

2. DESCRIPCIO DE CONQUES SEDIMENTARIES

2. DESCRIPCIÓ DE CONQUES SEDIMENTÀRIES

2.1 DESCRIPCIÓ GEOLÒGICA

Els carbons que s'estudien pertanyen a dues zones ben diferenciades, *la zona pirinenca i la cadena ibèrica*.

El carbó d'*Ogassa* es va formar en petites conques paleozoiques tardihercinianes de la zona pirinenca. Les successions sintectòniques sincròniques a l'orogènia alpina donaren lloc a la regió d'avantpaís sud-pirinenca. Mentre que el carbó maastrichtià de *Fígols* correspon a la zona d'avantpaís involucrada en les làmines encavalcants sudpirinenques, els carbons oligocènics (*Calaf, Camps i Mequinensa*) es troben en zones d'avantpaís tardanes no involucrades en aquestes làmines.

El carbó albià d'*Utrilles* que pertany a la Conca del Maestrat està localitzat en la zona est de la Cadena Ibèrica.

Els carbons que s'estudien pertanyen a **zones** i **temps** clarament diferents. En la seva descripció, en els propers capítols, s'ha optat per l'ordre cronològic en consonància amb bona part de l'estudi geoquímic-orgànic elaborat.

En la *figura 2.1* es mostra l'edat de les diferents conques carboníferes estudiades dins de la taula de temps geològics.

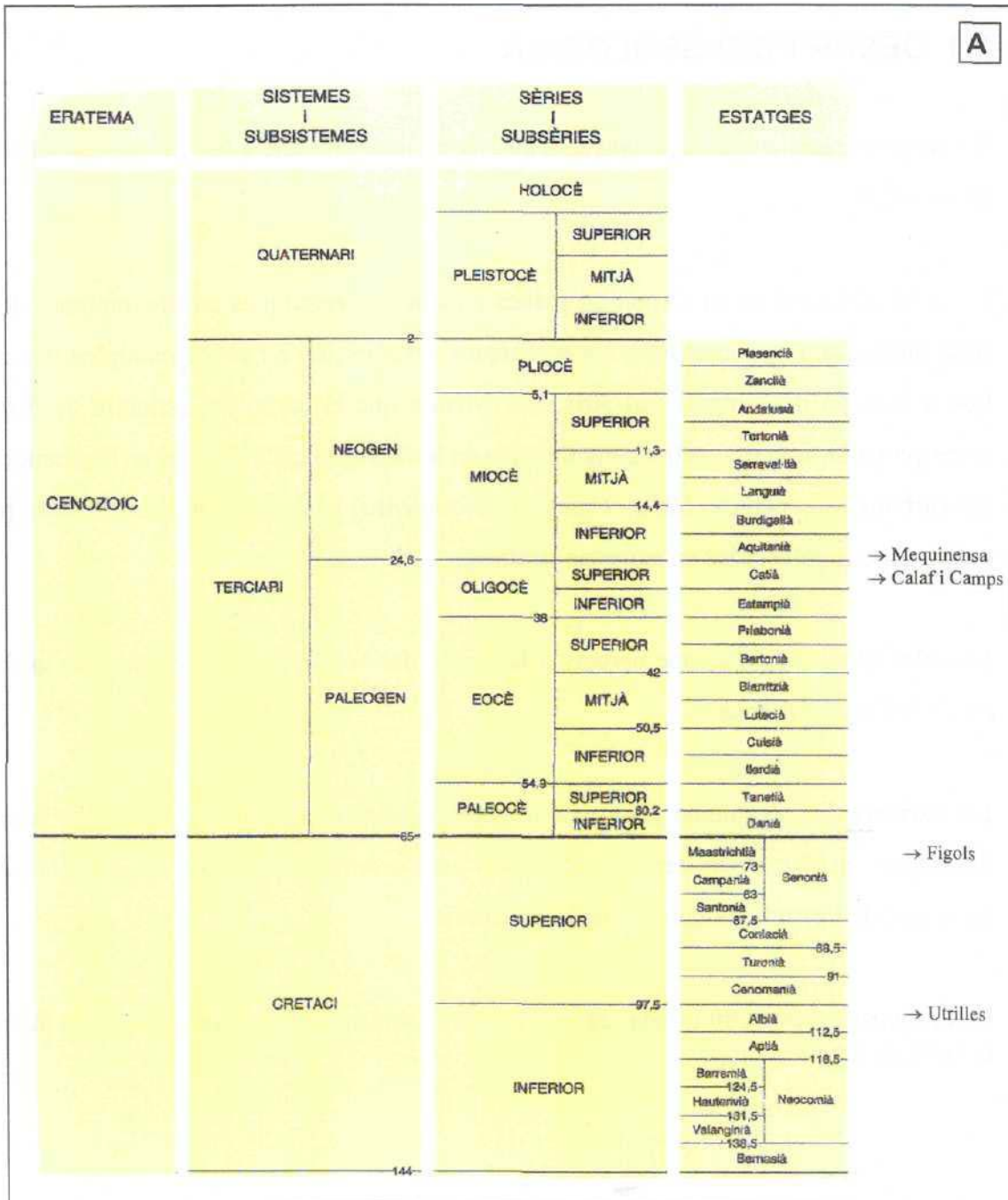


Figura 2.1(A). Temps geològics als quals pertanyen els carbons que s'estudien (*Història Natural dels Països Catalans (1986, 1992)*).

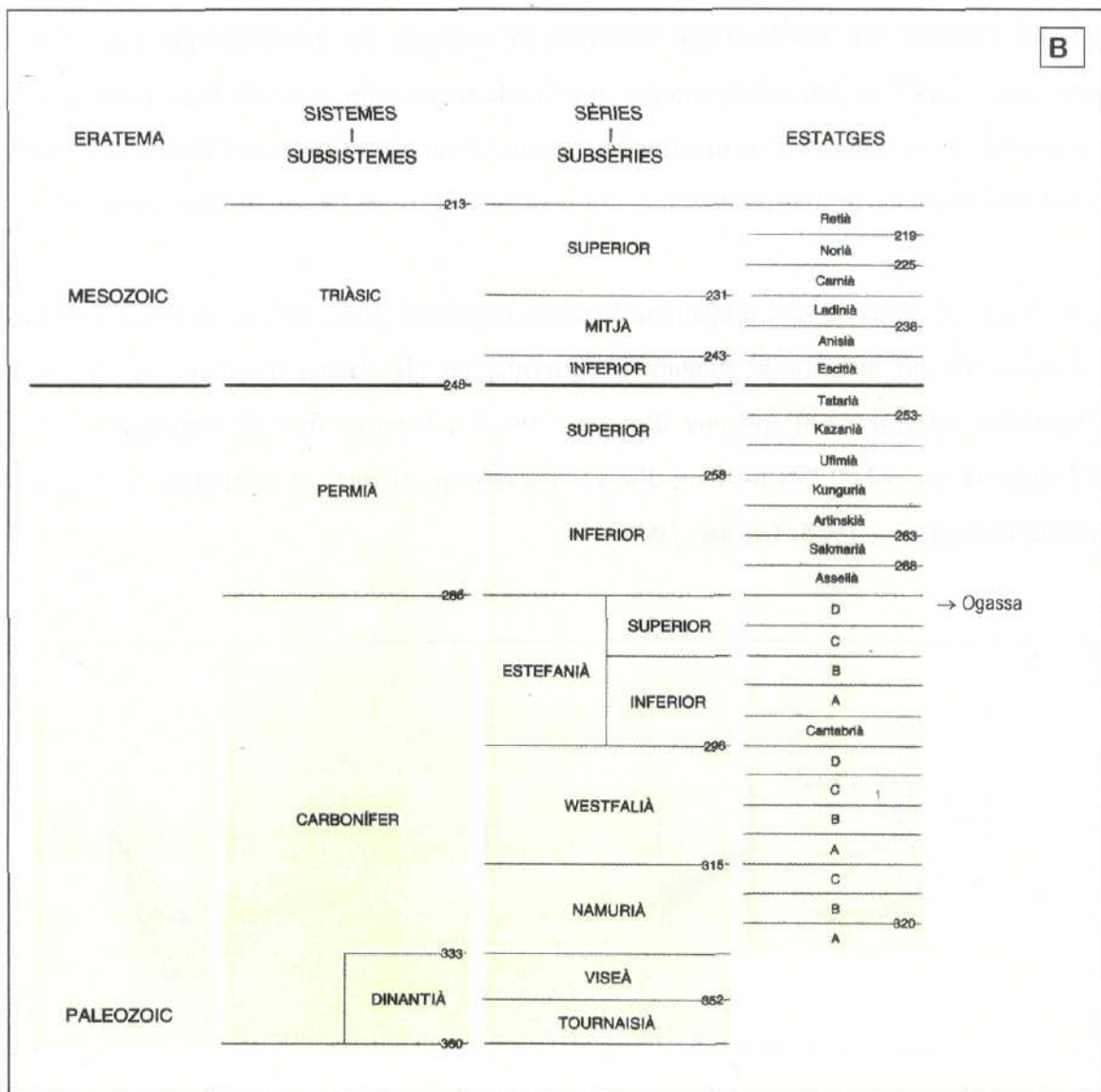


Figura 2.1(B) Temps geològics als quals pertanyen els carbons que s'estudien (*Història Natural dels Països Catalans (1986, 1992)*).

2.1.1 UNITAT DE TRÀNSIT CARBONÍFER-PERMIÀ (290 milions d'anys): OGASSA

Als Pirineus catalans els afloraments de terrenys tardihercinians es disposen en una banda allargada, d'oest a est, situada entre els materials hercinians de la zona axial i els mesozoics i terciaris de les serres sudpirinenques. Entre el Pont de Suert i Camprodon els afloraments són pràcticament continus, encara que els materials que s'hi troben presenten sensibles variacions tant pel que fa a la seva composició litològica com per la seva edat. En *la figura 2.2* es mostren les unitats litostratigràfiques de l'Estefano-Permià i del Triàsic en les unitats estructurals al.lòctones entre Castellar de N'Hug i el riu Ter.

Les fases més intenses del plegament hercinià tingueren lloc durant el Westfalià mitjà i la sedimentació anterior al plegament hercinià, en els Països Catalans; cessà en el Westfalià inferior (300 milions d'anys) i no fou represa fins al començament de l'Estefania superior (290 milions d'anys) període en el qual es formaren els carbons estudiats (*Gisbert, 1986; Closas, 1948*).

