Ibèrica (principalment en els camps d'Amposta i Casablanca).

b) **Reservoiris termals.** Al llarg de les fractures que afecten la zona estudiada hi ha evidències d'una important activitat termal que va actuar en els últims estadis de l'extensió neògena i va afectar materials mesozoics i terciaris. El coneixement d'aquesta activitat termal i dels seus mecanismes podria tenir importants repercussions econòmiques.

## 1.2. HISTÒRIA EN LA RECERCA DE LES DOLOMIES

---

El 1791 a la revista francesa *Journal de Physique*, Deodat de Dolomieu va publicar per primera vegada la descripció en detall de la dolomita (Zenger *et al.*, 1994). Dolomieu la va reconèixer a les muntanyes del Tirol i va definir-la com “un tipus de roca calcària que reacciona molt lleugerament amb àcid i que produeix fosforescències quan es colpeja”. A primer cop d’ull va creure que l’àcid havia perdut la seva força però quan es feia pols d’aquestes mostres, reaccionaven amb poca efervescència i es dissolien completament. Aquestes observacions també les va poder fer als Alps austríacs i als italians. En aquest punt, entre les capes de dolomies també va observar-hi unes cavitats omplertes per uns petits cristalls ròmbics i brillants amb cares corbades (‘pearl spar’) que es dissolien a poc a poc i sense efervescència. Aquests cristalls és el que nosaltres coneixem com a “dolomita barroca” i ja s’havien descrit en el temps de Dolomieu (Woulfe, 1779), però ni un ni altre van saber reconèixer una identitat similar amb el mineral de la roca que Dolomieu havia estat descrivint.

El primer segle de la recerca sobre la dolomita es va centrar bàsicament en el descobriment i l’aplicació dels principis físics i químics per tal d’explicar les observacions dutes a terme (Figura 1.1). Posteriorment la recerca es va centrar en els nous descobriments dels ambients on es formaven dolomies “modernes” i en el desenvolupament de noves idees que es transformarien en models. Després de dos segles de recerca van aparèixer preguntes sobre la distribució irregular de la dolomita al llarg del temps geològic i sobre la impossibilitat de fer precipitar dolomita en el laboratori sota condicions similars a les dels ambients dolomítics moderns (McKenzie, 1991).

El 1991 es va celebrar a Ortisei (Itàlia) la “Dolomieu Conference” sobre plataformes carbonatades i dolomitització, per commemorar el 200 aniversari de l’article de Dolomieu. En aquesta conferència es van reunir experts d’aquest camp per fer un repàs i establir “*l’estat de la qüestió*” actual respecte les dolomies i el seu origen (Purser *et al.*, 1994).

Malgrat els més de dos segles que han passat des de l’article de Dolomieu, encara fa falta respondre a moltes preguntes sobre el que es coneix com a “**dolomite question**”: el problema de la dolomita.



Figura 1.1. Compilació d’alguns moments clau en els 200 anys d’història en la recerca de les dolomies (Burns *et al.*, 2000).

El problema de la dolomia fou inicialment proposat per Fairbridge (1957) referint-se principalment a l’origen d’aquesta roca. Els principals problemes que ell plantejava foren bàsicament dos. En primer lloc, la restringida presència de dolomies modernes, que contrasta amb les grans extensions de dolomies massives al registre geològic, i en segon lloc la dificultat de sintetitzar dolomita en les condicions del laboratori. A aquestes dues qüestions bàsiques s’hi afegeixen altres problemes com són les àmplies variacions mineralògiques de les dolomies, la qual cosa impliquen varietat de condicions i d’ambients de formació i les “lleis” termodinàmiques/cinètiques comunes que regeixen la formació de totes les dolomies.

Entendre la distribució de les dolomies en el temps i en l’espai pot ser una eina útil en l’estudi d’aquesta roca. Given i Wilkinson (1987) van suggerir que l’abundància de la dolomia havia fluctuat en el registre geològic i que la seva abundància relativa respecte altres roques no és el resultat de l’enterrament o l’acumulació en el temps. Però Zenger (1989) va considerar que aquestes dades eren incompletes i que necessitaven una investigació més acurada. Hi ha un consens comú que les dolomies foren ben representades durant el

Proterozoic, el Cambro-Ordovicià, el Devonian mig i superior i, possiblement el Miocè. De totes maneres, els factors que afavoreixen l'abundància de dolomia, o la seva escassetat en determinats intervals estratigràfics són molts i depenen principalment del clima, de les fluctuacions del nivell del mar, de l'evolució dels oceans i de l'atmosfera i del temps geològic.

Respecte als diversos orígens de la dolomita, des de principis d'aquest segle, s'han proposat idees totalment variades. Al cap de 40 anys les idees van anar evolucionant de forma més radical (Fairbridge, 1957) fins que, a finals dels anys 50 i principis dels 60, es van descobrir les dolomies Holocenes en sediments carbonatats moderns (Alderman i Skinner, 1957; Wells, 1962; Curtis *et al.*, 1963; Pray i Murray, 1965). Aquests descobriments, juntament amb la síntesi al laboratori de la "protodolomita" (Graf i Goldsmith, 1956) i la idea d'un model de reflux de salmorres evaporítiques (Adams i Rhodes, 1960), van dirigir el pensament del procés de dolomitització cap a la presència de salmorres hipersalines en ambients supramareals (Friedman i Sanders, 1967). L'allau d'articles interpretant les dolomies antigues a partir d'un origen supramareal (Zenger, 1972a, 1972b) només va poder ser tallat per l'aparició d'una nova idea en què les aigües salobres subterrànies de la zona de barreja ("mixing-zone"), entre els llentions d'aigua dolça costaners i la columna d'aigua marina subjacent, podien ser un fluid dolomititzant molt eficient. Aquesta idea fou proposada inicialment per Hanshaw *et al.*, (1971), però fou més àmpliament coneguda en la forma de model "Dorag" (Badiozamani, 1973) o com la seva variant de model "schizohaline" (Folk i Land, 1975).

Malgrat que el procés de dolomitització a partir d'aigua marina normal no sigui un concepte nou (Van Tuyl, 1916; Atwood i Bubb, 1970; Zenger, 1972a; Saller, 1984; Smart i Whitaker, 1990; Tucker i Wright, 1990; etc), la possibilitat que l'aigua marina normal sigui un agent dolomititzant va començar a adquirir importància a principis dels anys 90, gràcies als treballs de Carballo *et al.*, (1987) i Land (1991). Basant-se en la petrografia i la geoquímica isotòpica, la dolomitització per aigua marina té l'avantatge que permet explicar les potents i extenses plataformes de dolomita, que no es poden explicar a partir d'un reflux evaporític. A més aquesta idea està recolzada pel fet que l'aigua marina és la major font de Mg.

La dolomitització deguda a l'enterrament ("burial dolomitization") ha estat un model que ha tingut una àmplia acceptació (Mattes i Mountjoy, 1980; Zenger, 1983; Mountjoy i

Amthor, 1994) malgrat les incerteses pel que fa a la seva naturalesa, sobretot pel fet que pugui tenir lloc una dolomitització massiva de carbonats a profunditats superiors a 1000 m. Tot i que aquests mateixos autors han presentat nombrosos exemples de profunditats d'enterrament superiors, no està totalment clar si els fluids responsables del procés són totalment independents de les condicions subsuperficials.

Els principals models hidrogeològics que regeixen la dolomitització per enterrament i que han tingut més acceptació en l'estudi de la dolomitització han estat la compactació (Mattes i Mountjoy, 1980; Land, 1985; Westerveld, 1979; Jones, 1980; Machel, 1985; Viau i Oldershaw, 1984; Taylor i Sibley, 1986; Machel i Anderson, 1989), l'expulsió de fluids per càrrega tectònica (Mountjoy i Amthor, 1994; Qing i Mountjoy, 1994; Drivet i Mountjoy, 1997), el flux per topografia (Gregg, 1985; Garven, 1985; Mountjoy i Amthor, 1994), el flux hidrotermal (Garven, 1986; Coniglio *et al.*, 1994; Mountjoy *et al.*, 1999) i el model de convecció tèrmica (Kohout, 1967; Fanning *et al.*, 1981; Simms, 1984; Machel i Anderson, 1989).

El fet que s'hagi avançat significativament en la recerca de les dolomies ha fet que s'hagin adquirit unes noves perspectives en aquest camp (Figura 1.1). Però cal afegir a totes les condicions de formació de les dolomies, el factor microbiòtic. Un gran nombre d'investigadors s'han referit a la importància potencial de la matèria orgànica en la precipitació de la dolomita (Garrison *et al.*, 1984; Baker i Burns, 1985; Burns *et al.*, 1988; Compton, 1988; Burns *et al.*, 2000). Aquesta idea va aparèixer amb el descobriment de la dolomita Pleistocena en sediments orgànics rics en carboni durant el perforament a mar profund (deep-sea drilling) al Marge de Califòrnia (DSDP Leg 63, Pisciotto i Mahoney, 1981) i en el golf de Califòrnia (DSDP Leg 64, Kelts i McKenzie, 1982). Aquests descobriments van conduir al model de sulfato-reducció per la precipitació de la dolomita. Aquest model proposa que els ions de sulfat inhibeixen la precipitació de dolomita (Baker i Kastner, 1981). Sota el reconeixement que la dolomita es forma en condicions anòxiques, la importància potencial de la matèria orgànica i el paper de la sulfato-reducció bacteriana en la precipitació de la dolomita s'ha acceptat per explicar la seva formació en alguns ambients determinats (Garrison *et al.*, 1984; Burns *et al.*, 1988; Burns *et al.*, 2000).

Malgrat els 200 anys de recerca en el món de la dolomita, no es pot predir quin és el grau de coneixement que se'n té ni tampoc quina és la direcció que prendrà la recerca. En

primer lloc s'hauria d'intentar reproduir en el laboratori les condicions adients per tal de formar dolomita. Cal procurar que els instruments tan sofisticats i l'alta tecnologia no faci perdre les tècniques més generals com l'estudi de camp i la petrologia. Un dels aspectes que cal tenir en compte en l'estudi de les dolomies és l'anàlisi comparatiu: no s'ha de deixar de banda l'analítica de la roca carbonatada encaixant, els aspectes geològics regionals, sobretot la història de la conca (sedimentació, enterrament, tectònica), i els aspectes generals com el clima, el nivell eustàtic i les implicacions tectòniques globals en l'espai i el temps.



### 1.3. DOLOMIES RELACIONADES AMB FRACTURES

---

La presència de cossos dolomítics no estratiformes i sense cap control litològic associats a fractures han estat citats per nombrosos autors (Institut Français du Pétrole, 1959; Garreau, 1959; Jones, 1980; Black *et al.*, 1981; Malone *et al.*, 1996) i alguns han concretat la relació amb falles normals en sistemes de horsts i grabens (Churcher i Majid, 1989).

Aquest tipus de dolomies s'han anomenat "fault-controlled dolomitization" (Machel i Mountjoy, 1986, 1987; Mountjoy i Halim-Dihardja, 1991), "fracture-related dolomites" (Taylor i Sibley, 1986), "fracture-controlled dolomites" (Hurley i Budros, 1990) o "tectonic dolomites" (Harris, 1991; Emmendorfer, 1992).

La dolomitització controlada per fractures és la relació geomètrica entre una fractura i un cos dolomític, fet que no implica quin és l'origen dels fluids ni quins mecanismes hidrodinàmics han actuat. Per la majoria d'autors, la dolomitització controlada per fractures implica un context de subsòl. Els principals fluids de subsòl que produeixen dolomitització són fluids de compactació (Machel i Mountjoy, 1986, 1987; Machel i Anderson, 1989), fluids de salmorres superficials i fluids hidrotermals (Machel i Mountjoy, 1986). Aquests fluids viatgen a través de les fractures que actuen de conductes. Machel i Mountjoy, 1986; 1987, consideren que la migració de fluids per compactació es produeix en general en una etapa relativament inicial, a unes profunditats d'uns 1000 m, durant l'etapa de subsidència activa d'una conca a través de falles sincròniques a la compactació.

En general els cossos dolomítics associats a fractures tenen mides i disposicions molt variades. El cos es pot localitzar tant al bloc superior com al bloc inferior de la fractura donant lloc a geometries allargades de fins a alguns quilòmetres de longitud i alguns centenars de metres d'amplada (Jones, 1980; Black *et al.*, 1981; Majid, 1989; Churcher i Majid, 1989; Braithwaite i Rizzi, 1994). La potència màxima del cos dolomític sempre s'aconsegueix a les zones més pròximes al pla de falla i a mesura que s'allunya d'aquest pla el cos va passant, en forma de tascó, al material encaixant que sovint són calcàries, encara que se n'han citat en dipòsits siliciclàstics (Emmendorfer, 1989; Hurley i Budros, 1990; Dix, 1993).

Materials diferents dels que han estat dolomititzats poden actuar com a segell per la circulació dels fluids, ja sigui per la part superior o la part inferior del cos dolomític. S'han mencionat les siltites (Black *et al.*, 1981), siltites i black shales (Chucher i Majid, 1989), shales (Middlenton *et al.*, 1993) o 'dolomite cap' (Hurley i Budros, 1990). Lateralment la circulació de fluids també pot estar restringida per la presència d'aquests materials o bé pel fet que les fractures actuïn de barreres i restringeixin la circulació dels fluids dolomititzants.

## **2. METODOLOGIA I TÈCNIQUES DE TREBALL**

Per tal de dur a terme aquest treball, i després d'haver fet un estudi bibliogràfic de les dades prèviament treballades en aquesta àrea, es va realitzar un treball de camp per localitzar i delimitar els cossos dolomítics. Aquests cossos dolomítics es van cartografiar en un mapa topogràfic a escala 1:25.000 i 1:50.000 i es van mostrejar sistemàticament. Quan aquests cossos estaven relacionats de forma evident amb fractures el mostreig es feia tot al llarg del cos dolomític, des de les zones més pròximes al pla de la fractura a les zones més allunyades del pla de la fractura. També es van prendre mostres de les zones de transició amb les calcàries encaixants.

Després de seleccionar les mostres per a realitzar l'estudi mineralògic i petrogràfic, es van preparar al voltant de 400 làmines primes sense cobrir i sense polir. Gran part d'aquestes mostres van ser tenyides amb ferricianida potàssica i "Alizarin Red-S" per poder distingir la calcita de la dolomita així com els carbonats ferrosos dels carbonats no ferrosos. Aquestes làmines es van examinar utilitzant un microscopi òptic (Zeiss) equipat amb una càmera fotogràfica (Axiophot) i un ordinador amb un programa per a captar imatges. Les mostres que no van ser tenyides es van estudiar al microscopi de catodoluminiscència Technosyn Cold Catholuminescence Model 8200 MkII, operant entre 12 i 17 kV i amb una intensitat del corrent de 350  $\mu$ m (Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona). Algunes de les mostres es van estudiar amb el microscopi de catodoluminiscència Luminoscope ELM-3R equipat amb un microscopi Olympus BH-2, operant a unes condicions entre 10 i 15 kV i amb un corrent de 0,8 nA de la Universitat d'Alberta, Canadà.

Posteriorment es va fer una selecció d'unes 25 mostres per analitzar la distribució microestructural i la morfològica dels cristalls de dolomita. Es van utilitzar dos microscopis electrònics de rastreig que portaven un analitzador d'energia dispersada (EDS). Primerament es

va utilitzar el model Hitachi S-2300 i es va treballar en unes condicions de 60 µm de corrent i un voltatge de 15 kV. En aquest microscopi tan sols es va poder fer observacions de les morfologies dels diferents cristalls. El segon microscopi també es van poder fer anàlisis qualitatives dels diferents elements que constituïen els cristalls. Es va utilitzar el model JEOL JSM-840 sota unes condicions de treball de 1,5 nA de corrent i un voltatge de 15 kV (Serveis Científicotècnics, Universitat de Barcelona).