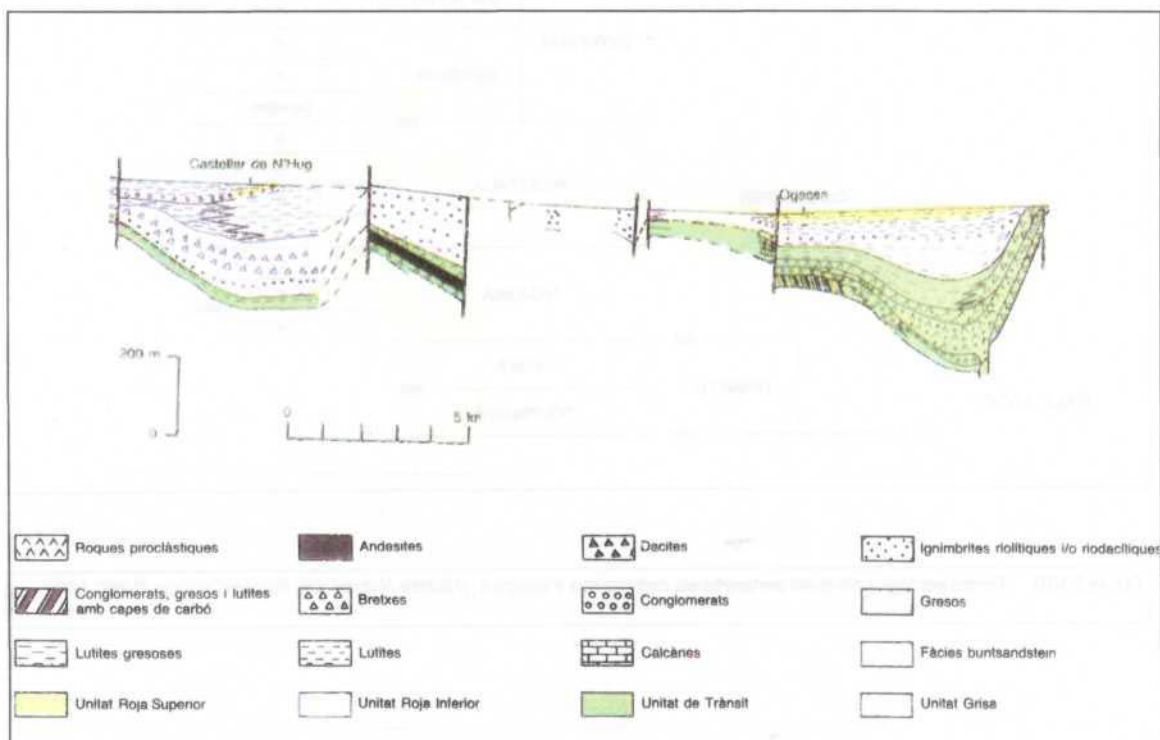


Figura 2.2 Unitats litostratigràfiques de l'Estefano-Permià i del Triàsic en les unitats estructurals al.lòctones entre Castellar de N'Hug i el riu Ter. Les capes d'hulla es troben intercalades entre les lutites de la base de la Unitat de Trànsit. (*Història Natural dels Països Catalans (1986)*).

Durant el trànsit del Carbonífer al Permià el vulcanisme fou molt intens i, en moltes regions, els únics testimonis d'aquests temps són les roques volcàniques.

Es considera que les conques es troben alineades al llarg de grans falles (*figura 2.3*). Aquesta disposició, juntament amb el vulcanisme calcoalcalí, associat a la fracturació que genera les conques, ha fet pensar que aquestes conques eren degudes a l'enfonsament de blocs, provocats per extensions locals, conseqüència dels moviments horitzontals al llarg de grans falles verticals transcorrents. És molt probable que fos això el que originés les úniques conques sedimentàries estefanianopermianes pirinenques dels Països Catalans (*Gisbert, 1986*).

Els dipòsits sedimentaris més abundants són els conglomerats, els gresos, les lutites i, més accessòriament, les calcàries. Sembla que durant el trànsit del Carbonífer al Permià les depressions eren allargades i que la zona lacustre se situava al seu extrem occidental. Una xarxa axial de canals fluvials que circulaven al llarg de la depressió, donà lloc als dipòsits de conglomerats. També hi havia una xarxa de drenatge transversal de menor importància que es traduïa en la formació de petits cons de dejecció a les vores de la conca lacustre, i originava els dipòsits gresosos. A les vores de la zona lacustre la sedimentació de gresos i puddingues alternava amb la de lutites i restes vegetals, que amb el temps esdevindrien capes de carbó. Les explotacions *d'hulla d'Ogassa i de Surroca* es formaren en capes d'aquesta edat (*figura 2.3*). La selva carbonífera assolí el seu màxim desenvolupament a la perifèria de les zones entollades. En el centre de les depressions es dipositaren, primerament lutites riques en matèria orgànica i cendres volcàniques, l'evaporació féu canviar *el caràcter àcid* que fins aleshores havien tingut els tolls *per un d'alcalí*, i donà pas així a una sedimentació carbonàtica. Posteriorment en desenvolupar-se la xarxa fluvial, els dipòsits de gresos esdevingueren més importants.

Al final de l'Estefania es produí un canvi climàtic. L'estació seca, fins aleshores molt curta, es feu més llarga i això quedà reflectit en aquests dipòsits. S'anomena Unitat de

Trànsit Carbonífer-Permià. En escurçar-se el període de pluges, adquirí un caràcter més torrencial i violent durant l'Estefania superior.

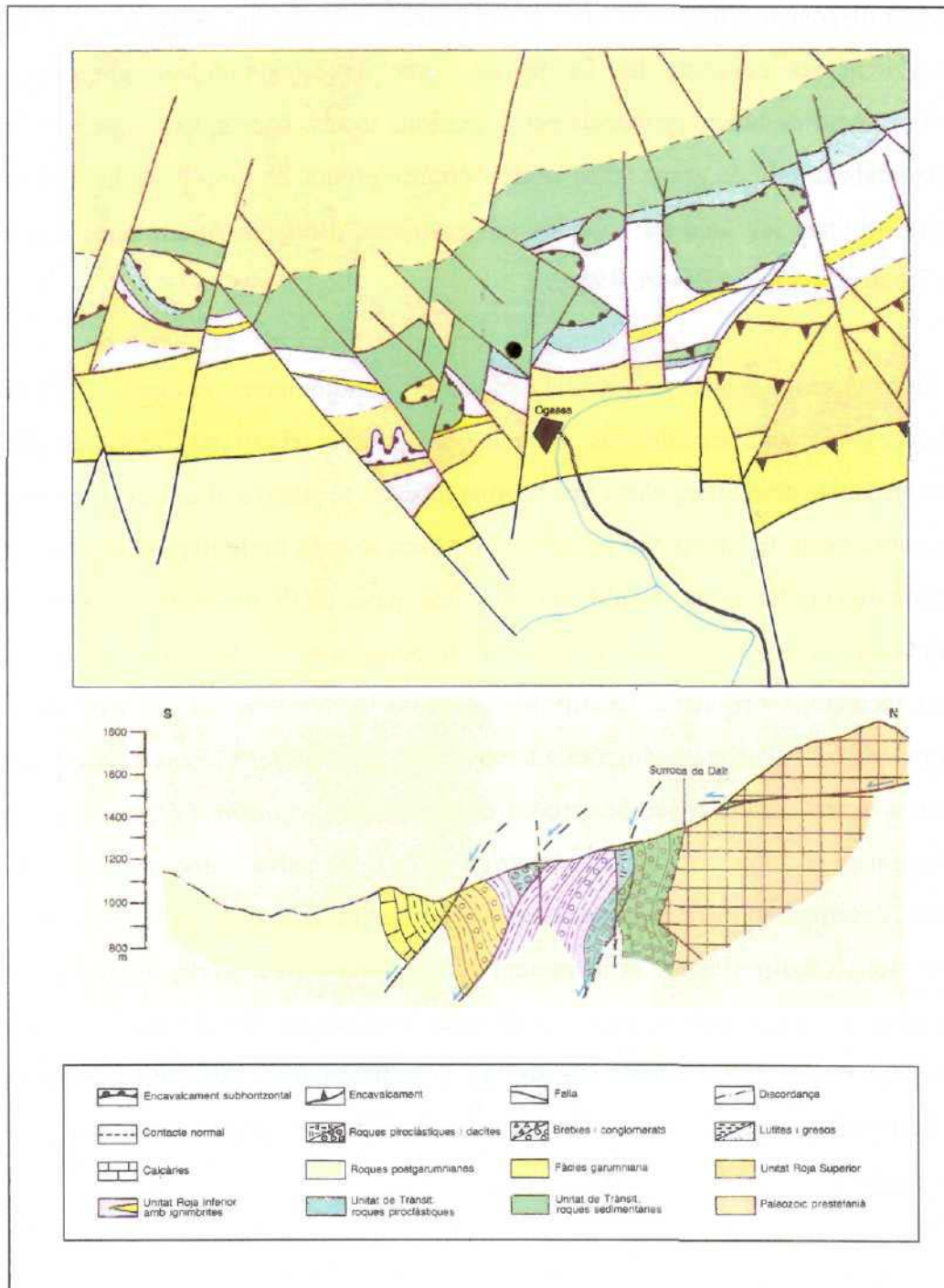


Figura 2.3 Mapa geològic i Secció dels voltants de Surroca i Ogassa (Ripollès). Malgrat el tectonisme es poden observar algunes característiques de la Unitat de Trànsit entre altres unitats estratigràfiques. En el mapa geològic s'observa la hulla al nord d'Ogassa i en la secció es troba a l'esquerra de Surroca de Dalt, assenyalada com (*). (*Història Natural dels Països Catalans (1986, 1992)*).

En quant a la flora, a les zones elevades i a les vores de les depressions creixia una flora xerofítica capaç de resistir la sequera de l'estació seca. Les restes de *selva carbonífera* s'agrupaven a les vores de la zona entollada i al llarg dels cursos fluvials (*Gisbert, 1986*).