Un cop les mostres van ser analitzades petrològicament se'n va fer una selecció acurada per estudiar-ne la mineralogia, la geoquímica elemental (elements majoritaris i elements traça), la geoquímica isotòpica (isòtops estables de carboni i oxigen i isòtops radiogènics d'estrónci) i les inclusions fluides de les calcàries encaixants, les dolomies, les desdolomies i els ciments de calcita.

La difractometria de Raigs-X (Siemens D-500 amb un monocromatògraf de grafit secundari) d'unes 250 mostres va utilitzar-se per a la identificació dels elements majoritaris (Ca i Mg) per a poder distingir la dolomita del ciment de calcita.

Un total de 43 mostres de la roca calcària encaixant, les dolomies, les desdolomies i el ciment de calcita es van analitzar amb la microsonda electrònica per determinar-ne la mineralogia i el contingut en elements traça. Per dur a terme aquesta tècnica les làmines es van polir i cobrir amb carboni òpticament homogeni. L'aparell utilitzat per aquestes anàlisis fou la microsonda electrònica CAMECA Model SX-50, equipada amb quatre espectròmetres WD X-ray disposats verticalment. Les condicions amb les quals opera la microsonda són de 20 kV d'excitació potencial, amb un corrent d'electrons de 10 µm de diàmetre i 50 nA d'intensitat de la corrent per els elements traça (Mn, Fe, Sr i Na) i de 10 nA per el Ca i Mg. Els temps d'anàlisi foren de 40 segons pel Mn, Fe, Sr i Na i de 10 segons pel Ca i Mg. De forma rutinària s'utilitzà un sistema d'anticonaminació de nitrogen líquid tant per les mostres com pels dos patrons. Els límits de detecció de la microsonda són de 395 ppm pel Mg, 180 ppm pel Mn, 275 ppm pel Fe, 280 ppm per Sr i 200 ppm pel Na. Els patrons que es van utilitzar foren calcita (Ca), periclasa (Mg), rodonita (Mg), granat (Fe), celestita (Sr) i albita (Na). La precisió de les anàlisis dels elements majoritaris va donar una mitja d'error estàndard al 6,32 % amb un  $3\sigma$  de confiança d'error. L'aparell de microsonda utilitzat forma part dels Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona.

Un total de 30 mostres de roca calcària encaixant, dolomies i desdolomies del sector de les Cadenes Costaneres Catalanes (Barremià-Aptià) van analitzar-se utilitzant un espectròmetre de masses amb inducció per plasma (ICP-MS de quadrupol, Perkin-Elmer model Elan-6000) per tal de determinar la composició d'elements majoritaris (Mn, Sr, Na) i la composició d'elements minoritaris, bàsicament terres rares (REE) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Sc). Les mostres van ser digerides en HNO<sub>3</sub> i analitzades per ICP-MS utilitzant el mètode d'addicions estàndards. Els límits de detecció van ser de 0,1 ppb per tots els elements. La identificació del fraccionament de les REE de les dolomies va dur-se a terme normalitzant la concentració de cada element a una mitjana de les condrites dels meteorits. Va ser possible comparar aquest estudi amb estudis previs de dolomies més antigues que van utilitzar també aquesta normalització (Graff, 1984; Banner, 1988; Dorobeck i Filby, 1988). L'anàlisi d'aquestes mostres va tenir lloc als Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona.

A l'Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, C.S.I.C., es van analitzar 30 mostres de roca encaixant, dolomies i desdolomies dels sectors de La Salzedella, Alt Maestrat, Maestrat Oriental i sector Turmell-Ports de Beseit per determinar el contingut de Mn i Sr, així com també el contingut de terres rares (donant les mostres analitzades un contingut molt baix). L'aparell utilitzat fou un espectròmetre de masses amb una font de plasma acoblada inductivament ICP-MS (VG PlasmaQuad PQ2). Les condicions de treball foren les següents: la potència RF incident és de 1300 W, el flux de gas refrigerant (argó) de 13 l/min, el flux de gas auxiliar (argó) de 0,5 l/min i el flux de gas portador (argó) de 0,9 l/min.

Per tal d'analitzar la composició d'isòtops estables de les calcàries encaixants, les dolomies, les desdolomies i els ciments de calcita es van haver de seleccionar acuradament les mostres després de l'estudi petrogràfic, per tal que no es prenguessin mostres amb mescles mineralògiques. Es va fer pols de les mostres amb una perforadora de dentista equipada amb una broca de diamant. Per dur a terme l'anàlisi dels isòtops de carboni i oxigen va fer-se primerament una extracció de CO<sub>2</sub> seguint la tècnica estàndard de Craig (1965) i Claypool *et al.*, (1980). Es van fer reaccionar entre 0,5 i 1 mg de pols de 125 mostres (41 de roca calcària encaixant, 50 de dolomies, 24 de desdolomies i 10 de ciment de calcita) amb H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> al 103 % durant 10 minuts al buit a 90 °C utilitzant un dispositiu ISOCARB connectat en línia a un espectròmetre de masses model VG-Isotech SIRA IITM. La qualitat dels resultats es van monitoritzar a partir de repetides anàlisis dels estàndards carbonatats interns i internacional (NBS-19) en condicions analítiques

idèntiques. El promig de precisió obtingut va ser de  $\pm 0,02$  % per  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\pm 0,12$  % per  $\delta^{18}\text{O}$ . Es va analitzar un estàndard intern cada 4 mostres per corregir desviacions internes. Els resultats van ser corregits utilitzant els procediments estàndards (Craig, 1965). Els resultats han estat donats en valors de ‰ relatius al PDB estàndard (VPDB). Aquestes anàlisis van ser dutes a terme pel Servei d'Anàlisi Geoquímica dels Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona, pel Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca i per la University of Michigan Stable Isotope Laboratory (USA).

Les anàlisis dels isòtops radiogènics de Sr,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  van fer-se d'un total de 40 mostres: 10 de roca calcària encaixant, 21 de dolomies, 2 de desdolomies, 3 de ciment de calcita i 4 d'anhidrites (Triàsic-Lias). Al voltant de 100 mg de pols de les mostres, obtinguda a partir de la perforadora de dentista, és necessària per l'anàlisi. L'atac de les mostres carbonatades es realitza en un gresol de tefló NALGENE. El procediment consisteix en pesar la mostra en el gresol i afegir-hi una gota d'aigua MILLIPORE, amb l'objectiu que la reacció no sigui massa violenta, i 6 ml HCl 6N destil·lat. Al cap d'1 dia d'atac, s'evapora fins a la sequedat, s'hi afegeix 2 ml de HCl 2,5N (valorat) i es porta altre cop a la sequedat. Finalment s'hi afegeix 3 ml de HCl 2,5N. En el cas de les anhidrites el procediment és molt similar però s'hi afegeixen 5 ml d'aigua MILLI-Q i es deixen a temperatura ambient durant 10 dies. Seguidament es centrifuguen per eliminar les possibles impureses (carbonats, silicats...) i s'evapora fins a la sequedat. S'hi afegeixen 3 ml de HCl 2,5N per tal que la dissolució sigui en el medi àcid d'acord amb el mètode cromatogràfic utilitzat en el laboratori. Un cop les mostres han estat perfectament dissoltes en HCl es procedeix a la separació de l'Sr en columnes cromatogràfiques, amb resina DOVEX AG-50, 300 mesh de mida, utilitzant HCl 2,5N com eluent. La fracció en la què es concentra l'Sr es recull i s'asseca, per la seva posterior anàlisi a l'Espectròmetre de Masses TIMS. Les mostres de Sr van ser mesurades al damunt de filaments de Ta en un espectròmetre de masses VG Sector 54, amb 5 caixes de Faraday, mitjançant multicol·lecció. Les mides per Sr van ser corregides de possibles interferències de  $^{87}\text{Rb}$  i normalitzades respecte al valor  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ . Durant l'anàlisi de les mostres s'hi van afegir patrons NBS-987, obtenint-se un valor mitjà (n=10) de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,710253 \pm 0,000004$ , valor que coincideix amb els valors obtinguts en el laboratori durant els últims 3 anys de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,710260 \pm 0,00002$  ( $2\sigma$ , n=145). També es van mesurar 4 patrons P450 amb un resultat de  $0,722482 \pm 0,00004$ , essent el seu valor

reconegut de  $0,722560 \pm 0,000002$ . Aquestes anàlisis van dur-se a terme al laboratori de Geocronologia y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid.

La preparació de làmines primes de dolomia (23 mostres), d'aproximadament  $100 \mu\text{m}$  de gruix, i de fragments de ciments de calcita (8 mostres) d'aproximadament  $0,5 \text{ cm}^2$ , van servir per l'anàlisi microtermomètric de les inclusions fluides. Les mesures van fer-se amb una platina Linkam THMS-600 amb estadis d'escalfament en primer lloc i refredament posteriorment calibrada amb el punt triple de l'aigua destil·lada ( $0,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ) i inclusions fluides amb un contingut de  $\text{CO}_2$  pur ( $-56,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ). El calibratge a altes temperatures va fer-se amb productes químics apropiats de Merck Corporation. Les temperatures d'homogeneïtzació no van ser corregides per la pressió. Cada inclusió va ser mesurada dues vegades per una millor precisió. La precisió de les mesures generalment és de  $\pm 0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  en rampes de refredament i de  $\pm 2,0 \text{ }^\circ\text{C}$  en rampes d'escalfament. El rang de temperatures obtingudes estava entre  $+40 \text{ }^\circ\text{C}$  i  $+150 \text{ }^\circ\text{C}$ . La platina per la mesura de les inclusions fluides està emplaçada al Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona.



### **3. MARC GEOLÒGIC REGIONAL**

### 3.1. MARC GEOGRÀFIC

---

L'àrea d'estudi està situada en el que es coneix com a Zona d'Enllaç i Cadena Costanera Catalana. La Zona d'Enllaç (Guimerà, 1988) és la zona d'unió entre dues grans alineacions estructurals del NE de la Península Ibèrica: la Cadena Costanera Catalana (NE-SW) i la Cadena Ibèrica (NW-SE).

L'estudi que s'ha realitzat a la Zona d'Enllaç inclou les províncies de Castelló (Alcalatén, Alt Maestrat, Baix Maestrat i Els Ports), Tarragona (Montsià) i Terol (Matarranya i Bajo Aragón). Les àrees d'estudi a la Cadena Costanera Catalana inclouen les províncies de Barcelona (Garraf) i Tarragona (Baix Ebre i Baix Penedès).

Durant els últims 15 anys la literatura geològica ha començat a anomenar Zona d'Enllaç a l'àrea geogràfica que abans era coneguda per molta gent mal informada com a Maestrat o Maestrazgo. Actualment però es reserva aquest nom per a designar a una conca sedimentària concreta (Salas i Martín-Closas, 1991). La denominació de Maestrat o Maestrazgo, s'utilitzava per a designar l'àrea geogràfica que comprenia el sector oriental de la Cadena Ibèrica y la Zona d'Enllaç amb la Cadena Costanera Catalana. Històricament el nom provenia de la jurisdicció que exercia el Maestre de la ordre militar de Montesa (1317-1592) sobre una extensa porció de territori que comprenia les actuals comarques de l'Alt Maestrat, el Baix Maestrat, una part de la Plana Alta i una part de l'Alcalatén. Sant Mateu era el lloc de residència del Maestre i va arribar a ser la capital jurídica i militar del Maestrat històric.

A vegades s'acostuma a estendre el nom de Maestrat a la comarca dels Ports de Morella i fins i tot a altres comarques aragoneses veïnes. Aquest costum té el seu origen en una antiga demarcació militar carlista que va ser establerta pel general Cabrera sense cap justificació històrica. A tota aquesta confusió semàntica s'hi afegeix l'anomenada

“Mancomunitat turística del Maestrat”, que és un ens turístic interprovincial que comprèn diversos pobles de les províncies de Castelló i Terol.

Les zones estudiades a la Zona d'Enllaç són les que es detallen a continuació. En primer lloc, el sector que comprèn les poblacions de La Salzedella, Santa Magdalena de Polpis i Alcalà de Xivert, el sector de l'Alt Maestrat que comprèn les zones de Coll del Vidre (Vistabella del Maestrat), la Torre d'En Bessora i el Tossal d'Orenga, el sector de Bovalar, a la zona compresa entre el Portell de Morella i Cinctorres, el sector del Maestrat Occidental, que comprèn zones del Barranc de Los Degollados, Jaganta i el Riu Bergantes, pròximes a les poblacions de Villarluengo, Molinos, Jaganta i Sorita (Figura 3.1).

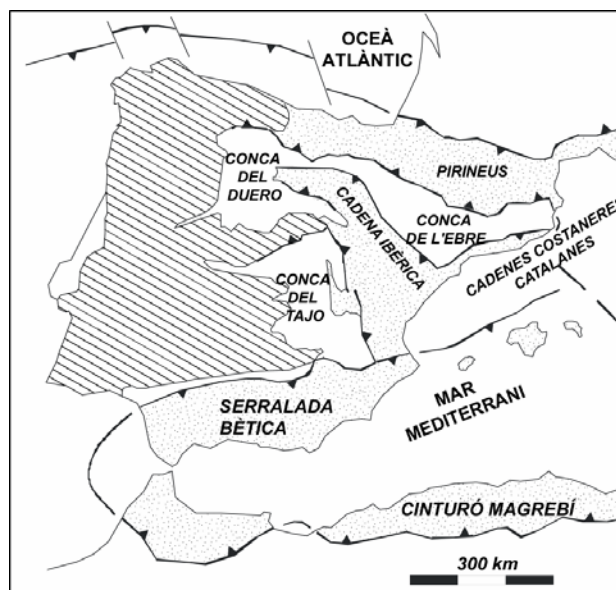
L'àrea d'estudi també s'estén al nord a la regió coneguda com la Franja de Ponent, que inclou els Ports de Tortosa-Beseit. Aquesta regió és reserva nacional de caça i està situada a l'extrem oriental de la Zona d'Enllaç en connexió amb la Cadena Costanera Catalana, a la dreta del riu Ebre. Està formada per terrenys de tres comunitats autònomes: Catalunya, València i Aragó. S'ha inclòs també en aquesta mateixa àrea la zona de la Serra del Turmell. L'estudi s'ha centrat en zones pròximes a la Sènia, concretament a Els Mangraners prop del pantà d'Ulldecona i a la població de Bel (Figura 3.1).

A la Cadena Costanera Catalana s'ha estudiat la zona del Perelló, la zona de Sant Jaume dels Domenys i El Montmell, i el Massís de Garraf a les zones pròximes a la població de l'Ordal (Figura 3.1).



### 3.2. MARC GEOLÒGIC

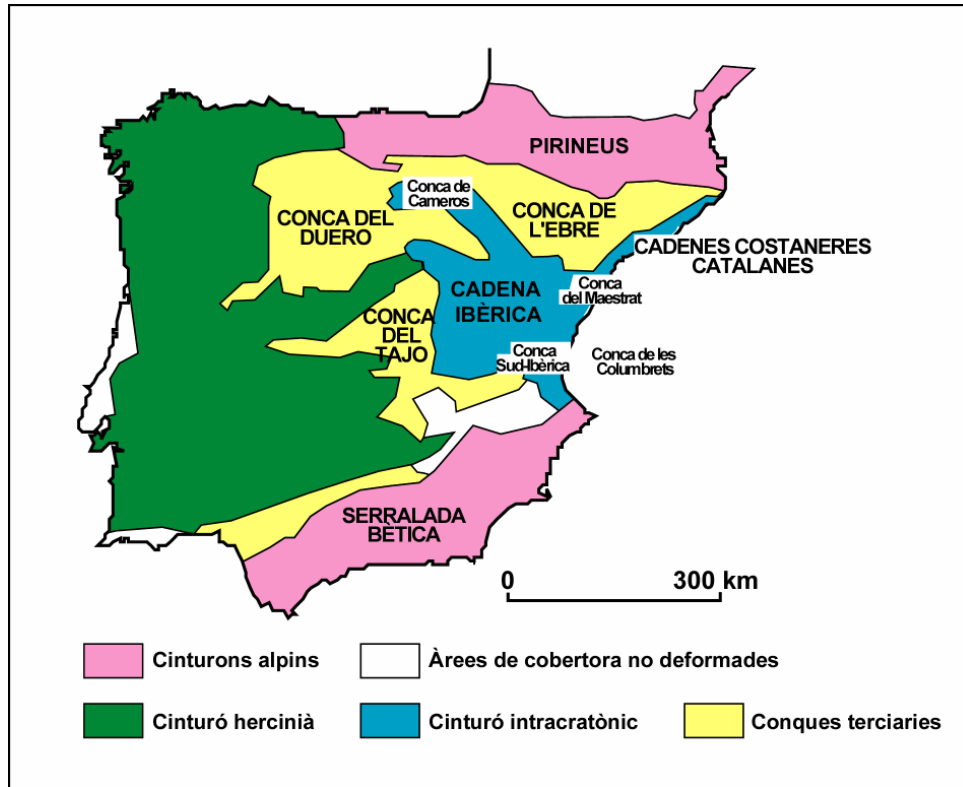
La Cadena Ibèrica i la Cadena Costanera Catalana són de tipus intracratònic i corresponen a la inversió durant el Paleogen del Sistema Central de Rift Ibèric Mesozoic (Figura 3.2; Salas *et al.*, 2000). Les primitives conques mesozoiques contenen potents seqüències de sediments clàstics continentals i marins soms, de carbonats i en menor quantitat evaporites, d'edats compreses entre el Permià superior i el Maastrichtià. Aquests sediments descansen al damunt de la discordança regional de l'Hercinià tardà que trunca materials paleozoics plegats i les roques intrusives i metamòrfiques hercíniques. Les seqüències sedimentàries mesozoiques de la Conca Ibèrica mostren importants variacions laterals de potència, des de menys de 1000 m fins a gairebé 6000 m en distàncies de poc més de 30 km, indicant un fort control tectònic durant el seu desenvolupament (Salas *et al.*, 2000).



**Figura 3.2.** Mapa tectònic esquemàtic de la península Ibèrica mostrant les principals unitats estructurals. El sistema de rift mesozoic va invertir-se durant el Paleogen donant lloc a la Cadena Ibèrica (Salas *et al.*, 2000).

La Cadena Ibèrica i la Cadena Costanera Catalana representen un conjunt de complexes estructures compressives d'intraplaca que tenen una direcció NW-SE i NE-SW respectivament (Figura 3.2 i Figura 3.3). Al mateix temps que el sistema de rift Ibèric s'invertia, el bloc de basament de direcció NE-SW del sistema Central (Sierra de Guadarrama) va aixecar-se, donant lloc a l'aïllament de la Conca del Duero i a la subsidència

flexural de la Conca del Tajo. Aquesta fase de compressió d'intraplaca paleògena va estar directament relacionada amb la col·lisió del crató d'Ibèria i Europa durant l'orogènia dels Pirineus (Guimerà, 1984; Guimerà i Álvaro, 1990) i amb les primeres fases contemporànies de l'orogènia bètica (Vera, 2000).

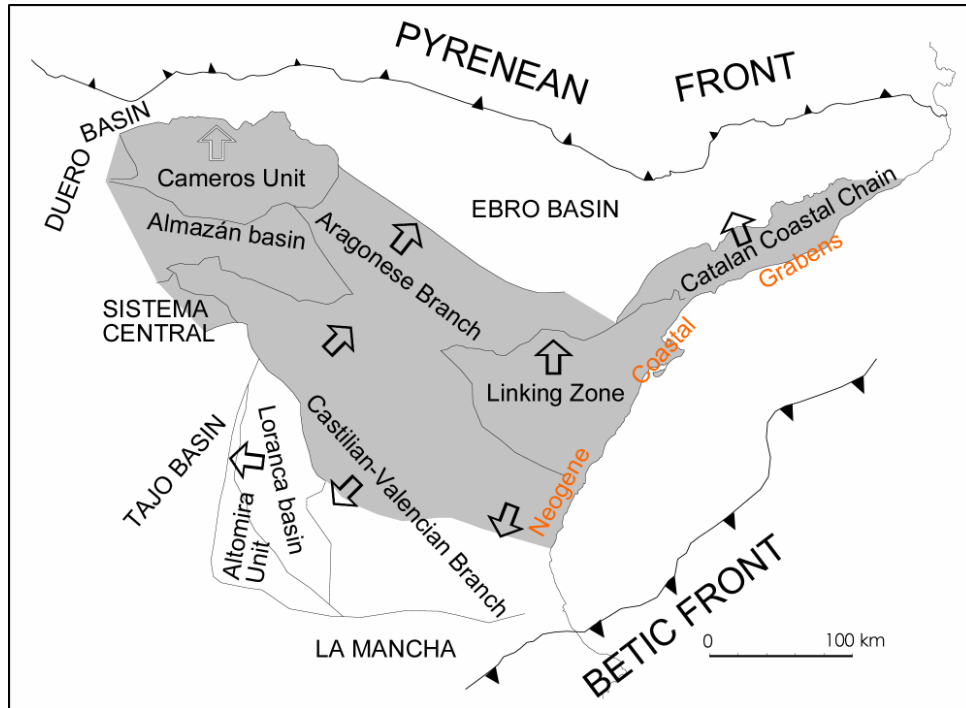


**Figura 3.3.** Mapa tectònic simplificat de la península Ibèrica mostrant la cadena ibèrica i les seves conques de rift durant el Juràssic superior-Cretaci inferior (Salas *et al.*, 1997).

La Cadena Ibèrica està constituïda per un cinturó de plects i encavalcaments (*fold-and-thrust belt*), l'estructura del qual està definida per dues grans estructures anticlinals que a manera de voltes prenen direcció NW-SE, amb una longitud d'ona que varia entre 71 i 119 km (Figura 3.4) en els quals la deformació compressiva del Terciari involucra el basament. Els nuclis d'ambdós arcs d'aquestes voltes estan localitzats a les parts més gruixudes d'escorça, la qual reproduïx les seves formes (Figura 3.5 i Figura 3.6) i estan separats per la conca d'Almazán. Ambdós arcs són estructures d'escala cortical (Salas *et al.*, 2000).

L'arc del nord-est conté la unitat de Cameros, la branca Aragonesa, la Zona d'Enllaç i la part més nord de la conca d'Almazán, mentre que l'arc del sud-est inclou la major part de la branca de Castella-València, i la part més sud de la conca d'Almazán (Figura 3.4). A la

Cadena Ibèrica la majoria de plec i encavalcaments tenen una direcció NW-SE i una doble vergència: la majoria de les estructures de l'arc NE vergeixen cap al NE, mentre que la majoria d'estructures de l'arc SW vergeixen cap al SW (Guimerà, 1984; Guimerà i Alvaro, 1990; Salas *et al.*, 2000).

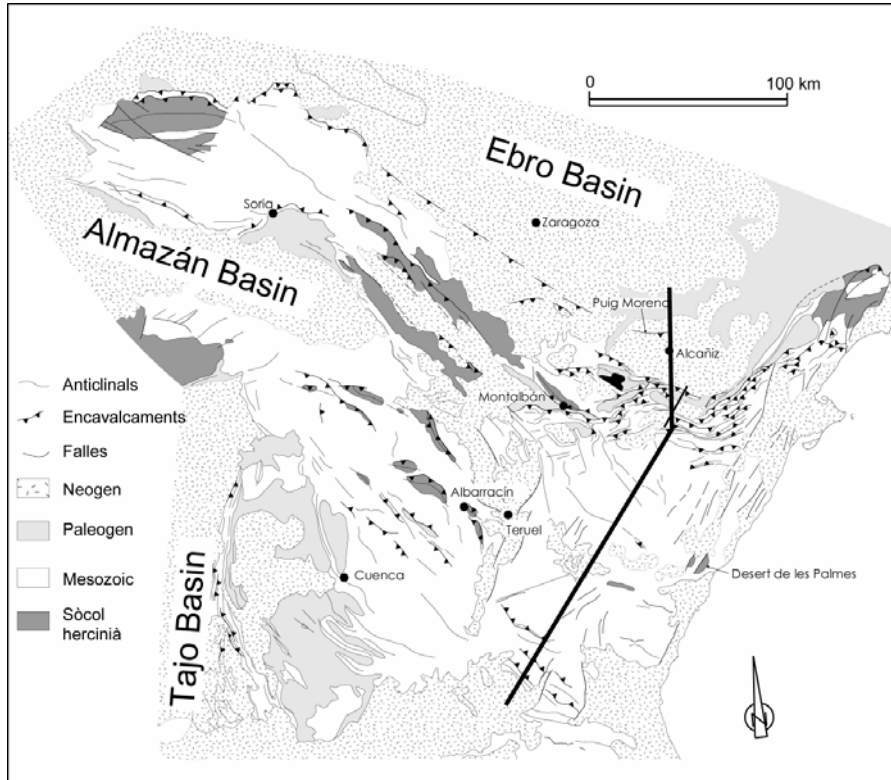


**Figura 3.4.** Principals unitats estructurals d'Ibèria i la Cadena Costanera Catalana i les unitats estructurals adjacents. La zona ombrada indica el sòcol involucrat en les estructures d'inversió paleògenes (Salas *et al.*, 2000).

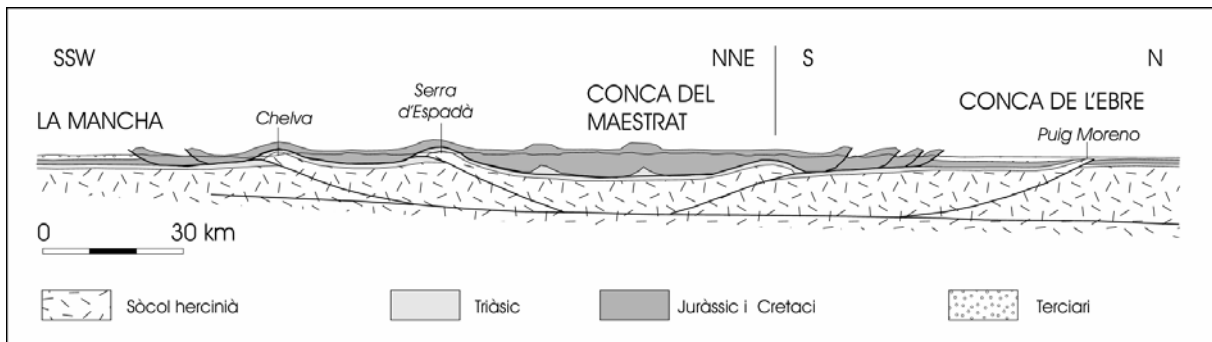
La majoria dels encavalcaments de la Cadena Ibèrica, la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana s'han associat amb falles extensives que controlen les conques de rift mesozoiques i que van ser reactivades compressivament durant el Paleogen i el Miocè inferior. La cinemàtica de reactivació d'aquestes falles depèn en gran part a la seva orientació respecte la compressió regional (aproximadament N-S, perpendicular als Pirineus, Guimerà, 1984; Guimerà i Álvaro, 1990).

L'evolució de la sedimentació mesozoica es va desenvolupar en dos estadis de rift i dos estadis de postrift (Salas *et al.*, 1992; Salas i Casas, 1993): i) l'estadi de rift Triàsic (Permià superior-Hettangià); ii) l'estadi de postrift Juràssic inferior-mitjà (Sinemurià-Oxfordià); iii) l'estadi de rift Juràssic superior-Cretaci inferior (Kimmeridgià-Albià mitjà); i iv) l'estadi de postrift Cretaci superior (Albià superior-Maastrichtià). Els estadis de rift, Triàsic i Juràssic superior-Cretaci inferior estan caracteritzats per dos estils tectònics

diferents. L'estadi de rift triàsic està caracteritzat per falles verticals de gran angle i l'estadi de rift Juràssic superior-Cretaci inferior caracteritzat per falles lístriques amb cabussament cap al sud.



**Figura 3.5.** Mapa geològic de la Cadena Ibèrica i les conques terciàries adjacents. Es mostra la localització del tall estructural de la figura 3.6 (Salas *et al.*, 2000).



**Figura 3.6.** Tall estructural esquemàtic a través del sector sud-est de la Cadena Ibèrica (de Salas *et al.*, 2000).

### 3.2.1. La Cadena Costanera Catalana

La Cadena Costanera Catalana està formada per grans blocs aixecats que impliquen el basament. La seva direcció varia entre N 70 E a N30 E i constitueix unes alineacions esglaonades que s'obren cap a l'est en forma d'"en-echelon" (Salas *et al.*, 1997). El basament hercinià està cobert de forma discordant per sediments des del Triàsic al Cretaci, dominats



principalment per carbonats. La deformació va començar a l'Eocè inferior-mitjà i va continuar fins a l'Oligocè superior. No hi ha sediments més joves en contacte amb les estructures de la Cadena Costanera Catalana (Anadón *et al.*, 1985). Durant el Paleogen la deformació de la Cadena Costanera Catalana, uns moviments transpressionals sinistres a llarg de les falles NE-SW, va donar lloc a l'aixecament dels blocs de basament a través d'unes falles inverses de vergència cap al NW. Les llesques de basament i la seva cobertura mesozoica van encavalcar-se al damunt dels sediments paleògens de la conca de l'Ebre (Anadón *et al.*, 1985; Guimerà, 1988; López-Blanco, 1996, Gómez, 1997; Figura 3.5).

### 3.2.2. La Cadena Ibèrica

La seva estructura general (Figura 3.5) mostra dos nivells tectònics. El nivell inferior constituït per el basament paleozoic i la seva cobertura sedimentària del Permià i Triàsic inferior i el nivell superior que comprèn sediments de la cobertura d'edat Juràssic, Cretaci i Terciari. Aquests dos nivells estan separats per un horitzó de desenganxament que són les argiles i evaporites del Muschelkalk mitjà i del Keuper. Aquest nivell de desenganxament és l'encavalcament basal de la cobertura superior deformada i l'encavalcament superior del basament. Falles majors NW-SE afecten el basament, sovint separant plecs de gran radi de corbatura, i sovint aquestes falles són falles normals mesozoiques que han estat deformades o invertides (Salas *et al.*, 2000). En algunes d'aquestes falles hi ha un moviment amb una component dextra que s'ha deduït de 1) estries en alguns plans de falla de la cobertura mesozoica (Guimerà, 1988), i 2) estructures en “gouges” de falla a les falles del basament associades amb làmines de basament que mostren una deformació transpressional (Colomer i Santanach, 1988). Els plecs i encavalcaments de direcció NW-SE formen sistemes d'encavalcaments imbricats que es desenvolupen a la cobertura mesozoica. Aquests sistemes tenen un doble sentit de desplaçament, cap al NE i cap al SW a la zona nord-est i sud-oest de la cadena, respectivament.