Al final d'aquest període aquesta flora hidròfila acabà desapareixent com a conseqüència d'un clima cada cop més àrid. Al final d'aquest trànsit i coincidint amb l'inici de la sedimentació carbonàtica, els llacs es poblaren d'algues, les quals donaren lloc a creixements estromatolítics i els seus oogonis, denominats caràcies; junt amb les caràcies, els bancs calcaris amb els quals acaben els dipòsits de la unitat de Trànsit, contenen ostràcodes, bivalves i gasteròpodes.

2.1.2 SEQÜÈNCIA DEPOSICIONAL DE L'ALBIÀ (105 milions d'anys): UTRILLES

El carbó de la Cadena Ibèrica pertany al Cretaci, concretament a l'Albià de fa uns 105 milions d'anys. Fou explotat ja antigament, sobretot en l'àrea d'Utrilles (Conca del Maestrat). Aquesta zona està representada per successius dipòsits deltaics entre formacions de carbonats marins de l'Aptià i Cenomanià (*Querol, 1990* i *Querol et al, 1991*).

Les mines d'Utrilles estan localitzades entre la part est de la Cadena Ibèrica i la sud de la cadena costanera catalana formant part de la seqüència deposicional de l'Albià.

En l'Albià mitjà la Plataforma Ibèrica va girar en direcció oposada a les agulles del rellotge. També es van produir períodes d'augment i caiguda del nivell del mar. Aquests esdeveniments tectònics i eustàtics van provocar l'entrada de sediments siliciclàstics al sistema estuari-delta conegut com la Formació d'Escucha.

El model deposicional de la Formació d'Escucha és del tipus delta-estuari i els seus carbons s'han format en sub-ambients continentals amb influència marina (*Querol, 1990; Querol et al, 1991*).

Aquesta Formació s'estén en 6 cuvetes, separades segons els llinars de sedimentació, tal com es pot observar en la *figura 2.4*, i se l'hi ha reconegut fàcies representatives de dos ambients generadors de dipòsits carbonosos clarament diferenciats:

- *La Plana deltaica pantanosa*, constituïda per torberes situades en el sector continental del delta de l'estuari i per tant protegides de la influència de les inundacions marines. Aquestes torberes van donar lloc a les capes carbonoses amb major potència de les explotades en aquesta Formació.
- *El cinturó de maresmes*, constituït per una franja estreta de torberes situades en l'àrea de transició marina-continental del delta-estuari. Els dipòsits carbonosos

generats en aquest ambient es caracteritzen per mostrar una potència i continuïtat lateral menor que les capes de la plana pantanosa.

En carbons de la cuveta d'Utrilles, corresponent a la part més septentrional, *l'Àrea d'Utrilles-Escucha* s'hi distingeixen sis nivells carbonosos. Els dos nivells superiors es troben intercalats entre *facies de la plana pantanosa*, mentre que els 4 nivells basals es troben intercalats entre *facies de notable influència marina del cinturó de les maresmes*.

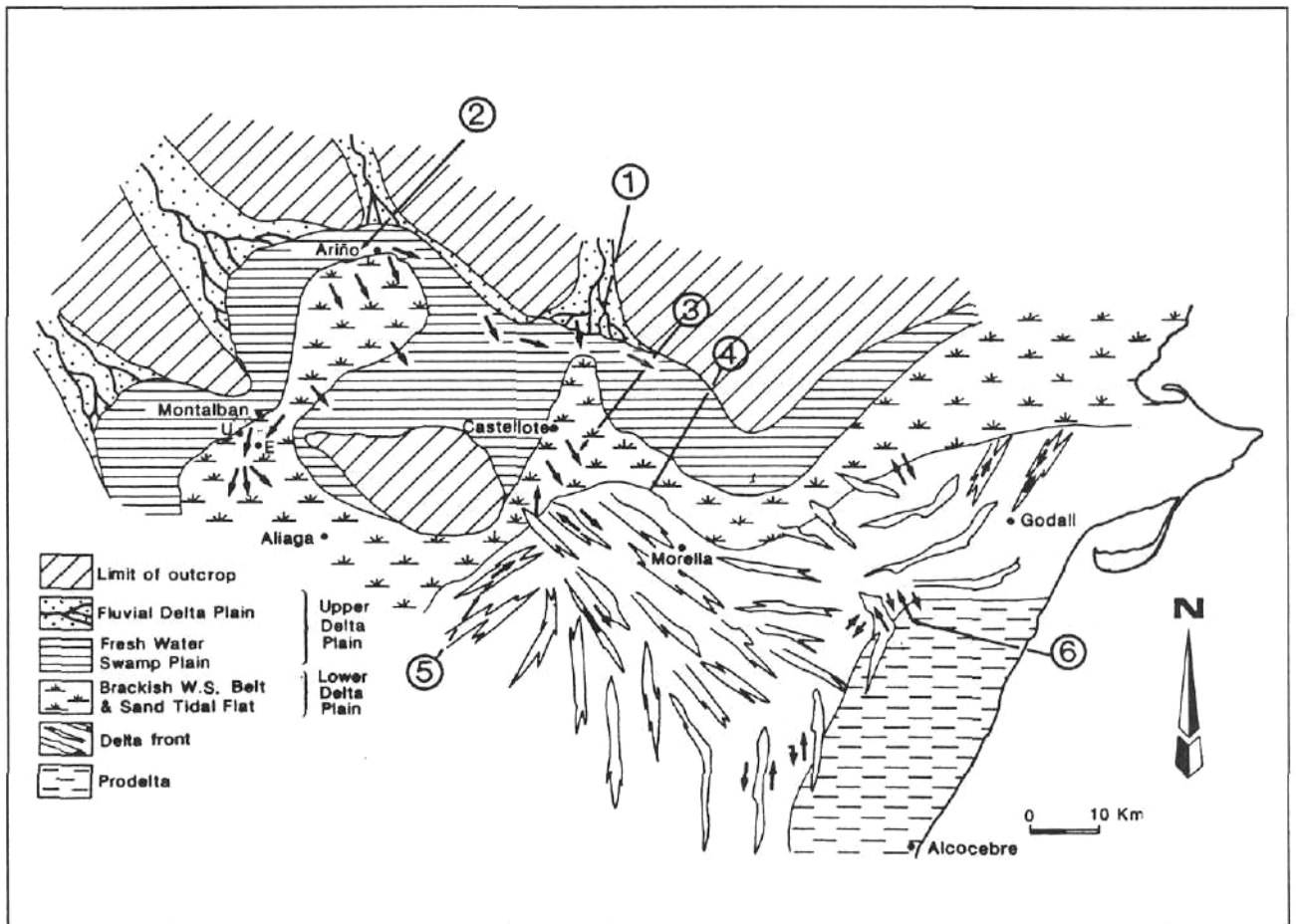


Figura 2.4 Hipotètics límits de sedimentació de la seqüència albiniana on s'hi distingeixen 6 cuvetes. Utrilles apareix a la part més septentrional amb influències d'aigües dolces i alhora salabroses (Querol et al., 1991).

Són carbons amb alt contingut de matèria mineral en comparació a altres carbons subbituminosos europeus. La matèria mineral està constituïda principalment per argiles, sulfurs de ferro, sulfats de calci, ferro i en ocasions de magnesi, quars, feldspats i calcita. Els sulfurs de ferro poden arribar al 10% en pes, seguit dels sulfurs de zinc en quant a importància de sulfurs (*Querol et al, 1989; Querol 1990; Querol et al, 1990*).

La subconca d'Utrilles-Aliaga pertany a la part inferior de la Formació d'Escucha i més concretament a la *Plana baixa deltaica*. Aquesta secció està formada per lutites marró-verdoses, margues (sovint carbonoses), sorres calcàries i pedres sorrenques, sovint glauconític i bioclàstic, làmines de carbó ferruginoses de color verd i marró i lutites carbonatades. Entre aquestes litofacies hi ha capes intersticials de microfauna típica d'aigües salabroses (algues carofícies entre altres).

Aquests carbons, subbituminosos, tenen alt contingut de sofre, fins a un 6,15% en la subconca d'Aliaga-Utrilles (*Querol et al, 1991a*).

Les variacions en el contingut de sofre total són semblants a les de sofre pirític, mentre que hi ha menor semblança amb el sofre orgànic i sulfat.

Hi ha variació vertical relacionada amb la relació marina: el sofre total mitjà que contenen les capes situades en la part basal és 6,29% i les capes superiors sense influència marina tenen una mitjana de 3,39%. Però les variacions laterals de sofre a nivell de conca no estan relacionades amb la influència marina. Aquest fet fa suposar que les aigües continentals albinianes d'aquesta zona de la Cadena Ibèrica tenien continguts alts de sulfats. Segons dades paleogeogràfiques la conca de drenatge septentrional que alimentava el delta-estuari va originar la Formació d'Escucha, i es trobava constituïda per potents sèries evaporítiques del Lias basal i del Keuper. L'erosió d'aquestes evaporites va provocar l'augment de sulfats en les aigües d'escorrentia superficial així com en les freàtiques, mobilitzant gran quantitat de ferro.

S'observa, a partir de l'anàlisi feta, tres tendències en la distribució de sofre (*Querol 1990*):

- *Variació vertical* entre les diferents capes de carbó, relacionat amb la influència marina.
- *Variació estratigràfica*, atribuïble al factor sedimentològic. Segueix la mateixa tendència estratigràfica, amb evolució de la matèria mineral segons l'augment de l'aport detrític (bàsicament minerals argilosos) i disminució del contingut de les fases diagenètiques com els sulfurs de ferro.
- *Variació lateral en la conca*, probablement degut a la lixiviació del sofre de les evaporites del Triàsic i Juràssic Inferior.

CUBETA D'UTRILLES	S _t	S _p	S _o	S _s
Utrilles	6,07	3,50	2,25	0,32
àrea d'Utrilles- Escucha	4,71	2,58	1,79	0,34
àrea de Portarubio	7,44	4,42	2,72	0,30

Taula 2.1 Contingut en sofre, en la cubeta d'Utrilles segons Querol et al., 1991: (S_t) sofre total, (S_p) sofre pirític, (S_o) sofre orgànic i (S_s) sofre sulfat.