La geometria i la mida del sistema d'encavalcaments a la Cadena Ibèrica indica un horitzó de desenganxament localitzat a 7-11 km de profunditat. L'escurçament de la cobertura no és consistent amb l'escurçament cortical, calculat en  $75 \text{ km} \pm 12 \text{ km}$ , ni amb una escorça de 43 km de gruix. Per tal d'explicar aquesta escorça tant gruixuda s'han suggerit mecanismes de deformació dúctil (Guimerà *et al.*, 1996) i una zona de subducció incipient relacionada amb un sistema de *pop-up* profund (Salas i Casas, 1993).

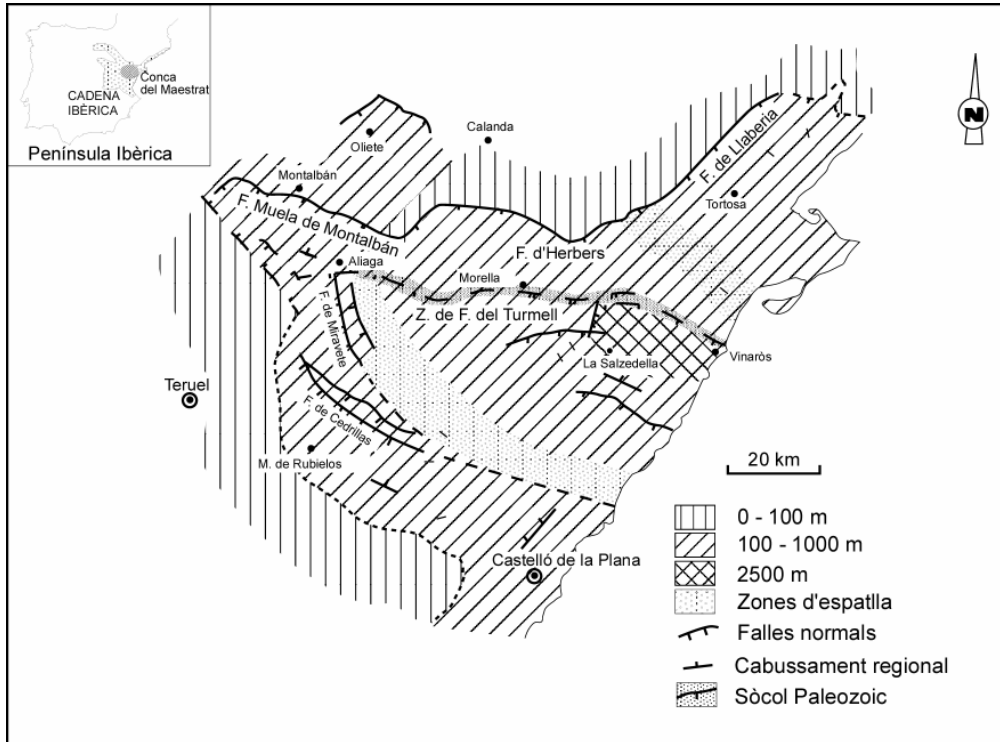
### 3.2.3. La Zona d'Enllaç

La Zona d'Enllaç connecta la Cadena Costanera Catalana, de direcció NE-SW amb la Cadena Ibèrica, de direcció NW-SE. Aquesta zona es va desenvolupar durant el Paleogen degut a la inversió de la conca mesozoica del Maestrat (Figura 3.5). La part més nord d'aquesta zona està caracteritzada per una alineació de plecs i encavalcaments de baix angle, de direcció E-W i vergència cap al N. Aquestes estructures involucren una seqüència mesozoica dominada principalment per carbonats, de fins a 5700 m de potència, que va ser desenganxada del seu substrat al nivell del Muschelkalk mitjà. El desplaçament horitzontal al llarg de làmines encavalcants horitzontals varia entre 1 i 10 km (Salas *et al.*, 2000). Aquestes làmines van encavalcar al damunt de les estructures de la Cadena Ibèrica i la Cadena Costanera Catalana i de la Conca de l'Ebre. Els sediments del Triàsic fins al Cretaci augmenten de potència des de la conca de l'Ebre fins a les parts més internes de la Zona d'Enllaç, definint la conca aixecada del Maestrat, que té una potència de rebliment sedimentari de fins a 5800 m.

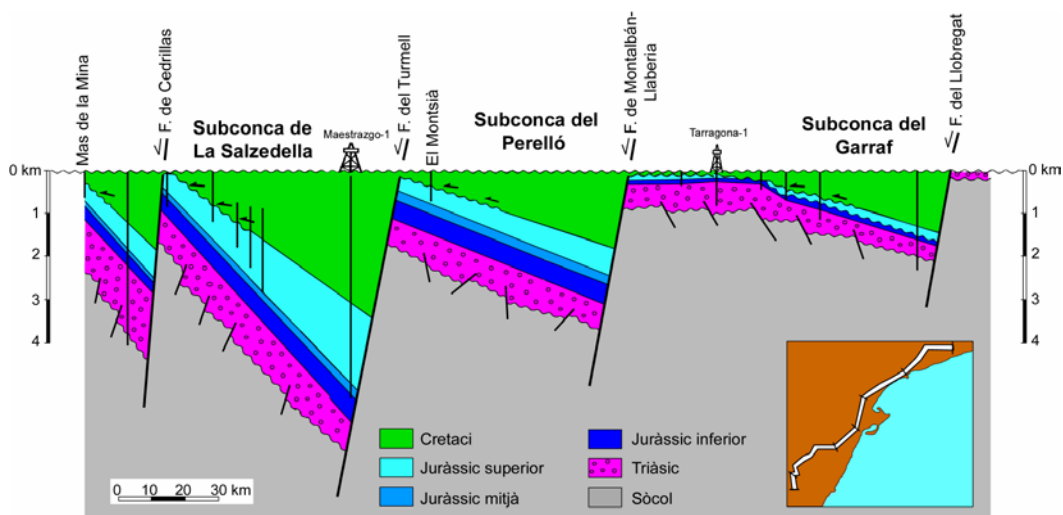
El registre mesozoic de la zona d'Enllaç es va desenvolupar com a resposta de dos estadis de rift principals (Salas i Casas, 1993). L'extensió cortical des del Permian superior fins a l'Hettangià va controlar potents acumulacions de sediments clàstics en el Buntsandstein, de carbonats, argiles i halites del Muschelkalk i de capes vermelles i evaporites del Keuper en una conca limitada per falles normals de gran angle (Figura 3.7 i Figura 3.8). Després de l'estadi de postrift Juràssic inferior-mitjà, el rift Juràssic superior-Cretaci inferior va estructurar la conca del Maestrat en quatre zones de falla principals que s'arrelen en els 1000 m d'argiles i sals del Muschelkalk mitjà (Figura 3.8, Salas i Guimerà, 1996; Salas *et al.*, 2000). A les àrees on el Muschelkalk és més prim, el sistema de falles s'arrela a l'horitzó de desenganxament del Paleozoic (Figura 3.9; Roca *et al.*, 1994). Durant la major part del rift del Juràssic superior-Albià mitjà el depocentre de la conca va estar situat a la part central de la conca del Maestrat. Durant l'estadi terminal del rift, a l'Albià inferior-mitjà, el depocentre es va desplaçar cap al marge de conca, on es van dipositar nivells de carbó. El Cretaci superior representa un estadi postrift de subsidència tèrmica.

Durant la inversió de la conca en el Paleogen, les falles preexistents van reactivar-se i es va desenvolupar un sistema de làmines encavalcants, utilitzant els nivells d'evaporites del Muschelkalk i del Keuper com a superfícies de desenganxament. La majoria de les estructures

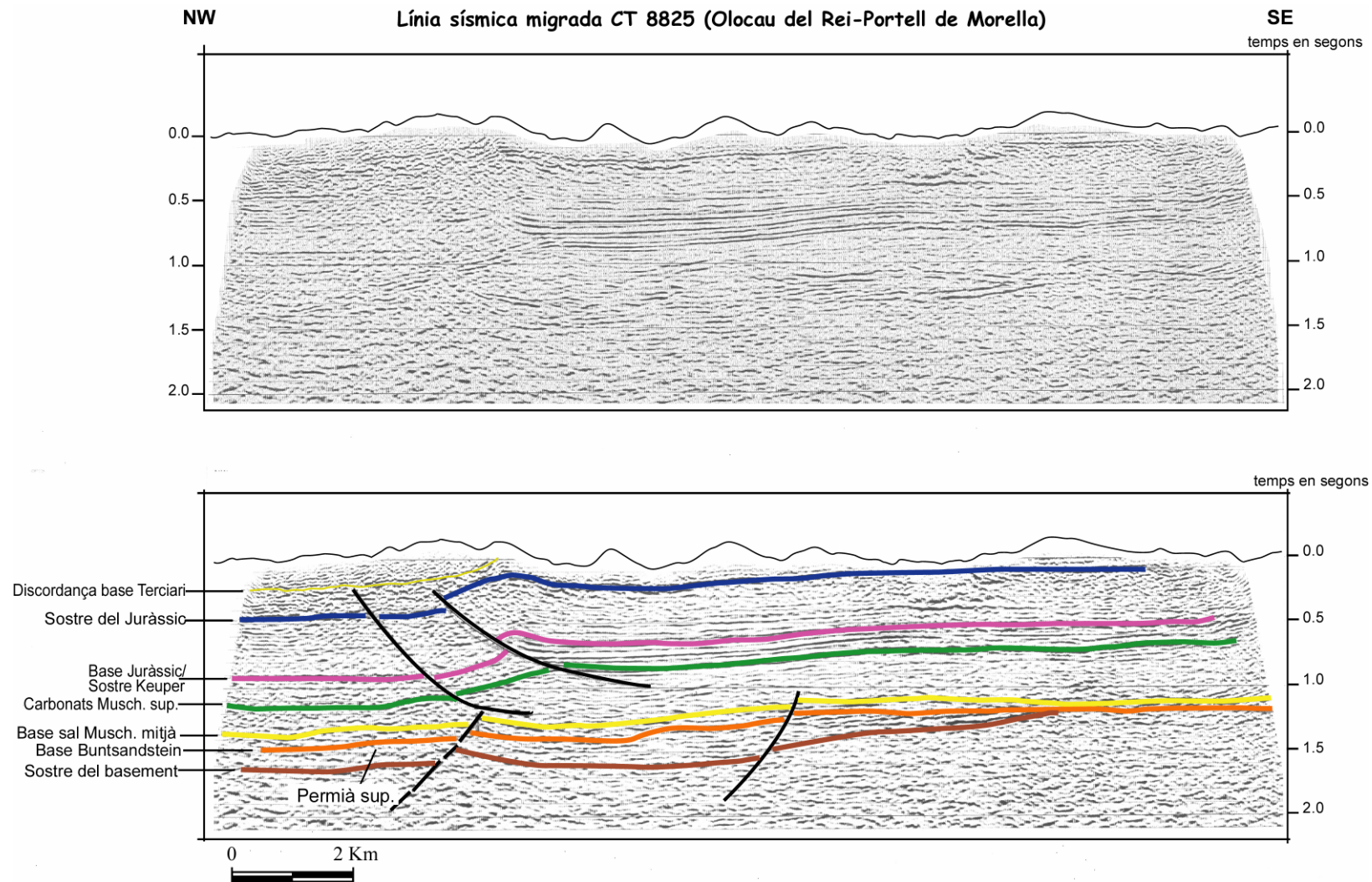
compressives es van desenvolupar durant el Paleogen superior, a la zona d'interferència entre la Cadena Costanera Catalana i la Cadena Ibèrica. L'escurçament cortical del Paleogen a la Zona d'Enllaç va ser de l'ordre de 15 km.



**Figura 3.7.** Mapa estructural simplificat de la conca del Maestrat durant el cicle de rift 2 Juràssic superior-Cretaci inferior. Aquest rift va estructurar la conca en quatre zones de falla principals i algunes subconques (Salas *et al.*, 2000).



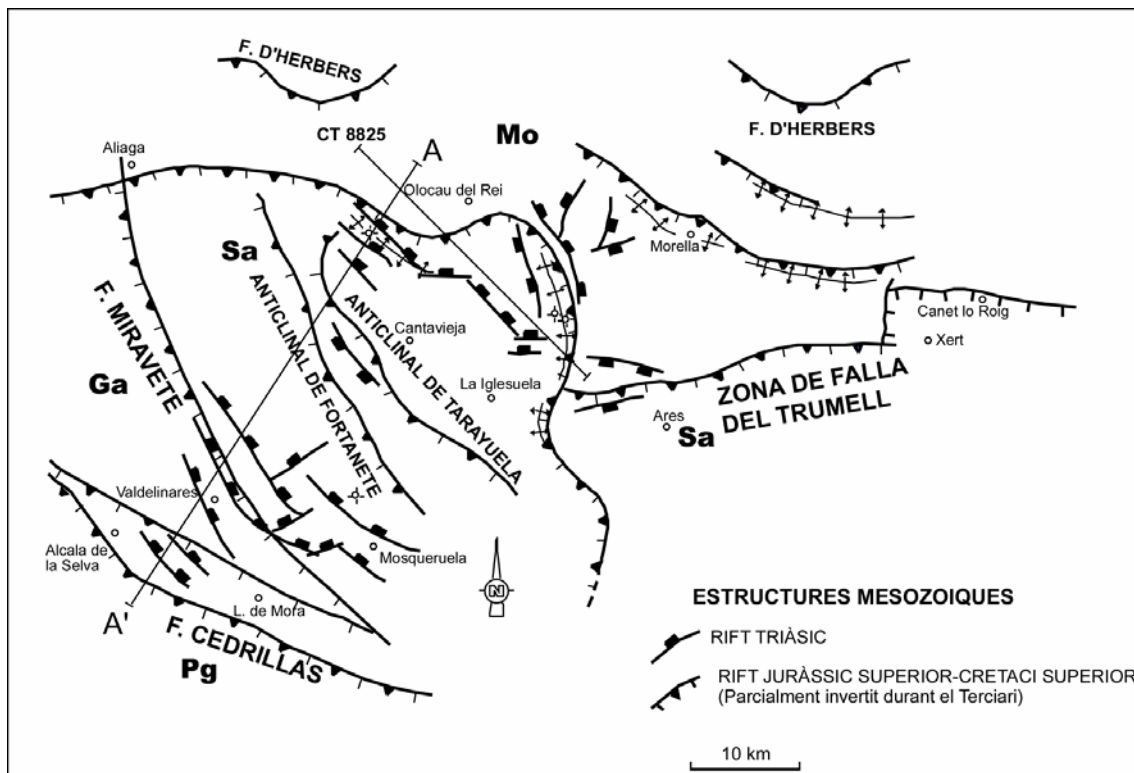
**Figura 3.8.** Tall estructural restituït de les conques del Maestrat i de Garraf, mostrant les principals subconques i zones de falla. El datum és la discontinuïtat D4 de l'Albià superior (Salas *et al.*, 2000).



**Figura 3.9.** Línia sísmica migrada (CT 8825) realitzada per la companyia Shell el 1988. En la interpretació s'observen les falles lístriques que s'arrelen al nivell de sals del Muschelkalk mitjà. Situació a la Figura 3.10.

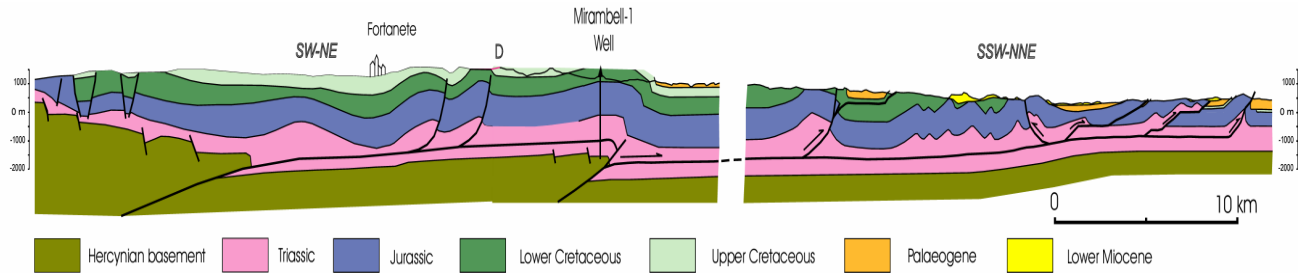
### L'estructura del rift Triàsic de la Zona d'Enllaç

L'estructura triàsica (Figura 3.10 i Figura 3.11) està caracteritzada per un sistema de falles normals de gran angle de direcció NW-SE que deformen les roques del basament Paleozoic, les fàcies de la unitat del Buntsandstein i les unitats inferior i mitjana de les fàcies del Muschelkalk. A la zona de l'anticlinal de Bovalar, aquestes falles estan deformades i van virar a una direcció N-S, degut a la deformació compressiva a la part nord de la Conca del Maestrat. El desplaçament vertical d'aquestes falles pot superar 1 km (Salas *et al.*, 1997; Salas *et al.*, 2000).



**Figura 3.10.** Estructures del rift Triàsic i el rift Juràssic superior-Cretaci inferior de la Conca del Maestrat (Salas *et al.*, 1997).

El Muschelkalk mitjà, representat majoritàriament per evaporites i lutites, es presenta potent en dues àrees: 1) a l'oest de la subconca de la Salzedella (regió de Fortanete) i 2) a la subconca de Morella sota la *fold-array* de la Zona d'Enllaç (regió d'Olocau del Rei-El Boixar). L'extrema variabilitat de potència de les evaporites és el resultat d'una elevada subsidència diferencial, controlada per el gran desplaçament vertical de les falles del Triàsic (Salas *et al.*, 2000).



**Figura 3.11.** Tall estructural parcialment compensat del sector occidental de la conca del Maestrat. La localització del tall està a la Figura 3.10 (Salas *et al.*, 1997).

### L'estructura del rift Juràssic superior-Cretaci inferior

Més en detall, l'etapa de rift Juràssic superior-Cretaci inferior es pot dividir en quatre estadis evolutius: 1) rift inicial (Oxfordià terminal-Titònic basal), 2) rift moderat (Titònic inferior-Titònic terminal), 3) rift intens (Berriasià) i 4) rift final (Valanginià inferior), que constitueix la subsidència tèrmica.

L'estructura extensiva generada durant aquest segon estadi de rift Mesozoic està caracteritzada per un sistema de falles lítriques amb cabussament cap al sud, que van dividir la Zona d'Enllaç en diversos blocs. Aquests blocs van controlar set subconques (Oliete, Aliaga, Morella, Perelló, Galve, La Salzedella i Penyagolosa). S'han reconegut quatre zones de falla mesozoiques invertides de direcció ESE-WNW (Figura 3.7 i Figura 3.8) i altres elements estructurals mesozoics invertits, a partir de la potència i distribució de fàcies en seccions restituïdes, mapes geològics, límits entre superfícies, dades sísmiques i de pous i logs, etc (Salas i Guimerà, 1996). La preservació d'algunes estructures extensives del Mesozoic (Roca *et al.*, 1994; Salas *et al.*, 1995) va ser especialment útil per l'anàlisi de la deformació.

Zona de Falla del Turmell: la zona de falla del Turmell és un sistema segmentat de falles normals de direcció E-W i cabussament cap al S, que va ser desplaçat transversalment per falles esgraonades o rampes (Figura 3.7 i Figura 3.8), les quals van jugar durant el Juràssic superior-Cretaci inferior. Al bloc superior de les falles es van formar les subconques de la Salzedella i de Galve (Figura 3.7), i el bloc inferior va actuar com a paleoalt entre aquestes subconques i les subconques de Morella i Aliaga, al nord de la falla. La zona de falla del Turmell involucra basament paleozoic, tal i com s'ha deduït de les seccions transversals

restituïdes de la zona de falla (González *et al.*, 1994; Guimerà *et al.*, 1996) i de la interpretació sísmica.

La inversió de la zona de falla del Turmell va ser més intensa a l'oest del segment de Aliaga-Mirambell i al replà de falla de Bovalar que al segment est, que va fracturar la subconca de la Salzedella en dos mantells d'encavalcament principals, l'oest i l'est. El mantell de l'oest (Zona de Mirambell-Mosqueruela) preserva la última superseqüència del Cretaci superior (postrift) i comprèn encavalcaments de direcció NW-SE associats amb el bloc superior de l'anticlinal de Mirambell (Figura 3.11) i la rampa d'encavalcament obliqua (N-S) relacionada amb el bloc superior de l'anticlinal de Bovalar (Figura 3.12). El mantell de l'est (Zona de La Salzedella-Sant Mateu) mostra uns tascons estratigràfics d'escala quilomètrica amb forma de ventall del Juràssic superior-Cretaci inferior que augmenten de potència cap al nord contra la zona de falla del Turmell. Aquest mantell gairebé no preserva cap estructura de la superseqüència de postrift del Cretaci superior. Malgrat que no hi ha cap evidència superficial, el segment de Ares de la zona de falla del Turmell sembla invertit a les línies sísmiques, i sembla estar controlat per l'estructura del basament paleozoic (Salas *et al.*, 1997; Salas *et al.*, 2000).

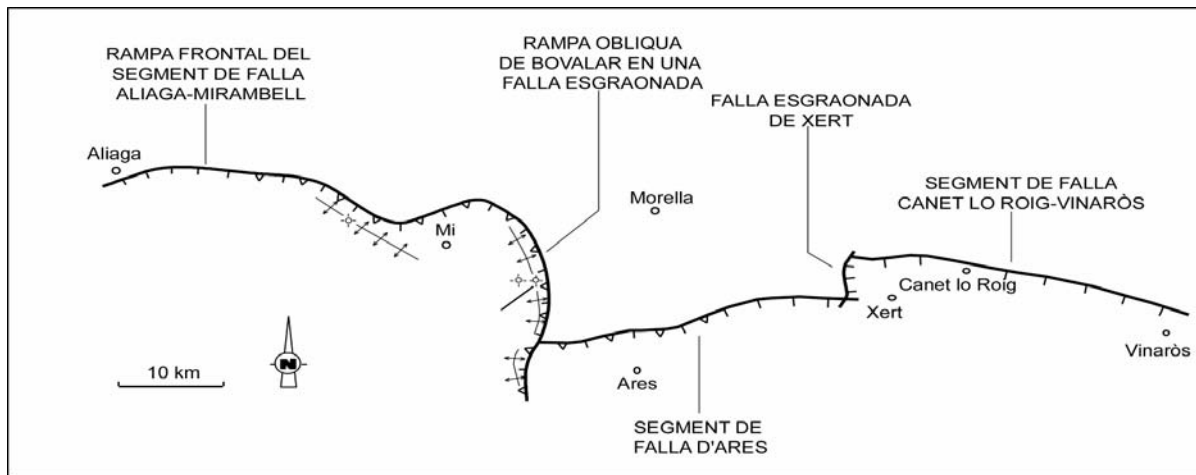
Zona de falla de Cedrillas: la zona de falla de Cedrillas era una falla normal amb cabussament cap al sud (Figura 3.7 i Figura 3.8). El salt del cabussament del bloc superior va formar la subconca del Penyagolosa (actualment és la muntanya de Penyagolosa), i el seu bloc inferior va actuar de paleoalt entre aquesta subconca i la subconca de la Salzedella (Salas *et al.*, 1997).

Zona de falla de La Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia: (Figura 3.7 i Figura 3.8). Aquesta zona de falla està constituïda per un sistema de falles normals amb cabussament cap al sud que va actuar al Juràssic superior-Cretaci inferior. El desplaçament dels blocs superiors va generar les subconques de Morella, Aliaga i el Perelló. Aquestes dues últimes subconques van ser respectivament individualitzades de la subconca de Morella pels paleoalts de Ejulve i Montsià-Ports de Beseit. El bloc inferior d'aquesta zona de falles té una secció de Cretaci inferior a 100 m o bé nul (Salas *et al.*, 1997; Salas *et al.*, 2000).

Zona de falla de Miravete (Figura 3.7 i Figura 3.8). Aquesta falla va actuar com a falla normal seguint una direcció NNE-SSW, i cabussant cap a l'oest. Aquesta zona de falla va fer baixar el bloc de l'oest limitant la subconca de Galve a l'oest amb la subconca de la Salzedella a



l'est. La inversió i deformació d'aquesta falla normal va donar lloc a l'anticlinal N-S de bloc superior de Miravete (Salas *et al.*, 1997).



**Figura 3.12.** La inversió de la zona de falla del Turmell va tenir lloc a la seva part més occidental, i està constituïda per segments de falles invertides formant rampes frontals i de falles esgraonades formant rampes obliques (Salas *et al.*, 1997).



### 3.3. ESTRATIGRAFIA I SEDIMENTOLOGIA DEL JURÀSSIC SUPERIOR I CRETACI INFERIOR

El registre estratigràfic del Mesozoic a la Conca d'Ibèria està dividit en quatre principals seqüències deposicionals o superseqüències (Figura 3.13) (Salas, 1985, 1987, 1989; Salas *et al.*, 1992; Salas i Casas, 1993): 1) Triàsic (Permià-Rhaetià), 2) Juràssic (Hettangià-Berriasià), 3) Cretaci inferior (Berriasià terminal-Albià mitjà) i 4) Cretaci superior (Albià superior-Maastrichtià). Aquestes superseqüències estan limitades per cinc disconformitats regionals (D1 a D5). D1 correspon a una discordança angular que trunca roques paleozoiques plegades durant l'orogènia varisca i que està coberta per clàstics del Buntsandstein (Permo-Triàsic). D2 és una disconformitat que separa les bretxes del Lias de les roques del Triàsic. D3, D4 i D5 són discontinuïtats regionals associades a un truncament erosiu i una carstificació sovint amb entrades de dipòsits siliciclàstics a les parts més marginals de la conca. Disconformitats d'ordre menor limiten trenta-nou seqüències deposicionals a l'interval Permià terminal-Maastrichtià.

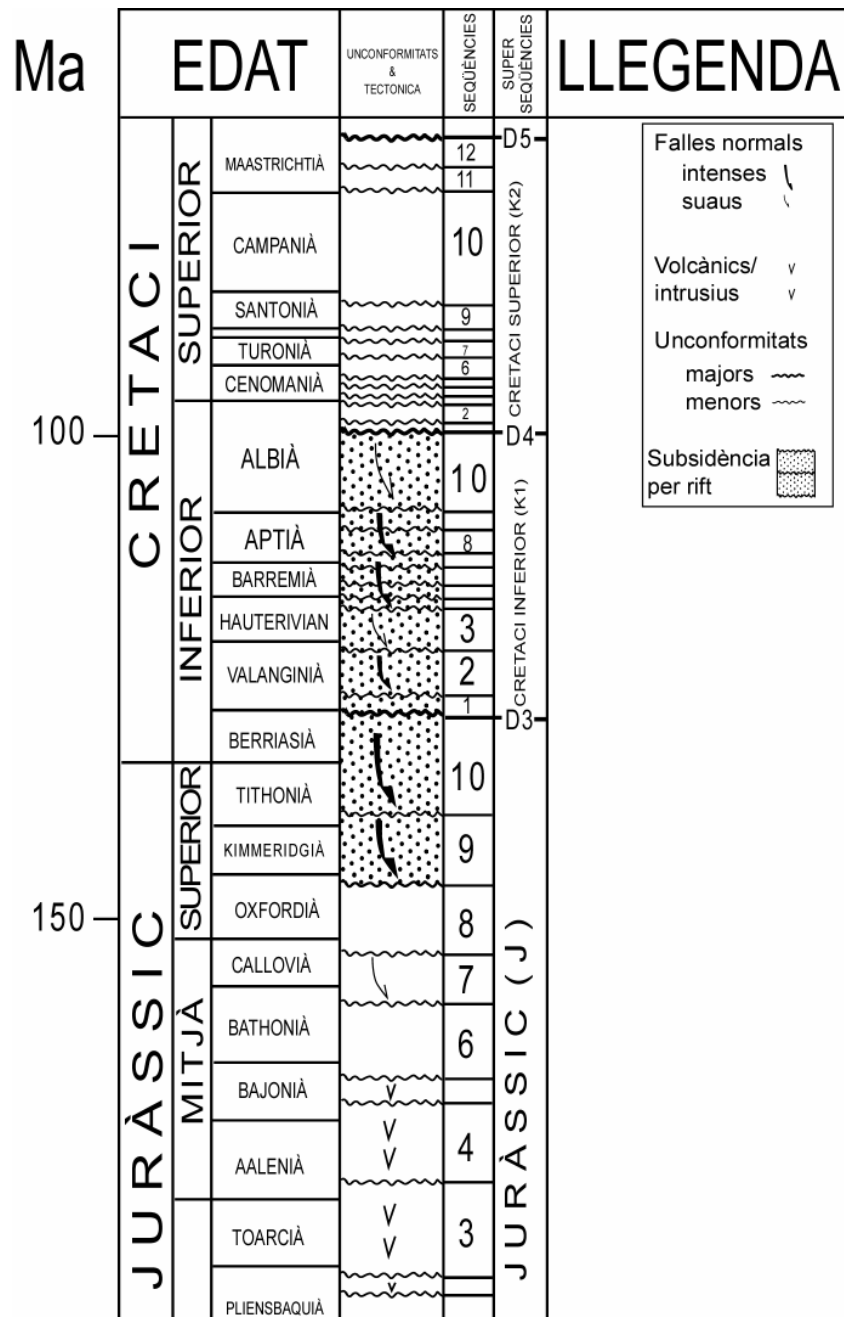
#### 3.3.1. La superseqüència juràssica

Dins la superseqüència juràssica (Hettangià-Berriasià) s'han identificat onze seqüències deposicionals i són reconegudes com a J.1 a J.11 (Salas i Casas, 1993). Les seqüències del Juràssic inferior i superior han estat ben correlacionades a tota la conca d'Ibèria (fins a 2.5 km de sediment). El sector central de la conca d'Ibèria va jugar el paper de alt paleotopogràfic durant el Juràssic mitjà. Els límits de les discontinuïtats d'aquestes seqüències són coincidents amb els que van proposar a la corba d'Exxon. De totes maneres, el número de seqüències deposicionals definides a la corba d'Exxon és lleugerament superior. En molts casos, les seqüències del Juràssic definides a la conca d'Ibèria són més semblants als supercicles proposats a la corba Exxon que els seus cicles de tercer ordre (Giner, 1980; Salas, 1987; Aurell, 1990; Salas *et al.*, 2000).

#### 3.3.2. La superseqüència cretàica inferior

S'han observat variacions laterals significatives a la superseqüència del Cretaci inferior (Berriasià terminal-Albià mitjà; Salas i Casas, 1993). La successió més completa s'ha observat a la conca del Maestrat (fins a 2,5 km de sediments). S'han definit fins a onze seqüències deposicionals (des de la K1.1. a la K1.11). Algunes d'aquestes seqüències es

poden correlacionar cap a l'est a el sector central de la conca d'Ibèria, on l'estadi neocomià no està completament enregistrat. A la conca de Cameros –on la majoria són unitats continentals– al damunt de les dues seqüències superiors del Juràssic (J1.10 i J1.11), no s'han reconegut disconformitats menors a l'interval Berriasià terminal-Aptià (Salas, 1987; Alonso i Mas, 1990; Salas *et al.*, 2000).