Els carbons de la Formació d'Escucha es consideren *subbituminosos A/B/C* (*Querol et al., 1991*) tot i que a partir de la reflectància vitrinitica mesurada en huminita (Rr~0,34-0,50%) es podrien qualificar com lignits. Segons *Teichmüller (1989)* les huminites/vitrinites impregnades de bitumen amb contribució de *coníferes*, acostumen a donar una reflectància més baixa que la corresponent al seu rang. De fet, els carbons explotats en el Districte Miner de Terol mostren un ampli rang que va des de lignit a carbons bituminosos d'alta volatilitat. Aquests carbons tenen un alt contingut d'inertinita en comparació amb els carbons subbituminosos europeus i això podria indicar també contribució d'*angiospermes* (*Querol et al., 1991*). A partir de l'estudi dels macerals també es dedueix que hi va haver *condicions oxidants* tot i que en els carbons formats en àrees properes a la zona d'aigües dolces s'hi troba components retreballats així com detritus, el que indica un cert *origen hipoauctòton* (*Querol et al., 1991*).

2.1.3 DEPRESSIÓ TERCIÀRIA DE L'EBRE (DEPRESSIÓ CENTRAL CATALANA)

Els carbons de *Fígols* (Maastrichtià, Cretaci Superior), *Calaf, Camps* (Oligocè Inferior) i *Mequinensa* (Oligocè Superior) pertanyen a la regió d'avantpaís Sud-pirinenca. Com que la sedimentació es produeix a mesura que la seqüència d'encavalcaments progressa cap al sud, els materials més antics de les conques pirinenques són transportats a coll-i-be damunt les làmines d'encavalcament com per exemple les successions de Fígols entre d'altres. L'edat d'aquests sediments van des del Campanià (73-83 milions d'anys, Cretaci superior) fins el Miocè (~5-25 milions d'anys, Terciari). Els materials més moderns (Oligocè-Miocè) es troben sobretot dipositats al sud del front de l'encavalcament més extern de la serralada, a la conca de l'Ebre, el substrat de la qual és el propi avantpaís no deformat pels encavalcaments.

Les successions cenozoiques dels Pirineus i de la Conca de l'Ebre van formar-se a conseqüència d'un mateix procés general: *l'edificació de l'Orogen Pirinenc*.

L'ompliment de les conques de la regió d'avantpaís dels Pirineus es va realitzar a partir dels primers moviments orogènics que s'enregistren en acabar el Cretaci Superior, quan es van dipositar les successions amb el carbó de Fígols, i va durar d'una manera contínua fins a mitjan Miocè. Sembla que aquest període d'ompliment coincideix amb el de compressió pirinenca, encara que la compressió es va desplaçar cap a l'oest i es va restringir a aquestes regions més occidentals (*Puigdefàbregas et al., 1986*).

- *Considerant la sedimentació del Cretaci Superior*, les successions estratigràfiques mostren el trànsit des d'unes condicions clarament marines a d'altres transicionals i, finalment, al·luvials i lacustres (Fàcies garumnianes). ***Fígols es troba entre les fàcies garumnianes.***

- *Considerant la sedimentació Terciària es poden distingir dues etapes ben destacades:*
 1. La paleocena-eocena amb dues transgressions marines generalitzades, una a l'Eocè inferior (Herdia) i una altra a l'Eocè superior (Lutecià-Bartonià) i dues regressions (Cuisià-Priabonià).
 2. La segona etapa és caracteritzada per la condició netament continental endorreica dels seus ambients sedimentaris i comprèn la part més alta del registre Eocè, tot l'Oligocè i gran part del Miocè. **Camps, Calaf i Mequinensa** en formen part.

Durant el Cretaci terminal la Conca era oberta cap a l'Atlàntic però les fases terminals de la sedimentació maastrichtiana es caracteritzen per una tendència clarament regressiva.

En començar el Terciari la Conca de l'Ebre continuà oberta cap a l'Atlàntic. Al litoral català, per contra, hi havia adossats els blocs corso-sard i balear que engrandien cap a llevant l'àrea continental d'aquesta vora de la conca. L'obertura cap a l'Atlàntic va propiciar la penetració de dues transgressions marines successives en el temps: una que tingué el màxim d'expansió a l'Ilerdià (base de l'Eocè) i l'altra, més important, s'inicià al Lutecià Superior-Bartonià inferior per acabar al Priabonià (Eocè mitjà i superior) quan es va produir una regressió generalitzada. Totes dues assoliren els Pirineus orientals i part de la vora de la Cadena Costera Catalana. Entre l'una i l'altra s'intercala una unitat de fàcies continental. La base de la primera transgressió és de sediments marins, al N del País Basc, però a mesura que hom progressa fins a llevant, entre el Cretaci i l'Eocè es desenvolupa un complex terrigen i lacustre cada cop més potent i extens dins la sèrie estratigràfica (Fàcies garumnianes). Als Pirineus Orientals aquesta unitat (formació de Tremp, o fàcies garumniana) comprèn el darrer estatge del Cretaci i tot el Paleocè. A partir del final de l'Eocè la conca de l'Ebre roman tancada a qualsevol altra penetració transgressiva marina. És a dir, la sedimentació s'hi fa en uns ambients continentals endorreics durant la fi de l'Eocè, tot l'Oligocè i una part considerable del Miocè. A partir del Miocè mitjà, la conca sedimentària està totalment closa i potser amb drenatge mediterrani.

En les últimes fases dels emplaçaments dels Pirineus la zona sud de la conca de l'Ebre va esdevenir tectònicament activa mentre evolucionava, tot i que va començar més tard i en menor grau que els Pirineus. De fet els processos tectònics al llarg de la cadena Costera Catalana Paleògena van influir en la distribució de les fàcies sedimentàries (Guimerà, 1984; Anadón et al., 1986).

La conformació estructural dels Pirineus com a cinturó de plects i encavalcaments es produeix al mateix temps que es sedimenten els materials eocens a la conca d'avantpaís sud-pirinenca. La sedimentació eocena a Catalunya és la que caracteritza una conca d'avantpaís. Fonamentalment s'hi distingeix un solc profund, que es localitza al llarg del front d'encavalcaments pirinencs, i una plataforma detrítica o carbonàtica, que s'estén per l'avantpaís. La distribució de fàcies en l'espai i el temps ens indica que la conca s'obria cap a l'atlàntic, i a l'Eocè mitjà i també superior a la mediterrània; a conseqüència de la progressió dels encavalcaments cap al S, l'eix o depocentre de la conca es desplaça també cap al S durant l'Eocè. Conseqüentment, els sediments corresponents a les seqüències inferiors de la conca d'avantpaís es poden trobar incorporats als encavalcaments successius, de manera que hom trobarà els sediments del solc profund sobre les unitat al·lòctones dels Pirineus o bé recobertes pels encavalcaments.

L'emplaçament dels successius encavalcaments als Pirineus, i en un grau més petit a la Cadena Prelitoral, quedà reflectit en la sedimentació eocena, tant pel volum, el tipus i la distribució dels sediments, com per les discontinuïtats que els afectaren.

La *Depressió de l'Ebre* o millor dita *Depressió Central Catalana* (també coneguda com a *Depressió terciària de l'Ebre*) és una unitat morfoestructural que forma l'avantpaís dels Pirineus. Aquesta unitat morfològica és alhora una conca sedimentària d'edat terciària. Té forma triangular delimitada pels Pirineus, al N, per la Cadena Ibèrica al SW i, al SE, per la Cadena Costera Catalana (o Catalànids). Els terrenys terciaris prepirinencs autòctons s'estenen fins a la Mediterrània, raó per la qual els geògrafs catalans empren el nom de *Depressió Central Catalana* i/o *Depressió terciària de l'Ebre*.

Per damunt dels terrenys terciaris que anaven omplint la conca de l'Ebre, es van col·locar diverses làmines d'encavalcament, d'origen pirinenc, empeses cap al S com a conseqüència de la col·lisió de dues plaques litosfèriques: la placa ibèrica i la placa europea. Aquesta col·lisió que es va iniciar el Cretaci Superior, es va prolongar durant tot el Paleogen fins a la part mitjana del Miocè. Els materials de l'orogen pirinenc es van configurar com un cinyell de plects orientals d'E a W i sobretot de mantells de corriment (o làmines d'encavalcament) amb uns desplaçaments cap al S molt considerables (desenes de quilòmetres) segons els indrets de la Serralada Pirinenca.

2.1.3.1 LA REGRESSIÓ DEL MAASTRICHTIÀ (~70 milions d'anys): FÍGOLS

Els carbons centre-pirinencs constitueixen la seqüència orgànica superior de la Formació de Tremp. Aquests carbons maastrichtians (*De Porta et al., 1985*) es van formar des del final del Cretaci al principi del Paleocè. Tot i que es distingeix les zones de Berga, Tremp i Àger importants (*Garcia-Vallès et al., 1993*), pertanyen a una única conca sedimentària garumniana donada la semblança entre els macerals i la composició mineral (*Garcia-Vallès et al., 1994*).

Les variacions de fàcies i potències són importants. La successió estratigràfica dins aquesta unitat estructural és constituïda per un Triàsic (Keuper), un Juràssic, un Cretaci superior; per sobre i discordantment hi ha conglomerats del Garumnià (*figura 2.5*). El terme Garumnià es refereix a les fàcies continentals roges (fluvials i lacustres) del Cretaci superior i el Paleocè amb un sostre ben definit per la transgressió ilderiana, però la seva base és un límit diacrònic, que representa un pas lateral cap a l'W a les fàcies marines del grup de l'Areny.

El mantell del Pedraforca pot considerar-se com una prolongació de la unitat Sudpirinenca Central als Pirineus Orientals. A la unitat del Pedraforca i a les serres Marginals, la sèrie garumniana inclou un tram inferior de tipus lacunar, que conté els

lignits de la conca de Saldes, seguit d'un tram detrític amb argiles vermelles i gresos fluvials, calcàries lacustres i, finalment, d'un segon tram d'argiles vermelles, recobertes per la transgressió ilderiana. Els intents de datació d'aquesta sèrie continental per mitjà de carofites suggereixen que el límit entre el Cretaci i el Terciari podria ésser la calcària lacustre de Saldes.

A la conca de Tremp, alineada a la unitat del Pedraforca, les fases garumnianes són essencialment argiloses i s'interdigiten per la base amb la formació dels gresos de l'Areny, d'edat maastrichtiana (~70 milions d'anys). El sostre queda delimitat per la transgressió ilderiana. El Garumnià de la conca de Tremp forma un ampli sinclinal entre l'encavalament de Bòixols i Sant Corneli i la serra de Montsec.