**Figura 3.13.** Columna estratigràfica de la Conca d'Ibèria, mostrant els estadis principals de formació de la conca, basant-se amb l'estratigrafia seqüencial, la biostratigrafia i l'anàlisi de subsidència (Salas *et al.*, 2000).

### 3.3.3. Estratigrafia de l'interval Oxfordià-Berriasià

L'Oxfordià i Berriasià (de fins a 1800 m de potència) està format per 3 seqüències de dipòsit (J8, J9 i J10) definides formalment per Salas (1987).

La seqüència de dipòsit (SD) oxfordiana (Figura 3.14) està formada per una sola unitat litostratigràfica: la Fm. de calcàries amb esponges de Iàtova. Aquesta unitat, formalment definida com a membre per Gómez (1979), i redefinida com a formació per Salas (1987) va ser identificada a la Cadena Ibèrica i Cadena Costanera Catalana per Giner (1980). La Fm. de Iàtova està formada per calcàries micrítiques i bioclàstiques amb predomini de restes d'espongiàrids, i també ammonits, belemnits i força foraminífers (fins a 20 m). El límit inferior de la SD J8 està marcat per una important discontinuïtat que es va formar en relació a fenòmens de corrosió submarina i/o exposició subaèria, amb edafització i carstificació del substrat (Salas, 1989). El límit superior de la SD de l'Oxfordià està format per una superfície d'inundació subaèria (“drawing unconformity”).

La SD de l'Oxfordià és present en el domini meridional de la Cadena Costanera Catalana, concretament Tivissa, a la Serra de la Creu, on arriba a la potència màxima de 40 m amb fàcies calcarenítiques i en els Ports de Beseit que està representada per dipòsits força potents (fins a 25 m), però que van aprimant-se progressivament cap a l'oest (fins a 10 m). També es troben més al sud, a la Zona de l'Alt Maestrat (Atzaneta del Maestrat i Vistabella del Maestrat).

La gran extensió lateral (més de 100 km) i la gran homogeneïtat de les fàcies, així com la manca d'*slumps* o dipòsits de tal·lús que indiquin la existència de pendents deposicionals han permès encaminar la interpretació del model deposicional la seqüència de dipòsit de l'Oxfordià cap a una plataforma de carbonats de tipus rampa homoclinal (Ahr, 1973; Read, 1985) que s'obriria cap al sud (Salas, 1989).

La SD kimmeridgiana (J9) està constituïda per 3 unitats litostratigràfiques amb el rang de formacions: 1) Fm. de margues de Sot de Xera, 2) Fm. de calcàries de Polpís i 3) Fm. de margues del Mas d'Ascla (Salas, 1987). Cada una d'elles passa lateral i verticalment a la seva immediata superior (Figura 3.14).

La Fm. de calcàries de Polpís presenta el seu màxim desenvolupament a la localitat tipus (La Salzedella-Santa Magdalena de Polpís). Lateralment equival a la Fm. de Loriguilla

de Gómez (1979). Està formada principalment per fangs carbonatats amb estratificació d'ordre decimètric i estratocreixent, amb un màxim de 400 m de potència. El seu contingut fòssil és escàs, encara que de manera localitzada s'hi disposen acumulacions de bioclastes (braquiòpodes, equínids, bivalves...). A la Serra d'Encanes (La Salzedella) s'hi ha identificat esculls d'esponges. Les calcàries de la Fm. Polpís s'aprimen considerablement cap a l'oest, fins a uns 200 m de potència a Vistabella del Maestrat i fins a 150 m a la Serra de l'Esparreguera (Torre d'En Bessora) i 60 m a Argelita.

En el depocentre de la conca del Maestrat (La Salzedella-Santa Magdalena-Alcalà de Xivert) la Fm. Polpís està recoberta de forma transicional per l'unitat margosa de la Fm. del Mas d'Ascla (Salas, 1987), existint entre elles una relació de pas lateral i vertical a nivell de conca (Figura 3.14). La Fm. del Mas d'Ascla està formada per fangs argilosos i llims, que alternen amb intercalacions de margues (fins a 300 m). El contingut en fauna generalment és molt escàs i el fòssil més abundant és un bivalve petit (*Gervillella*) que es sol trobar en forma de motlle, petits ostreïds, crinoids, restes de peixos i a la part superior foraminífers bentònics. El terç superior de la unitat és una recurrència a les litofàcies de la unitat infrajacent (Fm. de Polpís), amb poques intercalacions margoses i amb el progressiu augment cap a sostre de components marins soms, organitzant-se en macroseqüències de somerització.

En el sector nord-oriental de la Zona d'Enllaç, la base de la SD J9 està formada per una unitat margosa: la Fm. de margues de Sot de Xera. En els Ports de Beseit aquesta unitat està constituïda per 15-20 m de margues fosques amb passades de margocalcàries molt riques en glauconita. Per sobre s'hi disposen, de forma gradual, les calcàries micrítiques laminades i taulejades de la Fm. de Polpís.

El límit basal de la SD del Kimmeridgià és la discontinuïtat finioxfordiana que s'ha descrit prèviament. El límit superior és una discontinuïtat infratitònica que és força difícil de reconèixer degut a la situació relativament distal i amb taxa de subsidència molt elevada de l'àrea estudiada (Salas, 1989).

A la Cadena Costanera Catalana els materials d'aquesta SD, així com la resta del Malm, solen estar afectats per una intensa dolomitització (Salas, 1989).

El model deposicional deduït (Salas, 1989) per la seqüència de dipòsit del Kimmeridgià és d'una plataforma de carbonats extensa, de tipus rampa distalment accentuada (*distally steepened ramp*) (Read, 1985) de més de 100 km de longitud. Els sectors més

marginals estarien ocupats per sediments margosos de prodelta de la Fm. Sot de Xera. Les fàcies de rampa més profunda i de tal·lús estarien constituïdes pels carbonats de la Fm. de Polpís i els sediments de conca estarien representats per les fàcies margoses de la Fm. del Mas d'Ascla.

La seqüència de dipòsit del Titònic-Berriasià està formada per dues unitats litostratigràfiques: la Fm. de calcàries de Bovalar i la Fm. de calcàries i dolomies de la Pleta (Salas, 1987), les quals es disposen amb una relació de pas lateral-vertical entre elles (Figura 3.14). La dolomitització d'aquests materials pot ser molt important, en el cas de la Cadena Costanera Catalana i de la Zona d'Enllaç. La Fm. de Bovalar equival a la Fm. Higuieruelas de Gómez (1979) de la resta de la conca Ibèrica, i la Fm. de La Pleta a la de Villar del Arzobispo de Mas i Alonso (1981).

Les calcàries de Bovalar estan formades per una successió carbonatada d'alternances de *wackestones-grainstones* que s'ordenen en successions de somerització (fins a 925 m). El tram final (fins a 250 m) es presenta amb fàcies més micrítiques i margoses, amb els trams calcarenítics menys potents i espaiats, constituint el Mb. Calcàries i margues del Barranc d'En Carro (Figura 3.14). El tram basal és dolomític i immediatament per damunt hi apareixen : *Anchispirocyclus lusitanica*, *Pseudocyclamina*, *Trocholina*, *Nautiloculina*, miliòlids, textulàrids, etc. També hi ha abundants algues dascicladals (*Clypeina jurasica*) i codiàcies (*Cayeuxia*).

Al Massís de Garraf i al Montmell, a la Cadena Costanera Catalana, la seqüència de dipòsit del Titònic-Berriasià està representada únicament per la Fm. de la Pleta. Aquesta unitat a la seva localitat tipus (camí de la Pleta, Massís de Garraf) està formada per fangs carbonatats laminats i dolomicrites també laminades, disposats en bancs d'ordre decimètric i mètric.

La SD J10 està limitada a la seva part inferior per la discontinuïtat infratitònica descrita anteriorment. El límit superior és una discontinuïtat subaèria i d'edat finiberriassiana. Es manifesta per entrades importants de terrígens siliciclàstics als marges de conca, superfícies d'erosió i relacions de disconformitat amb la base de la seqüència suprajacent i canvis bruscs a la sedimentació. La llacuna estratigràfica que comporta aquesta discontinuïtat pot abarcar el Valanginià i l'Hauterivià, sobretot en els sectors marginals de la conca on els

materials del Barremià descansen sobre els de la SD J10, més o menys erosionats i/o carstificats.

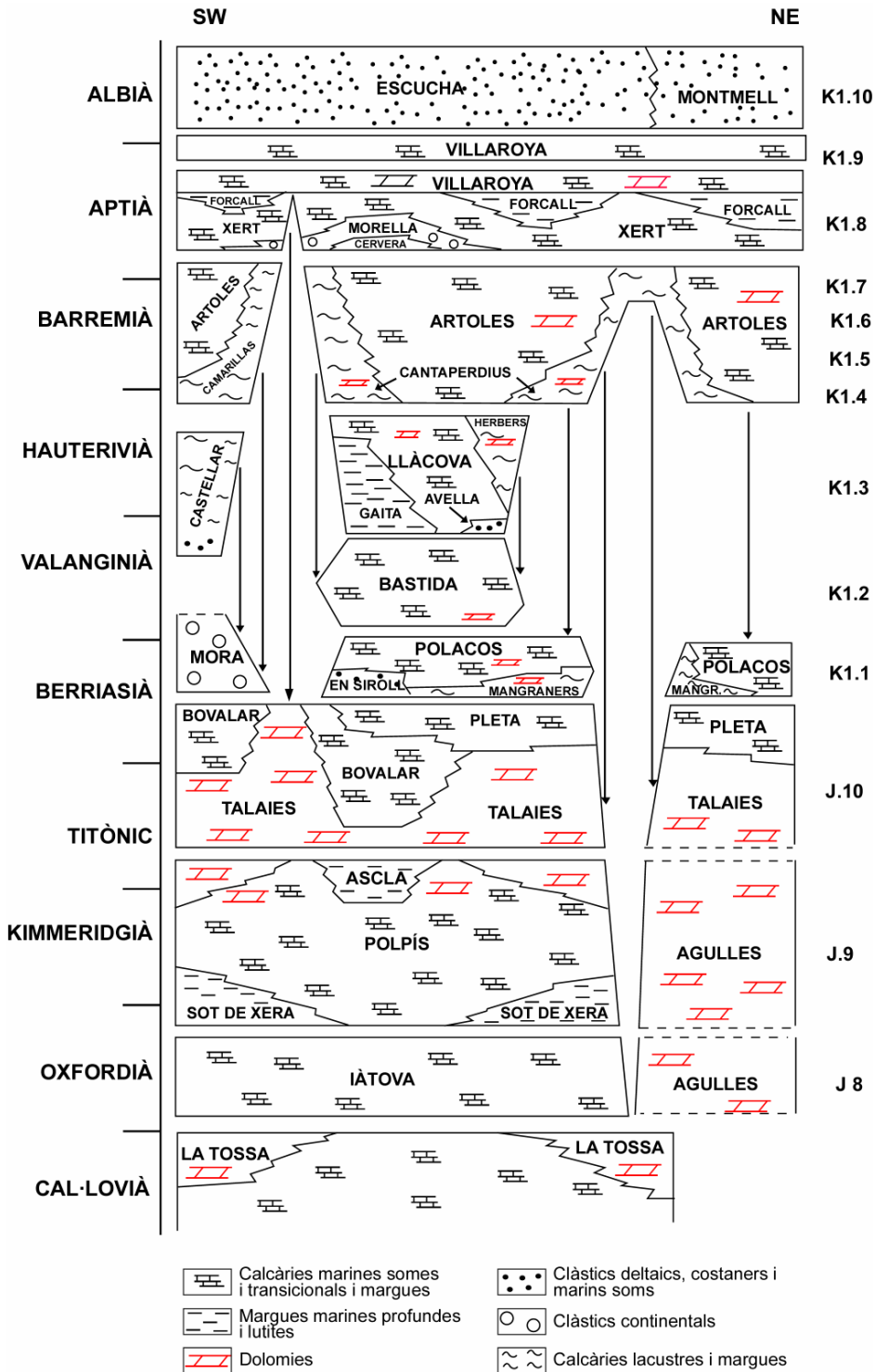
Durant la seqüència de dipòsit Titònic-Berriasià s'instal·la un tipus de plataforma de carbonats soma amb els medis deposicionals ben diferenciats. Per la distribució de fàcies es podria comparar al tipus de rampa homoclinal de Read (1985): extenses planes de marea (Fm. de la Pleta) parcialment dolomititzades, que estan limitades per complexos de barrera de bancs oolítics marginals calcarenítics (*shoals*) (Fm. de Bovalar) amb les fàcies associades de lagoon, que passen a fàcies més obertes de dominis més marins amb *Calpionella* (Salas, 1989).

### 3.4. ELS SISTEMES DEPOSICIONALS DE L'ETAPA DE RIFT JURÀSSIC SUPERIOR-CRETACI INFERIOR

L'estadi de rift del Juràssic superior-Cretaci inferior a la Conca d'Ibèria reflecteix una destrucció progressiva de la plataforma del Juràssic inferior i mitjà i el desenvolupament d'un nou sistema de conques extensives, les quals s'inclouen Cameros, Maestrat, Columbrets i les conques de sud d'Ibèria. Aquestes conques estan sobreposades discordantment al rift Triàsic. Els registres estructurals i sedimentaris d'aquestes conques del Juràssic superior-Cretaci inferior permet distingir tres fases principals de subsidència tectònica (Salas *et al.*, 2000) i tretze seqüències deposicionals (J9, J10 i K1.1 a K1.10, Figura 3.13).

Els sistemes deposicionals sinrift del Juràssic inferior-Cretaci superior es caracteritzen per un predomini de carbonats marins soms que van ser únicament desplaçats per clàstics deltaics durant l'Aptià inferior i Albià (Figura 3.14, Salas, 1989; Salas *et al.*, 1995; Salas *et al.*, 2000). El conjunt del rifting va coincidir amb un significat augment del nivell del mar. Una subsidència ràpida del conjunt de blocs basculats va donar lloc a una ràpida acumulació de fins a 50 m de rampa carbonatada d'aigües somes rica amb esponges de l'Oxfordià (J8) i a l'acumulació de fins a 300 m de margues anòxiques de conca del Kimmeridgià (Fm. Mas d'Ascla) a les conques de bloc superior. Lateralment aquestes passen a capes menys potents de fangs carbonatats i construccions d'esponges que recobrien les crestes dels blocs de basament prerift fracturats (J9) (Salas i Casas, 1993). La seqüència del Titònic-Berriasià (J10) està formada per plataformes de carbonats caracteritzades per esplanades de marea barrades per bancs oolítics-bioclàstics, que passen cap a centre de conca a calcàries amb *Calpionella*, de fins a 1000 m de potència. Les seqüències del Valanginià al Barremià (K1.1 a K1.7), amb 1500 m de potència estan formades, als marges de conca, per fàcies estuarines amb grans descàrregues d'aigua dolça i barreja d'aigües marines molt somes, on la producció de carbonats està dominada per mol·luscs i algues calcàries. També són abundants els bancs oolítics-bioclàstics marginals i els bioconstruccions coralgals. L'Aptià inferior (la part basal de K1.8) està format per 100 m d'un complex deltaic de baix nivell (LST) dominat per marees, i pels dipòsits de la part alta d'una plana deltaica que són rics en restes de dinosaures (Fm. de Morella). Durant l'Aptià (K1.8-K1.9) romanien les condicions marines i es va desenvolupar ràpidament la progradació de plataformes carbonatades d'aigües somes caracteritzades per la presència d'orbitolines, algues calcàries i rudistes, amb una

potència de fins a 1100 m. La seqüència de l'Albià inferior-mitjà (K1.10) consisteix en un sistema deltaic influenciat extensivament per les mareas, de fins a 500 m de potència, que conté capes de carbó (Fm. Escucha; Querol *et al.*, 1992).