L'acumulació de la torba va estar influenciada pel tectonisme de manera que la sedimentació va estar controlada per la morfologia preexistent i l'enfonsament de la conca cap a l'oest. Cal pensar que aquestes facies s'estenen, d'una manera més o menys discontinua, cap a l'W, on formen la base dels sediments terciaris de la conca d'avantpaís més tardana.

La matèria orgànica es troba associada amb la matèria mineral en diferents proporcions de manera que s'hi distingeix cinc tipus de macerals, els quals reflecteixen els canvis seqüencials de les condicions paleoambientals. Tot i que predominaven les angiospermes i coníferes en els boscos pantanosos on es va dipositar la torba, es donaven localment condicions altament reductores (*Garcia-Vallès et al., 1994*). Les zones de Berga i Tremp corresponen a ambients humits propi d'una plana fluvial-pantanosa.

Els carbonats són els principals constituents de la matèria mineral que també conté silicats, sulfurs i sulfats (*Garcia-Vallès et al., 1994*).

Els carbons garumnians de la Formació de Tremp de reflectància vitrínica de l'ordre de 0,5% ($R_0=0,35-0,45\%$) s'han classificat com *subbituminosos* (*Garcia-Vallès et al., 1994*) propers a la finestra de petroli.

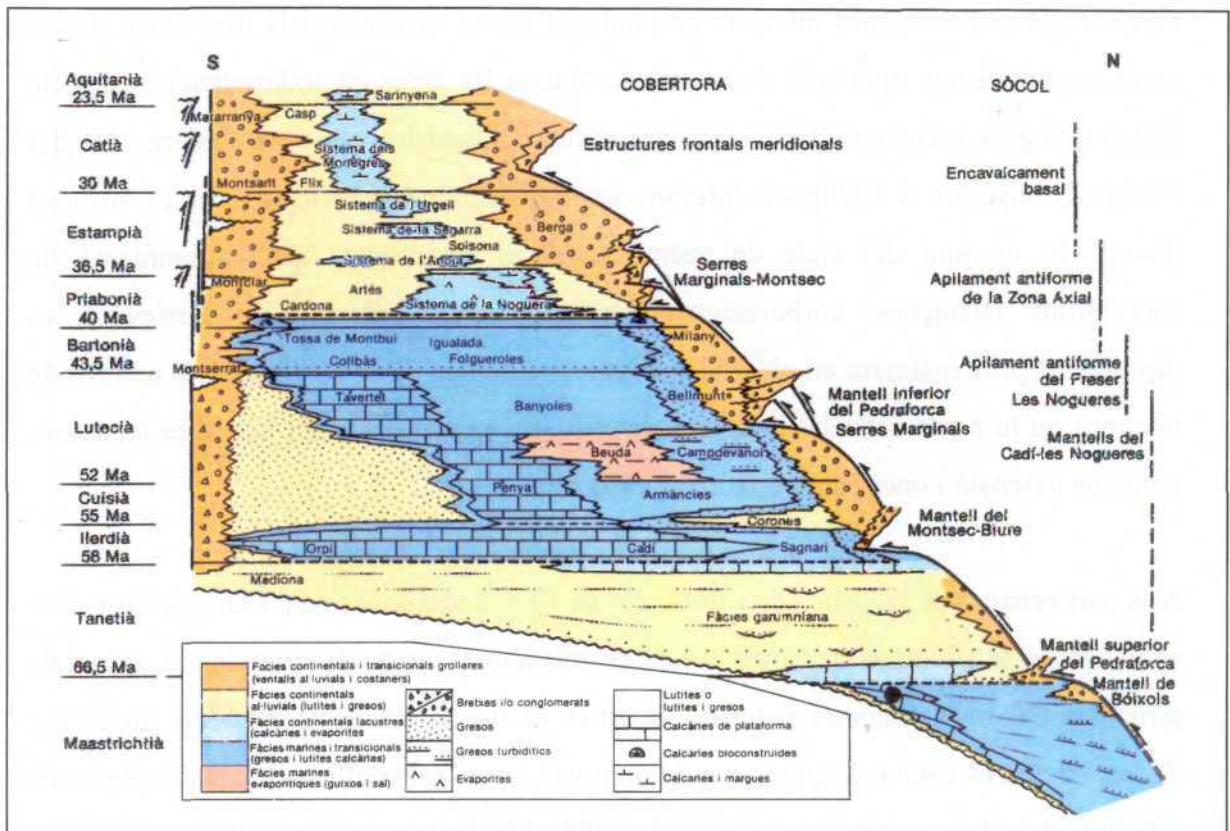


Figura 2.5 Esquema sintètic de les unitats estratigràfiques del Cretaci superior i el Terciari de la part catalana de la conca de l'Ebre i de les unitats al·lòctones pirinenques. Figols a la base (●) i Calaf i Camps (Segarra) proper a Mequinensa (los Monegros) en la part superior. En aquesta figura es pot observar els canvis sedimentològics i la influència marina en el conjunt de la conca, relacionats amb l'evolució estructural dels Pirineus (*Història Natural dels Països Catalans (1992)*).

2.1.3.2 SEGONA ETAPA: SISTEMES LACUSTRES (38-25 milions d'anys)

A partir del Priabonià (38-25 milions d'anys, Eocè Superior), la Conca de l'Ebre fou una conca no marina, i possiblement endorreica amb extens desenvolupament de sistemes al·luvials i lacustres. A les àrees pròximes als Pirineus, la Cadena Costera catalana i la Zona d'Enllaç, hi havia formacions carbonàtiques i evaporítiques mesozoiques i paleògenes inferiors gruixudes, l'erosió mecànica i la dissolució de les quals comportà una aportació de clastos i soluts a les àrees de sedimentació. El cicle inclou una gran varietat de fàcies d'origen al·luvial i lacustre, que s'acumularen des del Priabonià superior a l'Oligocè inferior, aproximadament durant uns 10-12 milions d'anys. El conjunt del cicle de sedimentació es caracteritza per l'acumulació de successions terrígenes, carbonàtiques i evaporítiques potents; les terrígenes es dipositaren principalment en els grans sistemes al·luvials que procedien dels marges de la conca on hi havia activitat tectònica; la resta, ho van fer en grans sistemes lacustres, amb una extensió i unes característiques variables.

A la part oriental de la Conca de l'Ebre, des de l'Eocè terminal fins a l'Oligocè superior van succeir-se diversos sistemes lacustres relacionats amb els complexos al·luvials pirinencs i ibèrics. Aquests sistemes lacustres es distingeixen els uns dels altres per l'edat, les fàcies característiques que hi dominen i per les localitzacions i distribucions diferents dels depocentres (*Anadón et al., 1989*). Els dipòsits lacustres són molt variats, per bé que hi dominen les lutites i les arenites, d'una banda, i les calcàries i els guixos, de l'altra; els dipòsits de carbó hi tenen una presència subordinada. A la *figura 2.6* es mostra els sistemes al·luvials i lacustres en diferents etapes de l'últim cicle sedimentari de la part oriental de la conca de l'Ebre.

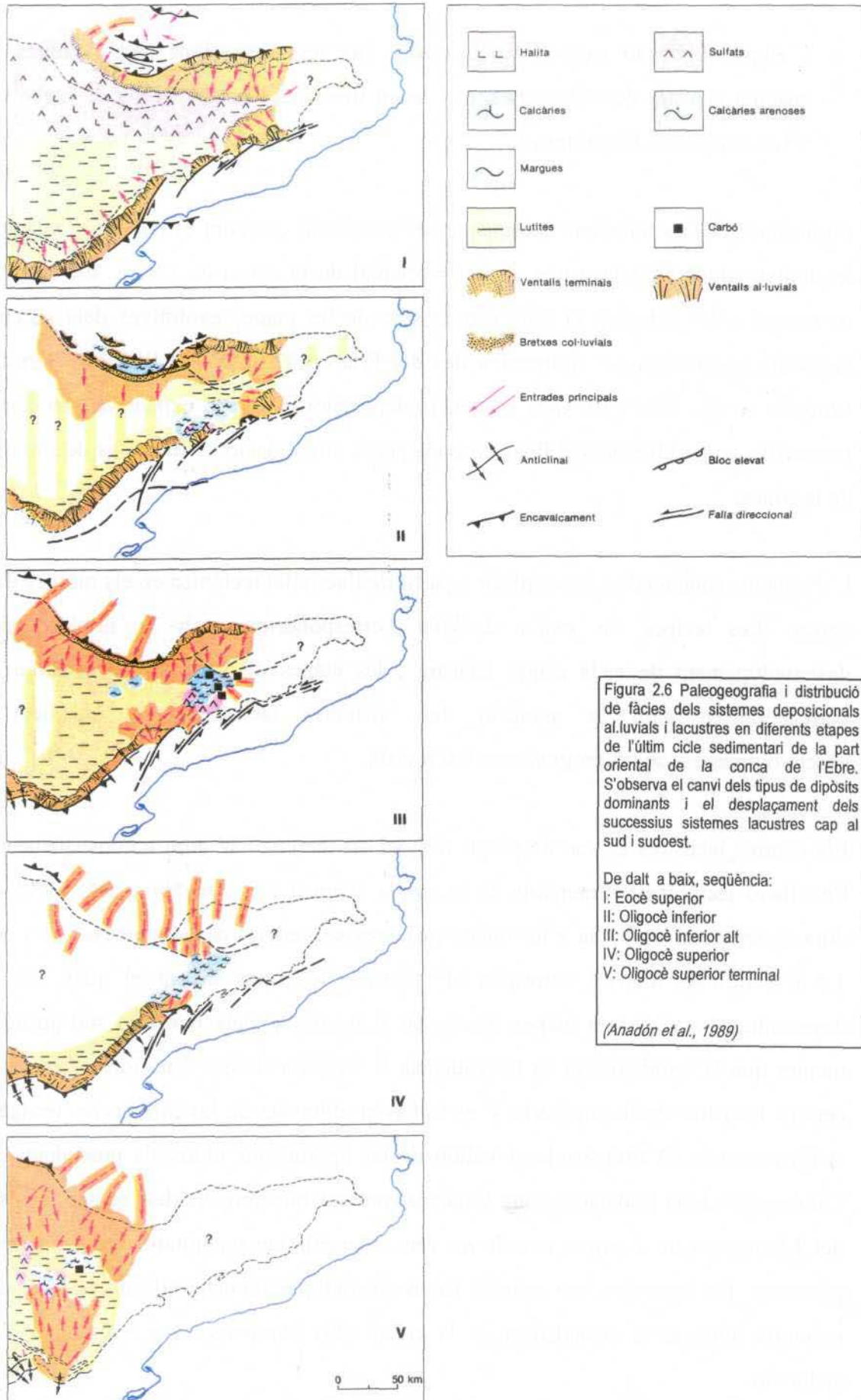
- Les etapes *oligocèniques inferiors* inclouen les unitats evaporítiques, carbonàtiques i terrígenes dels tres sistemes lacustres: sistemes de l'Anoia, la Segarra i l'Urgell. Els carbons de **Calaf i Camps** corresponen al sistema lacustre de la Segarra (*Sàez i Riba, 1986; Anadón et al, 1989*).

- L'etapa *oligocena superior* és formada per les successions carbonàtiques del sistema lacustre dels Monegros, que tenen intercalacions de nivells de carbó que s'han explotat a *Mequinensa*.

En la *figura 2.7* es mostren els esquemes de correlació que com es pot veure relaciona les unitats al·luvials i lacustres al sector oriental de la conca de l'Ebre. Els números romans (I a V) indiquen el rang estratigràfic de les etapes evolutives dels sistemes al·luvials i lacustres que comprenen des del Priabonià superior a l'Oligocè terminal (*Anadón et al, 1989*). En cada seqüència deposicional l'etapa expansiva precedia la retroactiva amb obliteració al final, causada per la progradació al·luvial des dels marges de la conca.

L'evolució seqüencial es pot explicar a partir de l'activitat tectònica en els marges de la conca. Les etapes de major activitat correspondrien amb la implantació i desenvolupament de cada centre lacustre i les etapes de tranquil·litat tectònica es correspondrien amb la retracció dels sistemes lacustres simultàniament al desenvolupament de les progradacions al·luvials.

Els centres lacustres es van desplaçar des del NE cap al SW com a conseqüència de l'evolució tectònica-sedimentària de la conca (*Figura 2.8; Anadón et al., 1989*). La duració temporal atribuïda a les quatre primeres seqüències deposicionals (I-IV) entre 1,5 i 2 milions d'anys) correspon al "lapsus" de temps durant el qual es van desenvolupar successives etapes d'activitat i inactivitat dels mantells sud-pirinencs, mentre que la sedimentació en la seqüència V va durar de 6 a 7 milions d'anys. Els centres lacustres de la seqüència V es trobaven allunyats de les influències terrígenes sudpirinenques. D'altra banda el volum de les aportacions al·luvials procedents dels Catalànids i de la Cadena Costera Catalana (marges més propers dels centres lacustres del Monegros) tot i essent notoris no van esdevenir tan quantitius com els aporcs pirinencs. Tot i que no s'han registrat fàcies que indiquessin etapes d'estratificació de la columna d'aigua, la subsidència de la conca s'ha compensat per l'acumulació del sediment.



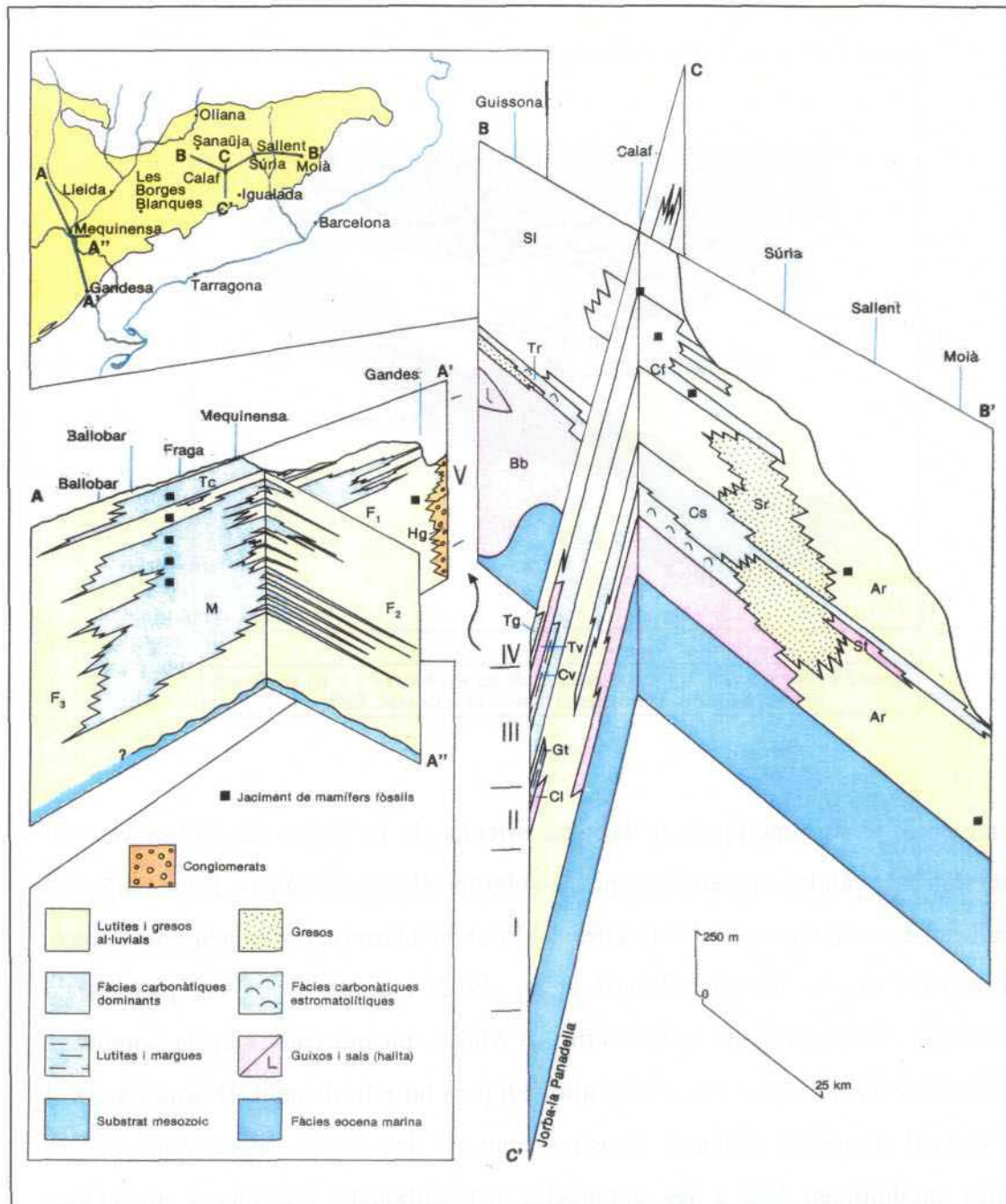
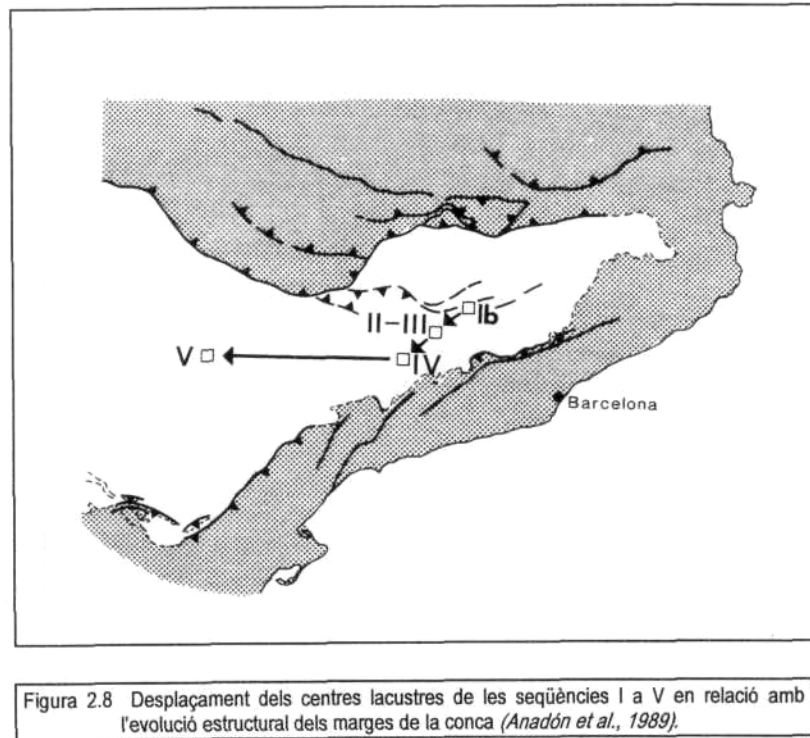


Figura 2.7 Esquemes de correlació. L'orientació d'aquests és diferent en cada cas tal com es mostra en el mapa superior.

En l'esquema de l'esquerra.- F₁: Dipòsits fluvials de procedència ibèrica, F₂: dipòsits fluvials de procedència catalànida, F₃: dipòsits fluvials de procedència pirinenca, Hg: conglomerats d'Horta-Gadesa, M: calcàries de la formació de Mequinensa, Tc: calcàries del Torrent de Cinca.

En l'esquema de la dreta.- Ar: Formació d'Artés, Bb: formació de Barbastre, Cf: formació de Calaf, Cl: guixos de Clariana, Cs: formació de la formació de Castelltallat, Cv: margues de Civit, Gt: margues de Sant Gallart, Si: formació de Solsona, Sr: formació de Súria, St: guixos de Sallent, Tg: calcàries de Tàrraga, Tr: formació de Torà, Tv: guixos de Talavera (Anadón et al., 1989).