**Figura 3.14.** Diagrama cronolitostratigràfic per la Zona d'Enllaç durant el cicle de rift Juràssic superior-Cretaci inferior, mostrant els ambients deposicionals, els noms de les formacions, les divisions en seqüències deposicionals i les formacions que han estat dolomititzades (Salas *et al.*, 2000).



**4. LES DOLOMIES I LES DESDOLOMIES  
MESOZOIQUES DE LA ZONA D'ENLLAÇ I LA  
CADENA COSTANERA CATALANA**

En aquest apartat es descriuen els principals trams dolomítics del Mesozoic a la Zona d'Enllaç i a la Cadena Costanera Catalana, fent referència al tipus de dolomia que es tracta i als materials als quals reemplaça, les principals característiques petrològiques i la interpretació del mecanisme de dolomitització que altres autors han proposat.

Després d'una visió general dels trams dolomítics del Triàsic i del Juràssic inferior i mitjà, es passa a fer una revisió històrica de l'estudi de les dolomies del Juràssic superior-Cretaci inferior, les quals són l'objectiu principal d'aquest treball.

#### 4.1. DOLOMIES DEL TRIÀSIC

---

El Triàsic de la Cadena Costanera Catalana comprèn sis unitats litostratigràfiques (Virgili, 1958; Marzo y Calvet, 1985) que de base a sostre són: Buntsandstein, Muschelkalk inferior, Muschelkalk mitjà, Muschelkalk superior, Keuper i Formació d'Imón. La potència del conjunt oscil·la entre 500 i 800 metres.

La potència del Muschelkalk inferior de la Cadena Costanera Catalana varia des de 70 m en el sector més nord oriental a més de 120 a les àrees més sud occidentals. El Muschelkalk inferior s'ha dividit (Calvet i Ramón, 1987; Ramón i Calvet, 1987; Calvet *et al.*, 1990; Henton, 1990) en quatre unitats que de base a sostre són: (1) Calcàries i/o dolomies laminades de El Brull, (2) Calcàries bioclàstiques d'Olesa, (3) Calcàries bioturbades de Vilella Baixa i, (4) Dolomies blanques de Colldejou. Les unitats de El Brull, Olesa i Vilella Baixa poden presentar-se parcial o totalment dolomititzades formant paquets de dolomies grises. Una discontinuïtat regional separa aquestes dolomies grises de la suprajacents, les Dolomies blanques de Colldejou

Les dolomies grises són dolsparites idiomòrfiques amb cristalls euèdrics i subèdrics de 30 a 200  $\mu\text{m}$ , que reemplacen a sediments carbonatats d'una àmplia varietat d'ambients (perimareals, de lagoon, de barrera; Calvet i Ramón, 1987, Henton, 1990). El grau de dolomitització és local. Els cossos dolomítics tenen una forma lenticular a escala regional i unes dimensions de 250 km de llargària i una potència d'entre 5 i 80 m. L'aspecte d'aquestes dolomies és massiu i no s'hi observen estructures sedimentàries, ni estan associades a minerals evaporítics. Se'ls atribueix un origen a partir de fluids de caràcter descendent, possiblement relacionats amb les salmorres evaporítics que originarien els dipòsits evaporítics del Muschelkalk mitjà, i s'haurien format a les primeres etapes d'enterrament.

Les dolomies blanques que es coneixen com a unitat de Colldejou (Calvet i Ramón, 1987). Es tracta de dolmicrites formades per cristalls euèdrics i subèdrics de 7-21  $\mu\text{m}$  i la fàbrica de la roca és pervasiva, parcialment destructiva. Aquestes dolomies reemplacen materials carbonatats d'ambients restringits (sabkha, perimareal...). S'hi preserven els motlles d'evaporites i algunes estructures sedimentàries. La geometria dels cossos dolomítics és

tabular a escala regional. L'origen que se'ls atribueix a aquestes dolomies és hipersalí i perimareal com els models proposats per Zenger (1972b); Mc Kenzie *et al.* (1980).

La potencia del Muschelkalk superior de la Cadena Costanera Catalana varia d'uns 100 m en el sector nord oriental a més de 140 m a las àrees més septentrionals. El Muschelkalk superior s'ha dividit en diverses unitats (Calvet *et al.*, 1987, 1990), que en part són diferents, segons el domini analitzat. El Muschelkalk superior presenta diversos tipus de dolomies, que a l'àrea de Prades poden resumir-se en las dolomies que afecten a la Unitat Escullosa de la Riba i les Dolomies de la Unitat de la Pedra d'Alcover.

Les Dolomies de la Unitat Escullosa de la Riba presenten las següents característiques: a) aspecte massiu; b) el procés de dolomitització afecta a diverses litologies; c) la fàbrica reemplaçant (“*replacive*”) és la fàbrica dominant; d) texturalment són dolmicrosparites-dolsparites. Les Dolomies de la Unitat de la Riba presenten valors isotòpics en general positius del  $\delta^{13}\text{C}$  i valors negatius (entre -1 i -5) de  $\delta^{18}\text{O}$ .

Les Dolomies de la Unitat de la Pedra d'Alcover presenten las següents característiques: a) estan estratificades i presenten estructures sedimentàries; b) presència de pseudomorfs de minerals evaporítics; c) presència de fauna anòxica; d) texturalment són dolmicrites. Les dolomies de la Unitat de la Pedra d'Alcover presenten valors negatius del  $\delta^{18}\text{O}$  i valors negatius del  $\delta^{13}\text{C}$  (entre 1- i -6). Els valors isotòpics de les Dolomies de la Unitat de la Pedra d'Alcover presenten una clara tendència vertical, des de valors negatius del  $\delta^{13}\text{C}$  fins a valors positius.

La Formació d'Imón està constituïda bàsicament por dolomies ben estratificades, i té una potència de 30 a 40 m. La Formació d'Imón, a la Cadena Costanera Catalana s'ha dividit en tres membres, que de base a sostre són: Membre de Dolomies, carnioles i lutites de Miravet, Membre de Dolomies d'Alfara, y Membre de dolomies teulejades de La Figuera.

La Formació d'Imón presenta bàsicament dos tipus de dolomies, que s'han anomenat Dolomies Grises (que presenten les mateixes característiques que les Dolomies Grises del Muschelkalk inferior) i Dolomies Blanques (que presenten les mateixes característiques que les Dolomies Blanques del Muschelkalk inferior).

## 4.2. DOLOMIES DEL JURÀSSIC INFERIOR I MITJÀ

---

En contacte amb el Keuper, hi reposen les dolomies taulejades de la Fm. de Imón. Es tracta de dolomies grises, disposades en capes de 10 a 60m, que contenen localment intercalacions d'argiles o dolomies argiloses. Són dolmicrites que han sofert una recristal·lització contemporània al dipòsit (IGME, 1985). Aquestes roques localment conserven algunes laminacions estromatolítiques, tenen porositat fenestral i han sofert processos diagenètics de calcificacions per microcarstificació. A partir de l'anàlisi de la fauna (Goy *et al.*, 1976) se li ha atribuït a aquesta unitat una edat de Triàsic superior (Retià). Giner (1980) les va descriure com a dolomies criptocristal·lines i dolsparites poiquilotòpiques que s'havien originat en els primers estadis eogenètics lligats a l'ambient deposicional.

En el Lias inferior les calcàries i dolomies taulejades de la Fm. de Cuevas Labradas, estan constituïdes per calcàries grises i beige ben estratificades i dolomies i calcàries dolomítiques beiges i grises disposades en capes mitges i grosses. La textura de les roques (Giner, 1980) és grollera. Al sector del Cap de Salou aquestes dolomies són dolsparites subèdriques amb fantasmes de grans de micrita i oòlits (Esteban, 1973). Es tracta de dolomies que reemplacen a dipòsits marins somers en transició amb ambients supramareals. A aquestes dolomies se'ls atribueix una edat de Hettangià-Carixià.

D'edat Lias superior Giner (1980) identificà un nou nivell dolomític lligat a zones de plataforma soma (Salou i Mas Riudoms). Es tracta de dolmicrites i dolsparites formades per cristalls anèdrics-subèdrics, equigranulars. Les interpretà com a dolomies formades en un procés post-deposicional associat al model de barreja d'aigües (model de *mixing-zone*, Badiozamani, 1973).

Les dolomies del Juràssic mig conegudes com a dolomies de la Fm. de La Tossa (Fernández-López *et al.*, 1996) tenen la seva localitat tipus a Tivissa. A la Fm. de La Tossa se l'hi ha atribuït una edat de Bajocià superior-Callovian mitjà (Figura 3.14). Aquesta formació està caracteritzada per tres trams de calcàries amb textura de mudstones localment dolomititzades. Els cossos dolomítics es disposen en bancs grollers, i la potència d'aquests cossos pot arribar fins a 200 m. Es tracta de dolomies massives grises, de gra groller. El contacte inferior del cos dolomític és gradual des de la Fm. de Cardó i el contacte superior és net i coincideix amb una discordança regional entre el Juràssic mig i Juràssic superior. En

aquest contacte s'hi reconeixen crostes d'oòlits ferruginosos irregulars i de tons rogencs. Per damunt hi ha la Fm. Serra de la Creu de l'Oxfordià mig-superior (Salas, 1987; Fernández-López *et al.*, 1996), caracteritzades per calcàries.

Altres localitats on es poden trobar aquestes dolomies a la Zona d'Enllaç són a la carretera de Paüls-Xerta (km. 6) i a les proximitats d'Horta de Sant Joan. També hi ha una petita franja a la Serra d'Irta (Castelló).

Les dolomies de la Fm. de la Tossa s'interpreten com l'equivalent lateral de la Capa de Arroyofrío (Gómez i Goy, 1979), i Simó (1985) les va atribuir a la Fm. de Campanillas distingida per Giner (1980).

Simó (1985) les dolomies de la Fm. de Campanilles (o dolomies de Fm. de La Tossa), les defineix com a secundàries i de complex origen genètic. El procés de dolomitització es manifesta "de arriba a abajo". Probablement la dolomitització va tenir lloc seguint el model de Dorag produït per barreja d'aigües meteòriques i aigües marines amb posterioritat a la sedimentació de l'unitat.

A la base del Malm (Oxfordià mig-superior) s'han descrit les dolomies del Coll del Vidre (Giner, 1980). Aquestes dolomies pertanyen al que Salas (1987) va anomenar seqüència deposicional de Vistabella (SD J3.2). Es tracta de l'equivalent lateral de les calcàries amb esponges de la Fm. de Iàtova. Aquestes dolomies s'interpreten com a relacionades amb alts paleogeogràfics (Salas, 1987). A les Cadenes Costaneres Catalanes es coneix com la base de les dolomies de la Fm. de les Agulles (Oxfordià superior-Kimmeridgià) (Salas, 1987) (Figura 3.14). La Fm. de les Agulles és una unitat de 150 m de potència constituïda per dolomies negres. Són dolsparites de mida entre 75 i 300  $\mu\text{m}$  i tenen una textura que varia des de xenotòpica a idiotòpica. Aquestes dolomies s'han interpretat com a dolomies pre-deposicionals o dolomies detrítiques (Salas, 1987).

### 4.3. DOLOMIES DEL JURÀSSIC SUPERIOR I CRETACI INFERIOR

---

Les calcàries de la Fm. de Polpís localment presenten tascons dolomítics. Aquesta Fm. fou definida formalment per Salas (1987) i equival a les ritmita calcària de la Fm. de Loriguilla de Gómez (1979). L'edat d'aquesta unitat és Kimmeridgià inferior (Figura 3.14).

A la Cadena Costanera Catalana es troba la Fm. de dolomies Superiors de Garraf (Titònic-Berriasià; Salas, 1987; Figura 3.14) que equivalen al tram superior de les Dolomies Negres d'Esteban (1973) i d'Esteban i Julià (1973). Aquesta formació té una potència d'aproximadament 150 m i està formada per dolomies grises. La mida dels cristalls de dolomita varia des de dolomies de gra fi a dolomies de gra mig i la textura és equigranular xenotòpica (Playà, 1998). La Fm. de dolomies Superiors de Garraf està associada a alts paleogeogràfics (Salas, 1987). Lateral i verticalment passa a les calcàries laminades i dolomies de la Fm. de La Pleta. Les dolomies de la Fm. de La Pleta s'interpreten a partir del mecanisme de *seepage-reflux* o bé com al mecanisme de bombeig per evaporació (*evaporite pumping*; Salas, 1987).

La Fm. de dolomies Superiors de Garraf per la seva situació estratigràfica és equivalent a la Zona d'Enllaç i la Cadena Ibèrica a la Fm. de calcàries de Bovalar i a la Fm. de dolomies de les Talaies (Salas, 1987; Figura 3.14).

Són nombrosos els autors que han fet menció de la existència d'una potent formació dolomítica en el trànsit Juràssic-Cretaci tan en el sector oriental de la Cadena Ibèrica com a la Cadena Costanera Catalana (Faura i Sans *et al.*, 1921; Bulard, 1972; Esteban, 1973; Robles, 1974; Canérot, 1974; Giner, 1980; Salas *et al.*, 1986; Salas, 1987; Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994). En general, la majoria d'autors han posat de manifest la irregularitat del sostre i de la base d'aquestes dolomies, les quals sovint s'han interpretat com productes diagenètics d'origen secundari. Els intents d'interpretar els processos diagenètics d'aquestes dolomies han estat fins a l'actualitat bastant escassos i a vegades s'han centrat només en aspectes parcials.

La Fm. de Dolomies de les Talaies va ser descrita formalment per Salas, 1987 donada la importància regional de la dolomia en el trànsit Juràssic-Cretaci. La secció de referència presa a l'Ermita de Sant Josep-Muntanya de Les Talaies, a la població de la Salzedella (Baix Maestrat). Aquesta formació equival a les dolomies de la Fm. del Morrot

Blanc de Giner (1980) i a les dolomies de la Fm. de la Roca Foradada de Robles (1982). Les dolomies de la Fm. de Les Talaies tenen una edat de Titònic-Berriasià. Aquesta unitat litostratigràfica és present des del Massís de Garraf fins a la Serra d'Espadà i es caracteritza per augmentar significativament la seva potència a les zones de llindars paleogeogràfics.

Aquestes dolomies estan reemplaçant total o parcialment les calcàries de la Fm. de Bovalar. Els cossos dolomítics presenten una geometria asimètrica, en forma de tascó i estan associats a fractures. La potència d'aquests cossos pot arribar fins a 150-200 m. Es tracta de dolomies generalment massives grises, de gra mig a groller. El contacte inferior del cos dolomític és gradual des de la Fm. de Polpís i localment la Fm. de Mas d'Ascla. El contacte superior és també gradual i es troba a l'interior de les calcàries de la Fm. de Bovalar. Les dolomies de la Fm. de Les Talaies presenten una extensió molt variable. Es presenten en grans paquets dolomítics a les zones d'alts paleogeogràfics i en petits paquets (fins a 2 km) a les zones del centre de conca.

Les dolomies de la Fm. de Les Talaies són l'objectiu principal d'aquest treball de tesi. A continuació es detallen els estudis més destacats que s'han realitzat fins al moment fent referència a aquesta formació.