Les condicions paleoclimàtiques de la zona oriental de la Conca de l'Ebre van ser predominantment càlides canviant a tropicals-subtropicals en els trànsits Eocè-Oligocè i Oligocè-Miocè, encara que poc dràstics des del Priabonià terminal al principi del Miocè. Aquests canvis van ser *globals* (Parrish et al, 1982) i de fet el registre palinològic comprès entre l'Eocè superior, Oligocè fins el Miocè, mostra canvis en la comunitat vegetal (Solé de Porta i de Porta, 1984) que indiquen un refredament. D'altra banda el trànsit vertical d'aquests sistemes lacustres, que va des de les successions on les evaporites predominen fins a les dominades per carbonats, s'atribueix als canvis climàtics globals els quals podrien haver provocat variacions en les precipitacions amb la subsegüent dilució de les aigües dels sistemes, però també podria influir la composició de les successions rocoses aflorants en les àrees font degut a causes tectòniques. El registre paleontològic i les eventuais fàcies evaporítiques, apunta que les **aigües van ser des de dolces a hipersalines** (Anadón et al, 1989).

2.1.3.2.1 LACUSTRE DE LA SEGARRA (~38-31 milions d'anys):

CALAF I CAMPS

La seqüència carbonosa de Calaf formada entre l'Eocè inferior i l'Oligocè superior (31-38 milions d'anys) (*Sàez i Riba, 1986*) es troba al nord-est de la conca de l'Ebre i es troba en la *seqüència lacustre de la Segarra*. Els jaciments de mamífers fòssils permet atribuir Calaf a l'Oligocè inferior alt (*Anadón et al., 1987; Sàez, 1987*).

Durant l'Oligocè superior el principal centre lacustre es va cenyir a l'àrea de Calaf on va imperar un paleoclima temperat. Aquesta àrea essencialment terrígena es va desenvolupar en extenses planes al·luvials, encara que la seqüència superior inclou paquets lacustres-palustres. Al final de l'Oligocè superior el centre lacustre es va desplaçar en direcció SW deixant seqüències lacustres carbonatades amb els no menyspreables dipòsits de carbó (Tàrraga). L'evolució sedimentària i paleogeogràfica dels sistema va estar influenciada pel drenatge establert des dels Pirineus i la Cadena Costera Catalana.

Els materials del sistema lacustre de la Segarra (part superior de l'Oligocè inferior) afloren extensament en els sectors centrals de la conca. El formen principalment materials carbonosos i detrítics. Els dipòsits evaporítics es troben principalment a la part SW de l'àrea d'aflorament (gruixos de Talavera, gruixos d'Aguiló). Els gruixos més grans de materials d'aquest sistema es troben al subsòl, a Sant Martí de Sesgueioles, on hi ha 270 m de calcàries, margues grises i lignits: formació de Calaf (*Sàez, 1987*). Cap al NE (Calaf i Aleny) sovintegen els nivells explotats de lignit i les intercalacions de lutites rogenques i gresos que formen les indentacions de la Formació de Solsona. Més cap al SW, a la Conca de Barberà, passen lateralment materials detrítics al·luvials de la formació de Blancafort.

Totes les fàcies que integren la formació de Calaf a la part septentrional, excepte els gresos, solen trobar-se ordenades verticalment en seqüències lacustres-palustres de

somerització que indiquen la pèrdua de profunditat de les àrees lacustres. Aquestes seqüències, compostes de calcàries, lutites i lignits, tenen un gruix decimètric i una extensió lateral que pot arribar a 1 Km; enregistren dipòsits carbonàtics de zones internes de llacs somers a dipòsits de carbonats litorals lacustres, mentre que els termes lutítics superiors amb carbó corresponen a dipòsits de zones pantanoses, marginals de llacs, i al seu rebliment final dels llacs somers (Sàez, 1987; Cabrera i Sàez, 1987). Els jaciments de mamífers fòssils és el que permet atribuir els dipòsits d'aquest sistema lacustre a la part superior de l'Oligocè inferior.

Els límits de les zones lacustres foren força fluctuants, des de 500 Km² en les etapes d'expansió màxima fins a unes desenes de Km² en les etapes de retracció. Les zones lacustres van estar relacionades amb les zones terminals dels sistemes al·luvials de procedència pirenaica. No es reconeix persistència de períodes d'estratificació de la columna d'aigua ja que no es reconeixen fàcies laminades.

El conjunt de característiques sedimentològiques, mineralògiques i seqüencials dels dipòsits inferiors del sistema caracteritzen, en una primera fase, com un complex de caràcter dominant perenne, per bé que sotmès a fluctuacions considerables de les zones marginals durant algunes de les etapes. Mentre que en algun dels sectors (Calaf-Aleny) *la persistència de la làmina d'aigua i un nivell freàtic permeté el desenvolupament de torberes que van generar carbó*, en d'altres (Aguiló) hi ha dipòsits evaporítics predominantment sulfatats que indiquen un origen en llacs de tipus *playa*. La calcita és el mineral que domina a les unitats carbonàtiques del sistema mentre que la illita i la clorita d'origen detrític predominen en la fracció argilosa. L'escassa presència d'interestratificats indica que no hi va haver influència evaporítica en aquests llacs (Sàez, 1987; Sàez et al., 1988). En una segona fase, el sistema, de salinitat escassa, mostra una evolució a *playas* i *llacs-playa*. Aquesta variació queda registrada en el pas vertical de les margues de Civit-Sant Antolí (amb nivells d'evaporites i intercalacions de guix al sostre) als guixos de Talavera. S'ha trobat restes de macròfits entre aquestes les margues d'aquesta unitat (Depape i Brice, 1965; Fernández Marrón, 1971; Sainz de Sirià, 1988).

El sistema lacustre de la Segarra és lleugerament eutròfic alimentat regularment durant intervals pluvials pels cursos fluvials i escorrancs emmantellats (*Oberhansli i Alien, 1987*).

Els dipòsits de carbó de Calaf de reflectància vitrínica compresa entre 0,35% i 0,50% i amb un relatiu alt valor calorífic (6400-7042 Kcal Kg⁻¹) es troben en el **rang de lignits a carbons subbituminosos** (*Martin, 1974; IGME, 1975, 1985*) amb un contingut de sofre de 2,98 a 8,36% (*Cabrera i Sàez, 1987*).

2.1.3.2.2 SISTEMA LACUSTRE DELS MONEGRES (-31-25 milions d'anys):

MEQUINENSA

La sedimentació del sistema lacustre dels Monegres (Oligocè superior) va generar, a les parts centrals de la conca, successions de fins 600 m de trams de **carbonats lacustres que alternen amb lutites i arenites** {*Calcàries de Mequinensa*) que afloren extensament a les valls del Cinca i de l'Ebre, a les àrees properes a la seva confluència amb el Segre. També **s'intercalen**, per bé que subordinadament, **dipòsits evaporítics i lignits**, que han estat explotats. Aquestes successions passen, verticalment i lateralment, a unitats fluvio-lacustres {*Lutites i Calcàries de la Granja d'Escarp*) i fluvials. Les darreres són sistemes de procedència pirinenca, de la Cadena Costanera catalana o de la zona d'Enllaç. Durant algunes etapes evolutives, la sedimentació carbonàtica s'expandí fins arribar a zones molt pròximes al marge de la Cadena Costanera catalana (*Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983*) als voltants de Gandesa.

Les fàcies lacustres carbonàtiques del sistema són *variables* (*Cabrera, 1983; Cabrera et al, 1985*) i tenen una ordenació seqüencial de rang menor. Els carbonats fan nivells de gruix decimètric amb nombroses litofàcies, segons color (terros o gris fosc), la textura (laminada o massissa), el contingut bioclàstic (format essencialment de restes de caròfits, ostràcodes i gasteròpodes) i els trets diagenètics primerencs (nòduls d'anhidrita, bretxificació palustre, pseudomicrocarst). Aquestes litofàcies formen majoritàriament

seqüències de somerització amb freqüents recurrències que enregistren la pèrdua de profunditat de les àrees palustres (*Cabrera, 1983*). Les seqüències de gruix decimètric a mètric. La formació de facies carbonàtiques palustres afectades per processos d'emersió és dominant als trams superiors de les unitats de Mequinensa i de la Granja d'Escarp. Això coincideix amb l'escassetat de nivells de carbó que, en canvi, són freqüents als trams inferiors d'aquestes unitats (*Cabrera et al, 1985; Cabrera i Sàez, 1987*).

A conseqüència de la relació entre els medis lacustres i les zones al·luvials terminals, van formar-se seqüències de progradació i retrodegradació terrígena de rang menor. També hi ha sistemes de petits lòbuls terminals, de caràcter microdeltaic, a les zones lacustres marginals de la unitat (*Cabrera, 1983; Cabrera et al, 1985*). Els nivells arenosos de canals i lòbuls terminals mostren una dolomitització intensa, relacionada possiblement amb processos diagenètics primerencs de barreja d'aigües meteòriques (*Peterson, 1988; Peterson i Cabrera, 1989*).

Durant les etapes d'expansió màxima, el sistema lacustre pogué arribar a tenir 2000 Km², mentre que durant les etapes de retracció va quedar reduït a uns pocs centenars de Km². Els llacs eren soms i amb un gradient batimètric baix. El sistema lacustre fou predominantment som i perenne (amb fondàries no superiors a 10 m), per bé que sotmès a etapes de forta expansió o retracció, lligades fins i tot a fluctuacions menors del nivell de l'aigua. Al sector de Mequinensa, entre altres, la implantació o proximitat de làmines d'aigua més perenne va permetre la formació de dipòsits limnics de carbó molt rics en sofre, associats als carbonats lacustres. Als sectors situats al voltant, els afloraments i les dades de sondatges mostren capes molt fines de lignits i dipòsits freqüents d'anhidrita nodular i de guix, que arriben a tenir una potència d'alguns decímetre. Això pot indicar que hi hagué fluctuacions freqüents del nivell de les zones palustres marginals, que passaven a planes lutítiques i evaporítiques de les zones terminals dels sistemes al·luvials. La restricció dels nivells de lignits a la part mitjana de les unitats principals del sistema suggereix que es van dipositar en unes condicions de relativa estabilitat del nivell de l'aigua comparat amb les zones marginals esmentades.

Les fàcies finament laminades, que indicarien períodes d'estratificació permanent de la columna d'aigua, són rares.

La calcita amb contingut baix de magnesi és el carbonat preservat dominant a les unitats calcàries del sistema, mentre que la dolomita hi és minoritària o absent, fins i tot quan hi ha processos evaporítics.

Les associacions de gasteròpodes límnics que conté aquest sistema indiquen **aigües dolces o de salinitat baixa** encara que evolucionades a partir d'aigües meteòriques (Peterson, 1988; Peterson i Cabrera, 1989). No obstant això, l'existència freqüent d'evaporites a les zones marginals i algunes formes de caròfits i de peixos, que s'adapten a canvis notables de salinitat de les aigües (Cabrera i Gaudant, 1986) o aigües clarament salades (Anadón et al., 1992), indiquen la possibilitat de **variacions de la hidroquímica de les aigües del sistema** amb una tendència cap el increment del contingut de soluts en algunes etapes evolutives del sistema lacustre. L'elevat grau de degradació de la matèria orgànica també indica un elevat pH de les aigües del sistema (De las Heras et al, 1990).

En base a la huminita, la reflectància vitrínica del carbó de Mequinensa (0,24-0,29%) es pot classificar com a lignit segons Querol et al. (1996) d'acord amb White et al. (1994), encara que Cabrera i Saez (1987) van trobar un rang que va de lignit a subbituminós, en concordància amb el moderat poder calorífic (3.500-5.500 Kcal Kg⁻¹). Querol et al., (1996) en canvi obté valors 0,47-0,55% de la reflectància vitrínica, calculada a partir d'estudis de fluorescència i conclou considerant el carbó de Mequinensa com **subbituminós A/B**.

Hi ha dos factors determinants de la quantitat i distribució del sofre en carbó (Querol et al., 1996):

- El contingut de sulfat en l'aigua del medi
- L'activitat dels bacteris sulfato-reductors

El procés singenètic d'enriquiment de sofre orgànic és important en carbons amb alt contingut de sofre d'acord amb *Casagrande (1987)*, que suposa la contribució singenètica de fluids amb alt contingut de sulfat i que pot tractar-se de infiltracions d'aigües riques en sulfats a través dels dipòsits de torba. El sofre reciclat (*Utrilla, 1989*) a Mequinensa pot procedir de tes evaporites del Triàsic i baix Lias (principalment anhidrites) contemporàniament amb la deposició de carbó durant el cicle Alpí a semblança dels carbons cretàtics de la Cadena Ibèrica (*Querol, 1990; Querol et al., 1991b*). En ambients d'elevada alcalinitat hi ha evidència de les condicions altament reductores durant la formació de la torba donat que el ió sulfat és el més estable en solució i el ió HS⁻ no està disponible per formar la pirita (*Querol et al., 1996*). El paleoambient alcalí dóna un peculiar enriquiment de U, Mo i W amb afinitat orgànica, que es fixen com a òxids en condicions alcalines.

En resum: La hidroquímica de les aigües lacustres van tenir enorme importància al principi de l'evolució diagenètica en els carbons de Mequinensa. La hidroquímica va estar lligada a les àrees pròximes i l'evolució de la composició de soluts en les aigües del llac (caracteritzades per l'alt contingut de carbonat i sulfat) els quals van augmentar degut al sistema endorreic de drenatge i el paleoclima àrid-semiàrid que es va donar durant l'acumulació de la matèria orgànica.

Mequinensa és un exemple de l'extrema evolució diagenètica de la matèria orgànica degut als factors geològics que controlen la seva deposició.

2.2 SITUACIÓ GEOLÒGICA DELS CARBONS

La mostra d'Ogassa pertany a la conca prepirinenca. L'hulla fou mostrejada en un aflorament molt proper i al nord del poble d'Ogassa i pertany a la Unitat de Trànsit Carbonífer-Permià (290 Ma aproximadament) en una zona lacustre.

Ogassa	
%Carbonats	5,2
Anàlisi Elemental	
%C	54,2
%H	3,4
%N	1,1
%S	2,7
Cendres	34,1

Utrilles	
%Carbonats	33,1
Anàlisi Elemental	
%C	35,1
%H	2,6
%N	0,6
%S	10,0
Cendres	34,6

La mostra **d'Utrilles** pertany a la Conca del Maestrat situada al sector est de la Serralada Ibèrica. El lignit fou mostrejat a la *mina Pilar* i pertany al Cretaci Inferior de fa uns 105 Ma aproximadament (*Querol et al., 1990*). En uns carbons influïts per l'abundància de sulfats provinents d'ambients deposicionals marins i també de lixiviació i reciclatge de sulfats triàsics i juràsics (*Querol et al., 1991a; Sinnighe Damsté et al., 1992a*).

Fígols	
%Carbonats	8,5
Anàlisi Elemental	
%C	46,0
%H	2,8
%N	1,1
%S	5,3
Cendres	28,1

La mostra de **Fígols** pertany a la Conca del Berguedà fou mostrejada a la *minade la Consolació*, sector central de la serralada prepirinenca. Pertany al Cretaci superior de fa uns 70-75 Ma aproximadament en un ambient deposicional de plana fluvial pantanosa. Es troben intercalats, com la resta de mostres, amb sediments carbonatats.

Les mostres de **Calaf** estan localitzades a *Aleny* dins el terme de Calaf i **Camps** del terme de Fonollosa. El lignit de Calaf ha estat mostrejat en una mina d'Aleny i pertany a l'Oligocè (35 Ma aproximadament). Està format també en sediments carbonatats en una zona lacustre oberta (*Cabrera i Sàez, 1987*). La mostra de Camps es caracteritza per tenir poc carbonat.

CALAF

% Carbonats	28,7
--------------------	------

Anàlisi Elemental

%C	35,5
%H	3,5
%N	0,8
%S	10,1
Cendres	20,2

Camps

%Carbonats	1,2
-------------------	-----

Anàlisi Elemental

%C	44,1
%H	3,4
%N	1,0
%S	4,7
Cendres	37,9

La mostra de **Mequinensa** és un lignit obtingut en la mina explotada per *Carbonífera del Ebro*, localitzada en el municipi de la Granja d'Escarp en la frontera amb l'Aragó pertanyent a la Carbonífera del Ebro.

El lignit de l'Oligocè (30 Ma aproximadament) es reconeix a les unitats del marge SE de la conca de l'Ebre. La Conca de Mequinensa està formada de sediments carbonatats en una zona lacustre oberta, propera a ambients salabrosos i fins i tot evaporítics del paleollac (*Cabrera et al, 1985; Cabrera i Sàez, 1987*).

Mequinensa	
%Carbonats	7,2%
Anàlisi Elemental	
%C	49,6
%H	4,4
%N	0,8
%S	8,8
Cendres	17,9

2.3 PART EXPERIMENTAL

La recollida de les mostres i la preparació del material i dissolvents s'ha fet d'acord amb *de las Heras (1991)*.

La determinació de carbonats s'ha realitzat atacant la mostra amb HCl 2N (3 vegades). S'ha rentat la mostra amb aigua desmineralitzada (3 vegades) i assecada. El percentatge de carbonats s'ha calculat per diferència de pesada.

L'anàlisi elemental de C, H i N s'ha fet amb l'analitzador *Fisons 1106* i el S amb *Fisons 1108*.

La determinació de les cendres s'ha basat en les normes *UNE 32.001, 32019 i 32004* que consisteix en l'escalfament a 900 °C durant 30 minuts i càlcul per diferència de pesada del lignit lliure d'humitat i volàtils.

2.3.1 ANÀLISI DE LA FRACCIÓ LIPÍDICA

2.3.1.1 Extracció de les mostres

Aquest procés es duu a terme en un aparell Soxhlet dipositant uns 20 grams de mostra en el didal de cel·lulosa, que es cobreixen amb llana de vidre. L'extracció de la fracció lipídica es fa amb CH₂Cl₂:MeOH 2:1 v/v durant 36 hores.

2.3.1.2 Separació de la fracció àcida i neutra

L'extracte provinent del Soxhlet es duu a quasi sequedat per evaporació rotatòria al buit i es digereix amb 40 mL de KOH/MeOH al 6% w/w durant 12 hores a temperatura

ambient. A continuació se separa la fracció neutra per extracció de la mescla amb 6 x 30 mL d'*n*-hexà. Posterior addició d'una dissolució aquosa de HCl al 25% fins a pH = 2 i reextracció amb 6 x 20 mL d'*n*-hexà permet obtenir la fracció àcida.

2.3.1.3 Anàlisi de la fracció neutra

L'extracte s'analitza per cromatografia en columna. Es duu a quasi sequedat per evaporació rotatòria al buit. Es recull amb pipeta Pasteur i es passa a un vial net i tarat. A continuació, l'extracte es concentra a 1 mL amb *n*-hexà i es diposita a la part superior d'una columna de 250 x 9 mm de diàmetre interior reblerta amb 8 grams de sílica a la part inferior i 8 grams d'alúmina a la part superior, ambdós suports desactivats amb el 5% d'aigua.

Se'n recullen tres fraccions per elució successiva amb:

1	mL <i>n</i> -hexà	HC alifàtics
2	mL <i>n</i> -hexà/CH ₂ Cl ₂ (90:10 v/v)	HC monoaromàtics mono i policíclics
3	mL <i>n</i> -hexà/CH ₂ Cl ₂ (80:20 v/v)	HC poliaromàtics policíclic

2.3.1.4 Anàlisi per Cromatografia de gasos/Espectrometria de masses

S'ha emprat un cromatògraf de gasos *Fisons Instruments sèrie 8000* acoblat a un espectròmetre de masses *Fisons Instruments MD 800*, ambdós connectats a un PC amb software de tractament de dades VG Masslab 2.11.

S'ha utilitzat dues columnes amb les següents característiques:

Per les mostres de Mequinensa:

Columna A

- fase estacionaria: SE-54 sílica fosa
- espessor del film: 0,1-0,15 µm
- longitud de la columna: 15 m
- diàmetre interior: 0,25 mm
- temperatura:
 1. a 50 °C durant 2 minuts
 2. de 50 °C a 310 °C a 6 °C/minut
 3. a 310 °C durant 15 minuts

Per a la resta de mostres:

Columna B

- fase estacionaria: DB-5 MS
- espessor del film: 0,1-0,15 µm
- longitud de la columna: 30 m
- diàmetre interior: 0,25
- temperatura.
 1. a 60 °C durant 2 minuts
 2. de 60 °C a 150 °C a 15 °C /minut
 3. de 150 °C a 310 °C a 4 °C/minut
 4. a 310 °C durant 25 minuts