El treball de Faura i Sans *et al.* (1921), mencionà l'existència d'una potent formació dolomítica que té fins a 500 m d'espessor en alguns punts, en el trànsit Juràssic-Cretaci.

Bulard (1972) a la seva tesis va fer un estudi del Juràssic mitjà i superior de la Cadena Ibèrica, en el marge amb la Conca de l'Ebre. Quan va fer l'estudi de la Cadena Costanera Catalana va definir el límit Juràssic superior-Cretaci inferior com a un pas progressiu que té lloc a l'interior d'una formació dolomítica. També mencionà unes dolomies al Juràssic mitjà i superior. Aquestes dolomies són massives i no tenen una continuïtat lateral tan important com les del Juràssic mitjà i superior. Segons Bulard aquestes dolomies, que tenen una potència aproximada de 100 m, reemplacen a unes calcàries grolleres i oolítiques d'origen indiscutiblement marí i d'edat Juràssic superior.

A la memòria elaborada per IGME del mapa geològic de la zona de Vinaròs (1985), es parla de dolomies que afecten la Conca del Maestrat, fent referència a unes dolomies d'edat Oxfordià-Kimmeridgià inferior i a unes altres dolomies d'edat Kimmeridgià superior-Portlandià, en sentit anglès que equival al Titònic-Berriasià de l'escala tetiana (Haq *et al.*, 1987). Les primeres són dolomies de color bru fosc, i les defineixen com dolomies i calcàries



dolomititzades (doloparites) completament estèrils. Les segones que corresponen a la Fm. de dolomies de les Talaies, són definides com a calcàries dolomititzades (dolomitització en taques) i dolomies, molt més freqüents a la base de la unitat. Aquestes últimes tenen una potència de 100-150 m i presenten microfàcies de dolmicrites amb algunes restes fòssils.

Esteban (1973) a la seva tesi doctoral sobre la petrologia de les calcàries del Cretaci del sector central de la Cadena Costanera Catalana, remarcà la presència d'un "sòcol dolomític" per sota de les calcàries cretàiques amb una fàbrica poligenètica i policíclica. Des de Tortosa a Garraf, aquestes dolomies d'edat de Malm, presenten sobretot a la seva part alta, notables laminacions paral·leles centimètriques. A Garraf aquestes laminacions tenen un caràcter estromatolític i corresponen a la Fm. de La Pleta de Salas (1987). Esteban definí la geometria d'aquests cossos dolomítics com a irregular tan del sostre com de la base. En un estudi de porositat de les dolomies, destacà que el material original eren micrites i que la dolomitització hauria tingut lloc prèviament a la litificació (dolomies inicials), quan la porositat màxima era del 2%. La dolomitització i els processos associats haurien provocat increments importants de la porositat, mentre que la exhumació l'hauria reduïda (cementació poiquilòtica-desdolomitització) o bé l'hauria fet augmentar per redissolució càrstica. Pel que fa a l'origen d'aquestes dolomies, les interpretà com a dolomies amb un origen diagenètic secundari i atribuï la seva gènesi al caràcter litoral del material original i a causa dels processos diagenètics que es desenvoluparen en àrees de tipus *tidal-flat*.

Robles (1974) a la seva tesi va fer un estudi geològic del bloc del Cardó (Mesozoic) i dels sectors adjacents, i va establir que la culminació de la sèrie juràssica era un nivell de dolomies grises localment bretxificades i massives que, per l'estat de conservació dels afloraments, no permet deduir quina era inicialment la litologia ni el medi de sedimentació. Al vorell oriental de les serres de Cardó i del Boix el contacte del cos dolomític amb els materials adjacents és discordant (superfície netament erosiva, amb restes d'argiles laterítiques), si bé en altres sectors la dolomitització s'ha profunditzat per sota la superfície de discontinuïtat. Les definí informalment com a dolomies de la Fm. de la Roca Foradada i els atribuï una edat des de Cal-lovià-Kimmeridgià inferior, fins a Kimmeridgià superior (sentit ànglic) tot i que també podien abastar fins al Portlandià (sentit ànglic) i al Cretaci més basal (Robles, 1982).

Canérot (1974) va fer la tesi doctoral basada en l'estudi geològic a la Cadena Ibèrica i va descriure les dolomies situades al límit entre el Kimmeridgià i el Titònic-Berriasià a la

zona de la Serra d'Esparreguera (Torre d'En Bessora). Va descriure que “al nord del Morrot Blanc, apareixen, limitades per una falla amb les calcàries dels nivells precedents, unes dolomies negres, amb un espessor que no sobrepassava els 70 m, massives i amb algunes passades de calcàries dolomítiques. El precedent d'aquestes calcàries dolomítiques són les calcàries massives amb *Anchispirocyclus lusitànica* (Egger) i algues, d'edat Portlandià (en sentit ànglic). La dolomitització es desenvolupa àmpliament i irregularment a la base amb els nivells superiors de la formació anterior”.

Giner, 1980, va caracteritzar els afloraments d'aquestes dolomies prèviament definides per altres autors com a grans llantions des de 3 a 4 km de llarg per 100-150 m d'alt a una zona pròxima a la població de Santa Magdalena de Polpís, i petits llantions de 15-20 m de llarg per 3-4 m d'alt a la zona de la Serra d'Encanes (La Salzedella). Segons l'autor el sostre d'aquests llantions dolomítics estava controlat estratigràficament coincidint amb el sostre d'una capa, mentre que la base era totalment irregular, amb un pas gradual de dolomita a calcària a través de tascons que no mostraven cap relació amb l'estratigrafia a la qual la tallaven obliquament. Els llantions dolomítics els va definir com a cossos prismàtics-el·lipsoidals de centenars de metres de potència. En aquest treball Giner defineix la textura d'aquestes dolomies com a mosaics cristal·lins de gra groller. Localment es donen fenòmens de desdolomitització en el nucli dels rombòedres de dolomita mentre que les vores romanen inalterables. A partir de les característiques estratigràfiques i petrològiques de les dolomies, malgrat no disposar de dades geoquímiques ni isotòpiques, va interpretar que les dolomies s'havien originat sota l'acció d'aigües meteòriques. Va distingir unes fàcies amb una influència de tipus mareal que a sostre passa a fluvial-lacustre (formacions amb una forta influència d'aigües meteòriques) a l'oest de la zona estudiada i unes fàcies característiques de sedimentació marina a l'est. A la posició intermitja entre les zones amb influències d'aigua dolça i d'aigua marina s'hi formen les dolomies. El procés de dolomitització que aplica és el model d'aiguabarreig (mixing-zone) de Badiozamani (1973).

Salas (1987) va estudiar a la seva tesi doctoral les dolomies del Juràssic superior-Cretaci inferior i les va relacionar amb les zones de llandars paleogeogràfics. Va definir la Formació dolomies de les Talaies. Són dolomies que afecten majoritàriament la superseqüència deposicional del Titònic-Berriasià (SD J10) de carbonats marins d'aigües somes. Les observacions de camp fetes per aquest autor permeten afirmar que hi ha més dolomies a les zones de llandars paleogeogràfics les quals estan clarament relacionades amb

fractures (falles i/o diàclasis) i menys relacionades amb superfícies d'estratificació. Segons Salas (1987) aquestes dolomies s'han originat a partir de la circulació de fluids hidrotermals aprofitant la fracturació i/o porositat de la roca original. Anteriorment en el treball de Salas *et al.* (1986) es diferenciaven diversos tipus de dolomia, però la dolomia massiva, grisa i grollera constitueix la litologia dolomítica predominant del Titònic-Berriasià, de l'Hauterivià i de l'Aptià. A cada una se'ls atribueix un origen diferent: aigües hipersalines somes, barreja d'aigües marines i meteòriques i mecanismes sin i postfracturació, respectivament. Les relacions dels isòtops estables reflecteixen un ambient de dolomitització en condicions d'enterrament intermedi sota la influència de fluids més calents que els dels ambients de barreja d'aigües. Aquests fluids poden estar influenciats per salmorres riques en Mg derivades dels nivells evaporítics triàsics (Salas *et al.*, 1986; Salas, 1987; Salas i Martín-Closas, 1991).

Aurell (1990) a la seva tesi de l'estudi del Juràssic superior del sector central de la Cadena Ibèrica, també va caracteritzar estratigràficament i litològicament la Fm. de dolomies de Les Talaies. Aurell va estendre l'ús d'aquesta unitat a diverses localitats del marge septentrional de la conca del Maestrat, tal com Aiguaviva, Ladruñán i Jaganta. Aquest autor a les zones estudiades parla d'una dolomitització d'intensitat variable on majoritàriament els cossos dolomítics presenten una superfície basal irregular que arriba fins als materials de la Fm. Loriguilla. Localment aquesta dolomitització va acompanyada de processos locals d'esparitització i de *chalking*. També poden donar-se altres processos que impliquin la silicificació de bioclastes. Pel que fa a la interpretació dels processos que afavoriren la dolomitització l'autor presenta dues hipòtesis: les dolomies generades per barreja d'aigües (model de Dorag) i les dolomies generades per fluxos hidrotermals. En quan a l'edat en què s'haurien format aquestes dolomies Aurell diu que aquestes dolomies haurien d'haver-se format quan gairebé no existia cobertura de materials terciaris a la Conca del Maestrat.

Durant el Valanginià les calcàries de la Fm. dels Mangraners i de la Fm. Polacos també van estar parcialment dolomititzades a la Cadena Costanera Catalana i la Zona d'Enllaç (Figura 3.14). Les dolomies estan associades a paleosòls edàfics. Les calcàries de la Fm. de la Bastida (Figura 3.14) també es van dolomititzar parcialment i Salas (1987) va interpretar-les com a dolomies supramareals originades a partir de mecanismes de *seepage reflux*.

Al sector de St. Mateu (sector de la Salzedella, Baix Maestrat) les calcàries de la Fm. de la Llàcova (Hauterivià; Figura 3.14) van dolomititzar-se parcialment. Aquestes dolomies estan relacionades amb processos associats a alts paleogeogràfics (Salas, 1987). Durant l'Hauterivià també les calcàries lacustres de la Fm. d'Herbers (Figura 3.14) va sofrir processos de carstificació i, al damunt d'aquest substrat carstificat, s'hi van desenvolupar paleosòls laterítics. Associat a aquests paleosòls es van originar petits tascons dolomítics que afectaren localment a la formació.

Les dolomies del Barremià (Cretaci inferior) afecten principalment les calcàries Fm. de Cantaperdius i la Fm. de les Artoles.

Les dolomies que afecten la Fm. de Cantaperdius (Figura 3.14) es poden reconèixer al sector del Turmell-Ports de Beseit a la zona del Barranc del Racó del Patorrat. Aquestes dolomies es disposen formant pegots dolomítics en forma de cossos estratiformes (de 20 a 30 cm de potència). Són dolomies de gra groller a molt groller i generalment sempre estan desdolomititzades. Aquestes dolomies són típiques en els carbonats d'aigua dolça. Es troben a la base de sòls laterítics i de sòls hidromòrfs (Salas, 1987). Les dolomies que afecten la Fm. de Cantaperdius s'han format en ambients subaeris i probablement estan relacionades amb l'activitat edàfica subaèria i a subaqüàtica (Salas, 1987). El mecanisme de dolomitització podria estar relacionat amb les lutites com a font de Mg (Kahle, 1965).

Durant el Barremià les calcàries de la Fm. de les Artoles a la Cadena Costanera Catalana (Massís de Garraf) van dolomititzar-se (Figura 3.14). La dolomitització va ser penetrativa i molt important. Els cossos dolomítics presenten una extensió quilomètrica. Aquest cos a la zona del Massís de Garraf (zona de l'Ordal) té unes dimensions de fins a 10 km de llarg per 6 km d'ample. La seva potència mínima és de 270 m eixamplant-se cap al sud. Es tracta de dolomies de gra mitjà-groller i de color marró. El grau de desdolomitització d'aquestes dolomies és relativament baix. Les dolomies que afecten la Fm. de les Artoles se'ls atribueix un origen a partir de la barreja d'aigües marines i meteòriques en un estadi d'enterrament molt incipient, poc després de la sedimentació (Nadal, 1999).

La seqüència de dipòsit de l'Aptià inferior (K1.8) està caracteritzada a la base per l'entrada important a la conca de detrítics. Les unitats litostratigràfiques d'aquesta seqüència formada per nivells margosos i nivells calcaris fan que la dolomitització es centri en

nivells mètrics i decamètrics carbonatats i de major porositat. La dolomitització de l'Aptià afecta les calcàries de la Fm. de Villaroya (Figura 3.14). Els cossos dolomítics de l'Aptià que s'han estudiat en aquesta tesi es disposen en nivells massius d'una coloració rogenca i rosada amb una geometria més o menys tabular, amb la base i el sostre paral·lels a l'estratificació (zona de Bel). La potència d'aquests cossos és variable entre 2 i 50 m i la seva longitud varia entre hectomètrica i quilomètrica. Els cristalls de dolomita són molt grollers i presenten zonació que es pot observar a ull nu. Localment però, a la zona dels alts paleogeogràfics (zona del Coll del Vidre) la geometria d'aquests cossos és més difícil d'observar-se degut l'elevada concentració de fractures i falles fan que s'amalgamin els diferents cossos dolomítics donant lloc a una gran massa de dolomia. Aquestes dolomies estan altament desdolomititzades.

Canérot (1974) va fer referència al clàssic concepte de la relació de cossos dolomítics amb alts paleogeogràfics. Cità uns nivells de dolomies importants entre les poblacions de Culla i l'Atzaneta (Coll del Vidre) que afectava a les calcàries amb Toucasia de la part alta de l'Aptià inferior (K1.8). Es tracta d'uns cossos dolomítics de potència no superior a 150 m que presentaven una geometria en forma de “xampinyó”.

Les dolomies de l'Aptià han estat interpretades per Grandia (2001) com a dolomies formades a partir de salmorres d'aigua marina evaporada subaèriament que ha interaccionat de forma evident amb margues i altres roques amb alt contingut de K durant la seva circulació per la conca, però sense dissoldre mai evaporites.

### **Consideracions que s'han tingut en compte quan s'han descrit les dolomies i les desdolomies.**

A l'hora de descriure les dolomies i les desdolomies cal fer referència al fet que el procés de dolomitització i el procés de desdolomitització són graduals. Això vol dir que el procés de dolomitització que ha afectat a una roca pot anar des de parcial a total, des d'un 5 % a un 100 % de dolomitització. També el procés de desdolomitització varia des de desdolomitització parcial (encara amb restes de dolomies) o desdolomitització total (la dolomia s'ha convertit totalment en calcita).

A l'hora de descriure les dolomies s'han descrit com a tal si han estat sotmeses a menys d'un 50 % de desdolomitització. A partir d'un 50 % de desdolomitització es descriuran com a desdolomies, fent referència sempre a quina havia estat la textura dolomítica prèvia.

Quan es parla de dolomies sempre es fa referència a la mida dels cristalls, especificant quina és aquesta mida. En alguns casos però en lloc d'especificar la mida absoluta dels cristalls es parla de dolmicrita, dolmicrosparita i dolsparita. Aquesta nomenclatura ja porta implícita una connotació de mida. Els cristalls de les dolmicrites tenen una mida que està al voltant de 10-15  $\mu\text{m}$ . Aquestes dolomies també es coneixen a la literatura com a dolomies de gra fi. Les dolmicrosparites estan formades per cristalls de gra mig, amb una mida entre 15 i 50  $\mu\text{m}$ . I finalment les dolsparites tenen uns cristalls amb una mida superior a les 50  $\mu\text{m}$ , i també es coneixen com a dolomies de gra groller.